

Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias)

J. C. Carracedo¹ y E. Rodríguez Badiola²

¹ *Estación Volcanológica de Canarias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, La Laguna, Tenerife.*

² *Depto. Geología, Museo Nacional de Ciencias Naturales, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.*

Abstract

The results obtained indicate that the building of the subaerial stage of construction of Lanzarote began during the Miocene and is characterized by the formation of two main basaltic "island-edifices": Los Ajaches, built in a relatively short and continued period of about 1 Ma of reversed polarity in the Middle Miocene, and Famara, constructed in three progressively shorter late Miocene-Pliocene eruptive phases corresponding respectively to Epoch 9 of normal polarity at about 10.2 to 8.7 Ma, Epoch 6 of reversed polarity (6.5 to 5.7 Ma) and the Cochity normal polarity event (3.9 to 3.8 Ma) in the Gilbert Epoch. After a prolonged period of eruptive repose of about 2 Ma, eruptive activity resumed in the island in the middle Matuyama reverse polarity Epoch, with basaltic magmas and fissure eruptions that continued until quite recently (1824), with an eruptive episode of an anomalously high magnitude between 1730 and 1736.

The evolutive trends of the related magmas show the presence of a complete evolutive magmatic cycle in the old edifice of Los Ajaches, with magmas evolving by crystal fractionation from alkali basalts to trachytes. In Famara and Tías edifices, magmas are mainly primitive basanites generated by partial melting processes. In the Quaternary volcanism, partial melting-generated basanite-alkali basalt magmas are also predominant, with some superimposed components of crystal fractionation. A significant exception is the 1730 eruption, where the evolution of magmas is completely anomalous in the recent magmatic history of the Archipelago, from basanites to olivine tholeiites, probably in relation with the mixing of magmas from two different magmatic sources.

Introducción

La combinación de la datación por métodos radiométricos y la magnetoestratigrafía con inversiones del campo magnético terrestre (CGT) es una técnica habitual en terrenos volcánicos que mejora considerablemente la precisión en la definición de la duración de las diferentes fases eruptivas en relación con los métodos puramente radiométricos. La aplicación de esta técnica en las Islas Canarias (Abdel-Monem et al. 1971, 1972; Watkins, 1974; Carracedo, 1974a,b; Fúster y Carracedo, 1979; Carracedo y Soler, 1992, 1994) y en las Islas Hawaii (Holcomb et al. 1993) ha puesto de manifiesto que la edad de las formaciones volcánicas obtenida empleando únicamente dataciones K-Ar, tienden a reducirse considerablemente cuando se las circunscribe en las correspondientes unidades de polaridad de la escala de inversiones del CGT.

En este trabajo, se aplica la magnetoestratigrafía a la reconstrucción de la evolución geológica de Lanzarote, una isla de reducidas dimensiones (860 Km²), de historia geológica relativamente sencilla, y con un número considerable de dataciones radiométricas (47 edades K-Ar). La estratigrafía magnética de las series volcánicas subaéreas de Lanzarote se han definido a partir del análisis de la inclinación geomagnética (polaridad) del CGT impresa en las lavas al enfriarse por debajo de la temperatura de bloqueo de sus componentes ferromagnesianos. Este análisis se ha realizado no sólo en las formaciones que afloran hoy en la isla, sino asimismo en los testigos recuperados en los numerosos sondeos realizados en el Programa SPA-15 de la UNESCO (SPA-15, 1972; Custodio, 1974). Con la ayuda de esta técnica, de gran utilidad en la correlación estratigráfica, y las numerosas dataciones radiométricas publicadas (Abdel Monem et al., 1971; Coello et al., 1992; Meco y Stearns, 1981) se han reconstruido los principales edificios volcánicos, sus fases de actividad y la extensión de sus productos. De esta forma, aportamos un esquema tentativo de la evolución general de la isla en su parte emergida.

Paralelamente, la revisión petrogenética que se presenta, hecha a partir de datos geoquímicos —incluyendo algunos nuevos— y mineralógicos de los edificios y ciclos volcánicos cuya localización estratigráfica se conoce gracias a la aplicación de las técnicas mencionadas, ha permitido definir las pautas principales de evolución geoquímica de los magmas a través de la historia geológica de la isla,

presentándose un modelo de los procesos magmáticos responsables de los diferentes episodios eruptivos.

Metodología

Las determinaciones paleomagnéticas fueron realizadas en su mayoría directamente en el campo con magnetómetros portátiles del tipo "flux-gate". Para comprobar la fiabilidad de las determinaciones de campo, se recogieron muestras de todas las unidades determinadas, siguiendo técnicas estándar (orientación con brújula solar, perforación con brocas de diamante, etc.). Estas muestras fueron analizadas en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Estación Volcanológica de Canarias, sometiéndolas a desmagnetización progresiva tanto en campos alternantes (AF) de hasta 50 mT como a temperaturas de hasta 600 °C. En ningún caso se observó la presencia de componentes magnéticos secundarios de importancia y, en todo caso, la polaridad definida en el campo era sistemáticamente consistente con la determinada en laboratorio.

En los sondeos del SPA-15 se siguieron criterios de definición de la polaridad de perforación de los testigos. Se determinaron en laboratorio las variaciones de la inclinación geomagnética colada a colada (Carracedo y Soler, 1992, 1994).

Los datos geoquímicos de elementos mayores se obtuvieron mediante análisis por fluorescencia de Rayos X según el método de De Jongh (1981). Los elementos traza, por el procedimiento de Leoni y Saitta (1976). Los análisis mineralógicos se efectuaron con microsonda y corregidos por el método empírico de Bence y Albee (1968). Los análisis químicos del volcanismo histórico utilizados en este trabajo han sido publicados anteriormente (Carracedo et al. 1990). Datos geoquímicos adicionales proceden de Rodríguez Badiola, Carracedo y Sigmarrsson, en publicación.

Etapas en el desarrollo de Lanzarote. Definición y descripción de los principales edificios volcánicos.

El edificio Miocénico ("shield volcano") de Los Ajaches

El grueso de la isla de Lanzarote está formada en su parte emergida por dos edificios antiguos independientes (Fig. 1): el de Los Ajaches, situado en el extremo

meridional de la isla y activo en el Mioceno medio, y el de Famara, situado en la parte septentrional y construido en varias etapas entre el Mioceno superior y el Plioceno.

El edificio volcánico antiguo de Los Ajaches parece haberse construido, al menos en la mayor parte de su volumen emergido, en un único episodio de duración relativamente corta, entre los 14.5 y 13.5 Ma. Las edades radiométricas publicadas quedan incluidas en este intervalo de tiempo, salvo una edad de Abdel Monem et al. (1971) de 19.5 Ma, al parecer discutible, y otra de 12.3 Ma de Coello et al. (1992). Nos hemos inclinado por acortar el periodo de actividad de este edificio en relación con estas edades extremas respecto al conjunto (ver Fig. 6 en Coello et al., 1992) por nuestras observaciones de campo. Esta formación no presenta discordancias de importancia (angulares, paleosuelos, etc.) en los 300 m visibles de escarpe en Pico Redondo y porque la formación presenta en su totalidad una única polaridad invertida (R) respecto a la del CGT actual o normal (N) (Fig. 2), incluso en las tobas submarinas de la base del edificio detectadas en sondeos del SPA-15 (Fig. 3). Prolongar otro millón de años la edad de esta formación —como sería el caso de incluir la edad de 12.3 Ma— parece discrepar con la ausencia de una clara discordancia erosiva y con la presencia de una única unidad de polaridad, ya que la escala de inversiones geomagnéticas presenta en ese periodo unidades de polaridad siempre inferiores al millón de años (Tarling, 1983; Jacobs, 1984).

El edificio volcánico del Mioceno tardío de Tías

Los escasos afloramientos correspondientes a este edificio volcánico se distribuyen fundamentalmente alrededor del pueblo del mismo nombre, entre los edificios antiguos de Los Ajaches y Famara. Son restos muy erosionados de lavas y pitones basálticos, aislados entre sí por las lavas recientes. Los centros de emisión de la zona de Tías son de polaridad negativa, con una edad radiométrica de 6.1 Ma (Coello et al., 1992). En la zona más próxima al edificio de Los Ajaches tanto los pitones como las lavas son de polaridad normal. Estas lavas de polaridad normal y edad de 6.6 Ma (Coello et al., 1992) contornean el edificio de Los Ajaches por el norte, llegando hasta la zona del Janubio, donde afloran en discordancia erosiva sobre las lavas de Los Ajaches (de edad 14.1 Ma, Coello et al., 1992). Es muy

posible, pues, que la actividad volcánica de este edificio se ubicara en el tránsito de la Época 7 de polaridad normal (aproximadamente entre 6.5 y 8.0 Ma, McDougall et al., 1977), a la que podría corresponder la actividad inicial de este edificio, a la Época 6 de polaridad inversa (6.5 a 5.7 Ma, McDougall et al., 1977). El sondeo S-10 (Fig. 3), situado al norte de Los Ajaches, muestra claramente las relaciones estratigráficas apuntadas.

El edificio volcánico Mio-pliocénico de Famara

El edificio Famara se ha construido en tres etapas discontinuas separadas por discordancias muy evidentes, al quedar marcadas por almagres (paleosuelos cocidos por coladas o "backed contacts"). Estas etapas presentan volúmenes progresivamente-decrecientes, entre sí y con relación al edificio de Los Ajaches, lo que parece indicar una disminución progresiva de la actividad magmática tanto en Famara como en la isla en su conjunto.

La unidad inferior de Famara está formada principalmente por coladas basálticas, algunas de considerable potencia y extensión superficial. En la unidad intermedia son frecuentes los conos y mantos de piroclastos basálticos, con algunos almagres intraformacionales. Unas pocas coladas, asimismo basálticas, forman la unidad superior. Esta coladas superiores son particularmente potentes, indicando muy posiblemente el relleno de barrancos excavados al finalizar la emisión de la unidad intermedia.

Las tres unidades estratigráficas mencionadas se corresponden con tres unidades magnetoestratigráficas de diferente polaridad (Fig. 4), un hecho puesto ya de manifiesto en un trabajo anterior (Fúster y Carracedo, 1979). La unidad inferior, de polaridad normal, se habría emitido entre 10,2 y 8,3 Ma (Coello et al., 1992), periodo correlacionable en efecto con la Época 9 de polaridad N, aproximadamente de 10.2 a 8.7 Ma (McDougall, 1979; Tarling, 1983). Las unidades intermedia y superior, de polaridad R y N respectivamente, se pueden asimismo correlacionar con los intervalos de edad propuestos por Coello et al. (1992) de 6.7 a 5.3 y 3.9 a 3.8 Ma. Esas edades y sus polaridades respectivas pueden encajarse en la Época 6 de polaridad inversa (6.5 a 5.7 Ma, McDougall et al., 1977) y en el Evento Cochiti de polaridad N (3.9 a 3.8 Ma, Mankinen y Dalrymple, 1979). Estas unidades han

sido definidas en Famara no sólo en afloramiento (Fig. 4), sino también en testigos de sondeos del SPA-15 (Fig. 5).

Una interesante derivación de este trabajo es la comprobación de cómo la magnetoestratigrafía puede ayudar a incrementar la precisión de las dataciones radiométricas, encajando estas en las unidades de polaridad de la escala de inversiones geomagnéticas establecida. Esta escala ha sido determinada a partir de la suma de numerosos datos radiométricos y de polaridad en los más diversos escenarios y materiales de todo el planeta. La determinación de la polaridad geomagnética es, por otra parte, una técnica sencilla en comparación con la datación radiométrica. En el primer caso se trata de un proceso físico, la fijación del vector del *CMT* en el momento de enfriamiento de la roca, de difícil variación por procesos naturales post-deposicionales (alteración, recalentamiento suave, etc.), en todo caso, fácilmente detectables en el laboratorio. Las dataciones radiométricas constituyen, en cambio, un método geoquímico más complejo, en que la precisión depende muchas veces de factores de difícil reconocimiento.

En el edificio Famara, donde la actividad eruptiva sería prácticamente continuada si nos atenemos a las edades radiométricas publicadas, esta queda claramente circunscrita a tres etapas muy separadas en el tiempo cuando se aplica la magnetoestratigrafía (Fig. 6). El hecho de que las dataciones radiométricas tienden a exagerar los intervalos eruptivos, al menos en la zona de Canarias, ha sido puesto más o menos claramente de manifiesto por diversos autores (McDougall y Schmincke, 1977; Carracedo, 1979). En efecto, mientras que la información radiométrica tiende a adjudicar periodos de varios millones de años para la mayoría de los edificios insulares de las denominadas Series I de las islas (Fúster et al, 1968), nuestras observaciones indican que estos intervalos pueden estar artificialmente exagerados, al no corresponderse con la presencia de unos pocos cambios de polaridad geomagnética, frecuentemente uno o dos, sin que sean evidentes interrupciones importantes de la actividad eruptiva. No suelen apreciarse discordancias erosivas que podrían corresponderse con discordancias magnetoestratigráficas, por lo que las unidades de polaridad geomagnética (generalmente de duración inferior a 1 Ma) son, en la mayoría de los casos, consecutivas (Carracedo, 1975, 1979; Carracedo y Soler, 1992, 1994).

Si tenemos en cuenta que en todo este edificio volcánico sólo se han encontrado tres unidades de polaridad (Fig. 6), podemos asumir que las edades radiométricas deberían encajar en el periodo de duración establecido para ellas. De la observación de la figura se desprende que, en este caso, esto es así para la mayor parte de las edades, y que las que quedan fuera de los intervalos de tiempo correspondiente podrían, por su misma polaridad y similar posición estratigráfica, encajarse con el resto de las edades de cada unidad de polaridad. Esta técnica permitiría, en el caso de Famara, definir con bastante mayor precisión la duración de los intervalos de actividad eruptiva, que quedan considerablemente reducidos.

Sería aún mucho más interesante la extrapolación de este método a casos en que las edades radiométricas disponibles son mucho menos coherentes que en Famara. La facilidad con que se determinan las polaridades geomagnéticas, incluso directamente en afloramiento con magnetómetros del tipo "flux-gate", hace difícilmente explicable el uso de métodos radiométricos sin el apoyo simultáneo de la escala de inversiones geomagnéticas.

El volcanismo fisural cuaternario

La actividad volcánica se reanudó en la isla después de un periodo de reposo de unos 2.5 Ma., iniciándose con centros de emisión frecuentemente periféricos a los edificios antiguos de Los Ajaches (Mña. Roja y el grupo de volcanes de Caldera Riscada) y Famara (grupo de volcanes de Teguisse), todos ellos correspondientes a la época de polaridad inversa Matuyama. Una edad de 2.7 Ma para Mña. Roja (Coello et al., 1992) es muy discutible, tanto por el estado de conservación del edificio como por la existencia de otra datación para el mismo centro eruptivo de 0.8 Ma (Meco y Stearns, 1981).

Más adelante, en la época de polaridad normal Brunhes (a partir de 0.7 Ma) se refuerza el carácter fisural del volcanismo de la isla, con alineaciones de conos volcánicos que la recorren en dirección NE-SO, preferentemente entre los dos edificios-isla antiguos. Esta actividad fisural se mantiene hasta fechas históricas (erupciones de 1730 y 1824).

La cartografía de inversiones geomagnéticas de Lanzarote (Fig. 7), muestra las diferentes formaciones y edificios volcánicos en relación con las correspondientes unidades de esta escala de inversiones.

Características y pautas evolutivas de los magmas

La primera descripción petrográfica y geoquímica detallada de los materiales volcánicos de los diferentes episodios/ciclos eruptivos de Lanzarote fue presentada por Fúster et al. (1968), trabajo de síntesis en el que se recogían y ampliaban datos de trabajos anteriores (Fernández Navarro, 1919; Hausen, 1959; Ibarrola y López Ruiz, 1967). El estudio detallado de la variabilidad y evolución de los magmas correspondientes fue realizado por Ibarrola (1969, 1970) y Fúster (1975). Más recientemente, se aportan nuevos datos petrológicos y geoquímicos en numerosos trabajos, entre los que destacan los de Schmincke (1976, 1982), Armienti et al. (1989,1990) y Carracedo et al. (1989,1990).

Se abordan en este trabajo los problemas que se plantean en relación con la diversidad volcanológica y el origen y posible evolución de los magmas. La revisión petrogenética se basa en nuevos datos geoquímicos y mineralógicos obtenidos para las diferentes unidades volcano-estratigráficas establecidas mediante la magnetoestratigrafía. Esto permite una definición, identificación y ordenación de los procesos magmáticos y volcanológicos responsables de los diferentes episodios eruptivos que no sería fácil abordar con los métodos anteriormente aplicados.

Composición química y mineralógica de los magmas

El edificio miocénico ("shield volcano") de Los Ajaches

La actividad volcánica de los Ajaches ha originado una gran diversidad de tipologías, como se observa en la Fig. 8a, con variación desde basanitas a traquitas. Los términos más básicos de la serie (basanitas-basaltos) se localizan preferentemente en la zona basal de la serie de los Ajaches (Juan Perdomo y Los Dises), los términos intermedios (basálticos-traquibasálticos) en la secuencia estratigráfica de Pico Partido y los términos más diferenciados (traquitas máficas y

traquitas) se localizan en los diques de la zona de Janubio y pitones de Papagayo. Mineralógicamente, los términos basaníticos y basálticos están constituidos por fenocristales de olivino forsterítico (Fig. 9a), con Fo 84 %, σ 2.62. Estos minerales están ausentes en los términos más evolucionados, en los que predominan los minerales feldespáticos con un amplio rango de variación, desde bytownita-labradorita a oligoclasa-anorthoclasa en los términos traquíticos (Fig. 9b). El resto de la mineralogía se reduce a la presencia de clinopiroxenos de tipo diopsido y óxidos de la serie magnetita-ulvospinela (Fig. 9c y 9d).

La identificación del proceso evolutivo se ha efectuado mediante la utilización cualitativa del comportamiento de elementos traza, C^H , C^M vs. C^H . Los resultados indican (Fig. 10a) que las variaciones composicionales observadas en el volcanismo de los Ajaches —suponiendo que la serie volcánica esté genéticamente relacionada— estarían producidas predominantemente por procesos de cristalización fraccionada, sin que se evidencien otros mecanismos superpuestos significativos, como fusión parcial, mezcla o asimilación. La estimación de los parámetros del proceso petrogenético se aborda en otro trabajo (Rodríguez Badiola, Veintemillas y Carracedo, en preparación).

Edificios volcánicos de Tías (Mioceno superior) y Famara (Mioceno-Plioceno)

El edificio basáltico de Famara presenta pocas variaciones petrográficas, aspecto indicado ya por Fúster y colaboradores (1968). En el diagrama TAS de la Fig. 8b se evidencia que la práctica totalidad de las muestras analizadas (correspondientes a la secuencia de Órzola, acantilado de Famara y Tabayesco) corresponden a términos basaníticos con muy poca dispersión de valores. El comportamiento de las lavas es muy similar en el edificio Tías (Fig. 8c).

La mineralogía dominante en Famara (Fig. 9a) es de fenocristales de olivino forsterítico con poca dispersión de valores (en promedio, Fo 87 %, σ 0.83). En el edificio Tías los valores son similares (Fo 85.9 %, σ 1.8). Predominan los minerales feldespáticos con un estrecho rango de variación, desde bytownita a labradorita (Fig. 9b).

La confrontación de elementos traza (Fig. 10b) indica que las variaciones observadas en las series volcánicas de Famara y Tías estarían fundamentalmente

relacionadas con procesos de fusión parcial, sobre los que se superponen algunos procesos de fraccionación.

El volcanismo fisural cuaternario

Los centros de emisión correspondientes al inicio del ciclo de actividad cuaternaria (Serie II) muestran limitadas variaciones en su composición, desde basaltos a basanitas (Fig. 8d). El grupo de volcanes de la zona de Teguisse y el centro eruptivo de Montaña Roja, en el sur de la isla, presentan composiciones basálticas que difieren de los materiales basaníticos emitidos por los centros eruptivos de Playa Quemada y Montaña Bermeja, al este de Los Ajaches. Esto es, en parte, debido al elevado contenido de fenocristales de olivino (Fo 84 %) y/o xenocristales de olivino forsterítico (Fo 87 %), que aparecen en concentraciones superiores a las determinadas en la zona de Teguisse (Fo 83 %).

Los materiales de la serie III muestran un claro carácter basáltico alcalino con valores muy uniformes (Fig. 8e) y una mineralogía (Fig. 9a) constituida por olivino forsterítico (en promedio, Fo 83 %, σ 1.42), feldespatos labradoríticos (Fig. 9b), y clinopiroxenos augítico-diopsídicos (Fig. 9c). En cambio, las erupciones subhistóricas (Serie IV) del grupo volcánico de La Quemada-Los Helechos-Corona presentan una mayor dispersión composicional respecto a la Serie III, con una continua variación desde basanitas a basaltos alcalinos (Fig. 8f). La mineralogía está caracterizada por la presencia de fenocristales de olivino (en promedio, Fo 85 %, σ 0.72) (Fig. 9a), feldespatos de tipo labradorita-andesina (Fig. 9b), y minerales de Fe-Ti (Fig. 9d).

La confrontación de elementos traza C^H , C^M vs. C^H (Fig. 10c) separa claramente los materiales de la Serie II, de composición basanítica, que quedan claramente individualizados. En los restantes materiales de composición basáltica de esta Serie y en las Series III y IV, las variaciones geoquímicas estarían fundamentalmente relacionadas con cambios en el grado de fusión, aun cuando los procesos de cristalización fraccionada estén asimismo presentes.

Las erupciones históricas (1730 y 1824) presentan una interesante diversidad composicional. y en ambas erupciones son frecuentes la presencia de xenolitos ultramáficos. En las lavas de la erupción de 1730-36 (Fig. 8g) se evidencia una

clara evolución desde basanitas a basaltos alcalinos en el inicio de la erupción (Caldera de los Cuervos y Pico Partido), que prosigue hacia basaltos olivínicos y toleitas olivínicas en las siguientes fases eruptivas. Esta peculiar característica de la erupción de 1730 fue ya destacado por Carracedo et al. (1989). Por el contrario, los materiales emitidos durante la erupción de 1824 corresponden a basanitas con un rango composicional bastante restringido (Fig. 8g). Mineralógicamente, las lavas de la erupción de 1730 se caracterizan por la presencia dominante de fenocristales de olivino con valores medios Fo 86%, σ 2.79 (Fig. 9a), mientras que estos valores cambian a promedios de Fo 85%, σ 3.27 en las lavas de la erupción de 1824. El resto de la mineralogía de las lavas de 1730 está constituida fundamentalmente por microcristales de feldespato de composición labradorítica (Fig. 9b), clinopiroxenos augítico-diopsídicos (Fig. 9c), y óxidos de Fe-Ti (Fig. 9d).

La confrontación de elementos traza C^H , C^M vs. C^H separa claramente ambas erupciones históricas (Fig. 10d). En efecto, en los materiales correspondientes a la erupción de 1730 se observa una marcada divergencia entre las tendencias correspondientes a la primera fase eruptiva, con evidentes indicios de procesos de fraccionación y/o acumulación de cristales de olivino (algunos de los cuales presentan carácter xenolítico), y las fases sucesivas, en las que parecen dominar los procesos de fusión parcial (Carracedo et al., 1990). Las lavas correspondientes a la erupción de 1824 se sitúan por encima de la línea teórica FC, pero con aproximación a los términos más basaníticos de la erupción de 1730 (Fig. 10d).

Evolución general del magmatismo en Lanzarote

La continuidad temporal en la actividad volcánica del edificio de Los Ajaches podría explicarse mediante un modelo petrogenético relativamente simple, basado en varios aspectos: a) actividad volcánica con altas tasas eruptivas, y consiguientemente, construcción en un tiempo relativamente corto de un voluminoso edificio volcánico; b) persistencia de diferentes procesos de cristalización fraccionada; c) amplia diversidad composicional y mineralógica, en particular de los feldespatos como se ha indicado anteriormente.

Esta diversidad composicional del edificio volcánico de Los Ajaches contrasta con la monotonía de los edificios de Famara y Tías, caracterizados por materiales

de carácter primitivo, originados en procesos de fusión parcial, tal como sugieren Armienti et al. (1990). Las importantes interrupciones de la actividad volcánica en Famara no tienen reflejo aparente en la composición de los magmas, ya que esta se reanuda después de cada interrupción con características genéticas y composicionales semejantes, sin que se hagan patentes procesos de diferenciación importantes.

Después del prolongado periodo de inactividad general en la isla, que se inicia al terminar el volcanismo pliocénico de Famara, la actividad volcánica cuaternaria se va a caracterizar por un marcado carácter alcalino, en particular en la zona de Playa Quemada y Montaña Bermeja, erupciones que arrastran enclaves duníticos (Sagredo, 1969). Posteriormente, los magmas evolucionan hacia términos basálticos, con una ligera disminución de la alcalinidad (Fúster et al. 1968; Fúster 1975), evidenciándose procesos de fusión parcial y fraccionación superpuestos.

La erupción histórica de 1730 supone una clara anomalía dentro de las tendencias geoquímicas de los magmas basálticos de las Islas Canarias, dado su carácter transicional entre basaltos alcalinos a toleíticos (Carracedo et al., 1989; 1990; Carracedo y Rodríguez Badiola, 1991). Los trabajos de Armienti et al. (1989) señalaron que los materiales de la erupción de 1730 incluían términos basálticos alcalinos y basaltos olivínicos, variaciones que son controladas por un régimen tectónico transpresivo y distensivo. Por el mismo tiempo, Carracedo et al. (1989, 1990) establecían que las primeras fases de la erupción de 1730 presentan, en efecto, un marcado carácter alcalino, con basanitas y basaltos alcalinos, pero que a partir de la segunda fase de la erupción, se hace patente una derivación hacia el campo de los basaltos olivínicos y toleitas olivínicas, que se repite en las sucesivas fases eruptivas. Según estos últimos autores, estas particulares diferencias composicionales responderían a variaciones del grado de fusión parcial, con bajas tasas para los magmas con Ne y mayores en los magmas con Hy. Las variaciones observadas estarían a su vez relacionadas con la profundidad de generación de los magmas, que migrarían de alguna forma desde un "frente" profundo a otro de profundidad intermedia asociado a una larga fractura (Carracedo et al., 1992). Las peculiares variaciones composicionales del estadio fisural de la erupción, únicas en la historia reciente de Canarias, podrían explicarse por la mezcla de los magmas

generados en estos dos ambientes de diferente profundidad y, posiblemente, régimen tectónico.

Ridley y Perfit (1991) indican en un estudio comparativo de la erupción de 1730 y 1824, que las lavas de 1824 presentan mayor enriquecimiento en elementos traza incompatibles y mayor enriquecimiento en LREE ($Ce_N/Yb_N= 17-21$) en relación con las lavas de 1730 ($Ce_N/Yb_N=7-9$), diferencias que se originarían por cambios en el grado de fusión parcial. Sin embargo, los resultados obtenidos nos sugieren una matización de estos datos, ya que las lavas correspondientes a la primera fase (pre-fisural) de la erupción de 1730 presentan asimismo un evidente enriquecimiento en elementos incompatible y en LREE ($Ce_N/Yb_N= 17-23$) respecto a los valores que presentan las fases eruptivas (fisurales) siguientes ($Ce_N/Yb_N= 6-9$). Esto apoyaría un modelo de cambio composicional en función de las variaciones del grado de fusión parcial *aun dentro de la misma erupción de 1730*. Los valores bajos de fusión se corresponderían con fuertes enriquecimiento en LREE y viceversa, observación que ya fue apuntada por Armienti et al. (1990) para explicar las variaciones composicionales de las lavas de naturaleza más primitiva de Lanzarote.

Más recientemente, Sigmarsson et al. (1992) indican, en base a las variaciones de la relación $^{230}Th/^{232}Th$ en lavas toleíticas de la erupción de 1730, que los magmas proceden, por diferentes grados de fusión parcial, de fuentes isotópicamente diferenciadas, observación en concordancia con la heterogeneidad isotópica señalada por Armienti et al. (1990) y Ridley y Perfit (1991).

Un modelo evolutivo general del desarrollo de la isla de Lanzarote

Los datos geocronológicos y petrológicos expuestos nos permiten abordar, al menos de forma aproximada, la elaboración de un modelo actualizado de la evolución general de la isla de Lanzarote, de sus diferentes etapas de construcción y de la generación y evolución de los magmas asociados.

La isla de Lanzarote es probablemente la de geología más simple y mejor conocida del Archipiélago. Un sondeo de 2700 m perforado para explorar las posibilidades de explotación de energía geotérmica en la zona de Timanfaya atraviesa todo el edificio insular, hasta alcanzar el basamento oceánico con fauna del Paleoceno inferior y medio, mientras que los primeros estadios de construcción

volcánica submarina de la isla se efectuarían en el Oligoceno medio y superior (Sánchez Guzman y Abad, 1986).

Información adicional aportada por sondeos situados en el sur de Lanzarote — realizados para investigar los recursos hídricos de la isla (SPA-15, 1972; Custodio, 1974)— parecen apoyar que el núcleo submarino principal de la isla estaba situado en la parte sur de la isla actual (Fig. 11-1). Coello y colaboradores (1992) relacionan este edificio con el edificio antiguo del norte de Fuerteventura basándose en que los periodos de actividad definidos para ambos a partir de dataciones radiométricas se solapan. Sin embargo, esto parece cuestionable, por las consideraciones expuestas y por la polaridad normal de este edificio antiguo del norte de Fuerteventura (Carracedo, sin publicar), que no se correlaciona con la polaridad inversa de Los Ajaches.

Las primeras emisiones subaéreas en Los Ajaches podrían haberse localizado alrededor de los 14, 5 Ma. Este estadio inicial se caracterizó por una intensa actividad eruptiva, con volúmenes y tasas de emisión elevados que conformaron un edificio (el edificio-isla de Los Ajaches) de gran desarrollo y de rápida construcción (posiblemente inferior a 1 Ma), aspectos típicos de los primeros ciclos volcánicos subaéreos de las Islas (Carracedo, 1979; Araña y Carracedo, 1978; Schmincke, 1982) (Fig. 11-2). En relativa concordancia con estos aspectos, las variaciones composicionales observadas en el volcanismo de los Ajaches parecen indicar la presencia de magmas que han experimentado un ciclo de variación a través de procesos de cristalización fraccionada.

La actividad eruptiva terminó definitivamente en este edificio-isla alrededor de los 13,5 Ma. Aunque posiblemente alcanzó una extensión muy superior a la actual, como evidencia el que lavas de este edificio son interceptadas por los sondeos S-08 y S-10, separados más de 14 Km (ver Figs. 1 y 11), así como una altitud mucho mayor (máxima altura actual, 560 m), el largo periodo transcurrido sin nuevas emisiones (hasta los centros eruptivos recientes de Atalaya de Femés, Caldera Riscada, etc.) permitió que la erosión lo desmantelara profundamente.

Después de un periodo de reposo general de unos 2-2,5 Ma en que los Ajaches funcionó como una isla la actividad volcánica se inició en la parte norte de la actual Lanzarote (Fig. 11-3). El nuevo "edificio-isla" que se forma en esa zona lo hace en tres etapas sucesivas. La primera etapa (3 a 5 in Fig. 11), en la que se construye la

formación Famara inferior (ver Figs. 4, 5 y 7), se corresponde con la Época 9 de polaridad N (aproximadamente entre 10,2 a 8,7 Ma, McDougall, 1979), equivalente a la anomalía 5 (Blakely, 1974). La siguiente fase (Famara media en Figs. 4, 5 y 7) se produce aproximadamente entre 6,5 y 5,7 Ma, probablemente la Época 6 de polaridad inversa (McDougall et al., 1977). La etapa final (Famara superior) de construcción de Famara ocurre en un periodo muy corto (0.1 Ma), que coincide con el evento Cochiti de polaridad normal (3.9 a 3.8 Ma) dentro de la época Gilbert de polaridad inversa (Mankinen y Dalrymple, 1979).

Es interesante observar que la duración de estas tres etapas parece disminuir de forma progresiva (aproximadamente 2,1 Ma para Famara inferior, y 1,4 Ma y 0,1 Ma para Famara media y superior). Esta disminución progresiva podría ser paralela a la atenuación de los procesos de generación de magma, que como hemos visto, parecen corresponder a pulsos sucesivos de un mismo foco magmático. En efecto, las variaciones en la composición geoquímica observadas en las series volcánicas de Famara y Tías estarían fundamentalmente relacionadas con procesos de fusión parcial, sobre los que se superponen algunos procesos menos significativos de fraccionación. Las importantes interrupciones de la actividad volcánica en Famara descritas no parecen influir en la composición de los magmas, que mantienen en todo el edificio volcánico características genéticas y composicionales semejantes, sin que se aprecien procesos de diferenciación significativos.

Coincidiendo aproximadamente con la actividad de la fase intermedia de Famara se forma un edificio volcánico en lo que sería la costa NE de Los Ajaches (Fig. 11-4), rellenando buena parte del vacío existente entre las "islas" de Famara y Los Ajaches. En la zona más próxima a este último edificio tanto los pitones como las lavas son de polaridad normal y edad de 6.6 Ma (Coello et al., 1992), muy probablemente correspondiendo a la parte final de la Época 7 de polaridad normal (aproximadamente entre 6.5 y 8.0 Ma, McDougall et al., 1977), a la que podría corresponder la actividad inicial de este edificio. El sondeo S-10 (Fig. 3), situado 2 Km al norte de Yaiza alcanza tobas submarinas a 23 m bajo el nivel actual del mar. Sobre estas tobas se apoyan coladas miocénicas de Los Ajaches, con una rasa marina a +3 m. Las coladas procedentes del edificio Tías se apoyan a su vez sobre una rasa (+15 m) con cantos redondeados de playa y arenas eólicas (jable), facies característica de las costas de barlovento en las series antiguas. Parece, pues, que

las coladas iniciales del edificio Tías contornearon el de Los Ajaches alcanzando la costa por la zona del Janubio (Fig. 11-4), donde afloran hoy en una sucesión estratigráfica muy similar a la hallada en el sondeo S-10. La actividad en el edificio Tías continuó entrada la Época 6 de polaridad inversa (6.5 a 5.7 Ma, McDougall et al., 1977), posiblemente con centros de emisión más cercanos a Famara.

Una vez que la actividad eruptiva cesó en Famara hace unos 3,8 Ma, se inicia un largo periodo (unos 2-2.5 Ma) de reposo general en la isla. Cuando la actividad se reanuda ya en el Cuaternario, el aspecto de la isla era el típico de los edificios volcánicos afectados por un largo intervalo de erosión: un edificio en forma de arco abierto hacia barlovento, con una extensa plataforma marina de abrasión y acantilados subverticales cubiertos en la base por una facies típica de playa, dunas y piedemonte (Fig. 11-6).

La reactivación del volcanismo ocurre en el Cuaternario, posiblemente en el Matuyama post-Olduvai (límite superior del evento Olduvai, 1.67 Ma, Mankinen y Dalrymple, 1979). La polaridad de las fases iniciales de este volcanismo cuaternario, lo que se conoce generalmente como Serie II (Fúster et al., 1968), son invariablemente de polaridad inversa y parecen corresponderse con el tramo de la época de polaridad inversa Matuyama situado entre el límite superior del evento Olduvai (1.67 Ma, Mankinen y Dalrymple, 1979.) y el inferior del evento Jaramillo (0.97 Ma, Mankinen y Dalrymple, 1979).

El inicio del volcanismo cuaternario de Lanzarote se caracteriza por la actividad de unos pocos centros de emisión, sin evidencia de una pauta fisural definida. Más bien se agrupan estos centros eruptivos de la Serie II en la periferia de los edificios antiguos: el grupo de volcanes de Teguisse, Mala y Arrieta, en el borde del edificio Famara, y los centros eruptivos de Mña. Roja y el grupo de Mña. Riscada, en los bordes del edificio de Los Ajaches (Fig. 11-7).

Más recientemente, dentro ya de la época de polaridad N Brunhes (0,78 Ma a la actualidad, Tauxe et al., 1992), el volcanismo cambia a mecanismos típicamente fisurales, originándose alineaciones de volcanes que recorren la isla en dirección NE-SO y preferentemente entre los edificios antiguos de Famara y Los Ajaches (Fig. 11-7). Se origina así un rift que se caracteriza por sus tasas eruptivas relativamente altas y baja frecuencia de emisiones, configurando una "dorsal" de muy baja relación de aspecto (Carracedo y Rodríguez Badiola, 1992; Carracedo et

al., 1992; Carracedo, 1994). A partir de la configuración del rift, la actividad eruptiva se concentra en su ámbito; las emisiones rellenan totalmente la parte central de la isla, parcialmente los edificios antiguos y la rasa marina que existía en la costa de barlovento, donde la isla incrementa su superficie considerablemente. Precisamente la ubicación de buena parte de los centros eruptivos sobre esta plataforma erosiva de baja cota explica la abundancia de aparatos volcánicos freatomagmáticos, al haberse producido interacciones magma-aguas marinas o freáticas en la mayoría de estas erupciones recientes.

En este volcanismo las variaciones geoquímicas estarían fundamentalmente relacionadas con magmas sujetos a cambios en el grado de fusión parcial, con indicios de procesos menos importantes de cristalización.

En 1730 se produce una erupción de magnitud y características geoquímicas anómalas en el volcanismo reciente de Canarias (Fig. 11-8). Su duración (2.054 días), extensión (unos 200 Km²), volumen de emisiones (3-5 Km³) y la evolución de los magmas hacia el campo de las toleitas olivínicas supone un caso único en el volcanismo de Canarias y, aparentemente, en el volcanismo basáltico fisural del planeta. Un modelo que podría explicar estas peculiaridades se basaría en la presencia de dos fuentes ("frentes") de generación de los magmas en dos ambientes de diferente profundidad y, posiblemente, régimen tectónico. Las peculiares variaciones composicionales podrían explicarse por la mezcla de los distintos magmas generados.

La erupción de 1824, en la que se producen tres centros eruptivos alineados concordantemente con el rift descrito, cierra por el momento el registro de la actividad eruptiva en la isla de Lanzarote. Las características composicionales de las lavas indican que se ha recobrado la pauta normal, al no existir indicios de mezcla de magmas como en la erupción de 1730.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado con el Proyecto de investigación de la CICYT PB 92-0119. Queremos expresar nuestro agradecimiento al Servicio Geológico de Obras Públicas del Gobierno de Canarias por las facilidades prestadas para el estudio de los sondeos del SPA-15.

References

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. y Gast P.W., 1971. K-Ar ages; volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and Gomera. *Am. J. Sci.* 271 490-521.
- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D. y Gast P.W. 1972. K-Ar ges; volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of Tenerife, La Palma and Hierro. *Am. J. Sci.* 272: 805-825.
- Allégre, C.J. y Minster, J.F., 1978. Quantative models of Trace Element behavior in Magmatic Processes Earth and Planetary Science Letters, 38: 1-25.
- Araña, V. y Carracedo, J.C., 1978. *Canarian Volcanoes: Gran Canaria*. Editorial Rueda, Madrid: 1-175.
- Armienti, P., Innocenti, F., Masotti, R., Pasquaré, G. y Pirera, F., 1989. Petrology of the basaltic lavas of Lanzarote. *ESF Meeting on Canarian Volcanism (Absts.):* 83-84.
- Armienti, P., Innocenti, F., Pasquaré, y Tonarinis, G., 1990. Petrogenesis of Basaltic Lavas of Lanzarote. Canary Islands. *IAVCEI Internat. Volcanol. Congr., Mainz (Abst.)*.
- Bence, A.E. y Albee, A.L., 1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76: 382-403.
- Blakely, R.J., 1974. Geomagnetic reversals and crustal spreading rates during the Miocene. *J. Geophys. Res.*, 79: 2979.
- Carracedo, J.C., 1974a. Estratigrafía paleomagnética aplicada a la geología e hidrogeología en terrenos volcánicos. *Simp. Internac. Hidrogeol. Terrenos Volcánicos, Lanzarote*.
- Carracedo, J.C., 1974b. Posibilidades de aplicación de la cartografía y estratigrafía magnéticas. *Com. I Asamb. Nal. Geod. Geof.:* 1389-1410.
- Carracedo, J.C., 1975. Estudio paleomagnético de la Isla de Tenerife. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Carracedo, J.C., 1979. Paleomagnetismo e Historia Volcánica de Tenerife. *Aula De Cultura De Tenerife:* 1-82.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands, an example of structural control on the growth of large oceanic volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60.

- Carracedo, J.C. y Rodríguez Badiola, E., 1992. Lanzarote. La erupción volcánica de 1730. Editorial MAE, Madrid: 1-184.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V., 1989. La erupción de Lanzarote de 1730. ESF Meeting on Canarian Volcanism. Vol. Absts.: 230-233.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V., 1990. Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote, Islas Canarias. Estudios Geológicos, 46: 25-55.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E. y Soler, V., 1992. The 1730-1736 eruption of Lanzarote, Canary Islands: a long, high magnitude fissure eruption. J. Volcanol. Geotherm. Res., 53: 239-250.
- Carracedo, J.C. y Soler, V., 1992. Significado de la presencia de excursiones paleomagnéticas encontradas en las Series Antiguas de Lanzarote en la edad de las Islas Canarias. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca: 424-431.
- Carracedo, J.C. y Soler, V., 1994. Shallow magnetic inclinations and the question of the age of the Canary islands. Geophys. J. Internat. (en prensa).
- Coello, J., Cantagrel, J.M., Hernán, F., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Díaz de Terán, J.R. y Cendrero, A., 1992. Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. J. Volcanol. Geotherm. Res., 53: 251-274.
- Custodio, E., 1974. Datos sobre la Hidráulica de las galerías de captación de agua subterránea en el Macizo de Famara, Lanzarote (Islas Canarias, España). Internat. Symp. Hidrogeol. Terrenos Volcánicos, Lanzarote, Islas Canarias.
- De Jongh, W.K., 1981. XRF analysis of major constituents in silicate rocks. Internat. Laborat., April: 56-67.
- Fernández Navarro, L., 1919. Las erupciones de fecha histórica en Canarias. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 11: 37-75.
- Fúster, J.M., 1975. Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico. Estudios Geol., 31: 439-463.
- Fúster, J.M. y Carracedo, J.C., 1979. Magnetic polarity mapping of quaternary volcanic activity of Fuerteventura and Lanzarote. Estudios Geológicos, 35: 59-66.

- Fúster, J.M., Fernández Santín, S. y Sagredo, J., 1968. Lanzarote (Geología y Volcanología de las Islas Canarias). Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid: 1-177.
- Hausen, H., 1959. On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago). Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys.Math., Vol. 23-4.
- Holcomb, R.T., Anders, N., Reiners, P.W and Carracedo, J.C., 1993. Magnetostratigraphy used to outline caldera structure and history of Waianae Volcano, Hawaii. AGU Fall Meeting. San Francisco, USA. (Vol. Absts.).
- Ibarrola, E. y López Ruiz, J., 1967. Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (Serie IV) de Lanzarote (Islas Canarias). Estudios Geológicos, 23: 203-213.
- Ibarrola, E., 1969. Variation trends in basaltic rocks of the Canary Islands. Bull. Volcanol.,3: 729-777.
- Ibarrola, E., 1970. Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales. Estudios Geológicos, 26: 337-399.
- Jacobs, J.A., 1984. Reversals of the Earth's magnetic field. Adam Hilger Ltd., Bristol: 1-230.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen A., y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol., 27: 745-750.
- Leoni, L. and Saitta, M., 1976. X-Ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards. Rend. D Soc. Ital. Mineral. Petrol., 32: 497-510.
- MacDonald, G.A. y Katsura, T., 1964. Chemical Composition of Hawaiian Lavas. Journal of Petrology, 5, 1: 82-133.
- Mankinen, E.A. y Dalrymple, G.B., 1979. Revised geomagnetic polarity timescale for the interval 0-5 Myr BP. J. Geophys. Res., 84. 615.
- McDougall, I., 1979. The present status of the geomagnetic polarity time scale. In: The Earth: Its Origin, Structure and Evolution (M.W. McElhenny, ed.), Academic Press, London: 543-566.
- McDougall, I. y Schmincke, H.U., 1976. Geochronology of Gran Canaria: Age of shield building volcanism and other phases. Bull Volc. 40: 57-77.
- McDougall, I., Saemundsson, K., Johannesson, H., Watkins, N.D. & Kristjansson, L., 1977. Extension of the geomagnetic polarity time scale to 6.5 Ma: K-Ar dating,

- geological and palaeomagnetic study of a 3500 m lava succession in Western Iceland. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 88, 1.
- Meco, J. y Stearns, C.E., 1981. Emergent littoral deposits in the eastern Canary Islands. *Quaternary Res.* 15: 199-208.
- Ridley W.I. y Perfit M.R., 1991. Geochemistry of primitive recent lavas from Lanzarote, Canary Islands. *E.O.S.*, Vol. 72. V11A-13.
- Sagredo, J., 1969. Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura. *Estudios Geológicos*, 25: 189-223.
- Sánchez Guzmán, J y Abad, J., 1986. Sondeo geotérmico Lanzarote-1. Significado geológico y geotérmico. *Anal. Física*, 82: 102-109.
- Schmincke, H.U., 1976. The geology of the Canary Islands. in: *Biogeography and ecology in the Canary Islands*. G. Kunkel (Ed.) Junk. La Haya: 67-184.
- Schmincke, H.U., 1982. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. In: *Geology Of The Northwest African Continental Margin* (V. von Rad, K. Hinz, M. Sarthein & E. Seibold eds., Springer-Verlag, New York): 274-306.
- Sigmarrsson, O., Condomines, M. y Ibarrola, E., 1993. 238U-230Th radioactive disequilibria in historic lavas from the Canary Islands and genetic implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 54, 1-2: 145-156.
- SPA-15, 1972. Estudio científico de los recursos de agua de las Islas Canarias. Informe General. Ministerio O.P. Madrid.
- Tarling, D.H., 1983. *Paleomagnetism*. Chapman and hall, London:1-379.
- Tauxe, I.L., Deino, A.D., Behrensmeyer, A.K. y Potts, R., 1992. Pinning down de Brunhes/Matuyama and Upper Jaramillo boundaries: a reconciliation of orbital and isotopic time scales. *Earth and Planet. Sc. Express* 109, 3/41/2, 14.
- Watkins, N.D., 1974. Paleomagnetism of the Canary Islands and Madeira. *Geophys.J.R.Astr.Soc.* 32: 249-267.

Pié de Figuras

- Fig. 1.- Mapa de Lanzarote donde se indican los principales edificios volcánicos. Se indican los sondeos estudiados (indicados con una S) y las localidades donde se ha analizado la polaridad magnética en laboratorio.
- Fig. 2.- Estratigrafía geomagnética del escarpe de Pico Redondo, en el edificio antiguo de Los Ajaches.
- Fig. 3.- del sondeo S-10 (ver Fig. 1).
- Fig. 4.- Estratigrafía geomagnética de las secciones del acantilado de Famara y la pista de Tabayesco. Se propone una correlación de las tres unidades que componen el edificio Famara.
- Fig. 5.- Estratigrafía geomagnética y correlaciones en los sondeos del SPA-15 en Famara. Las tres unidades propuestas quedan claramente de manifiesto tanto en afloramiento (Fig. anterior) como en el subsuelo.
- Fig. 6.- Modelo que acorta la duración propuesta para las distintas fases volcánicas de los edificios de Famara y Tías a partir de dataciones radiométricas, mediante el uso de las polaridades geomagnéticas. Círculos vacíos: polaridad negativa o inversa; ídem llenos: polaridad positiva o normal. Explicación en el texto.
- Fig. 7.- Mapa de inversiones geomagnéticas de Lanzarote. Esta técnica permite adjudicar un intervalo de edad bastante definido en función de la polaridad magnética a todas las formaciones volcánicas de la isla.
- Fig. 8.- Diagramas álcalis vs. sílice para los distintos edificios y formaciones volcánicas de Lanzarote. Los campos (Le Bas et al., 1986) corresponden a: PB (Picro-Basaltos), B (Basaltos), BS (Basanitas), TB (Traquibasaltos), MT (Traquitas máficas), T (Traquitas). La línea de trazos marca la división de Macdonald y Katsura (1964) que separa los campos alcalino y toleítico.
- Fig. 9.- Diagramas que ilustran la composición de las formaciones subaéreas de Lanzarote. a) Variación composicional del olivino (Fo %). El contenido promedio está indicado por la barra vertical. b) Diagrama Ab:An:Or que indica la composición de las plagioclasas y feldespatos alcalinos en las series volcánicas de Lanzarote. c) Rango de variación de los clinopiroxenos Ca-Mg-Fe. d) Diagrama de variación FeO-Fe₂O₃-TiO₂ de los óxidos ulvospinela-magnetita e ilmenita.

Fig. 10.- Diagrama de identificación de procesos magmáticos de Allégre y Minster (1978). Se comparan elementos muy incompatibles CH (Ce) frente a elementos ligeramente CM (Zr) vs. CH (Ce). BPM y FC indican "batch partial melting" (fusión parcial) y "fractional crystallization" (cristalización fraccionada) respectivamente.

Fig 11.- Esquema que ilustra de forma simplificada la evolución general de la isla de Lanzarote. Explicación en el texto.

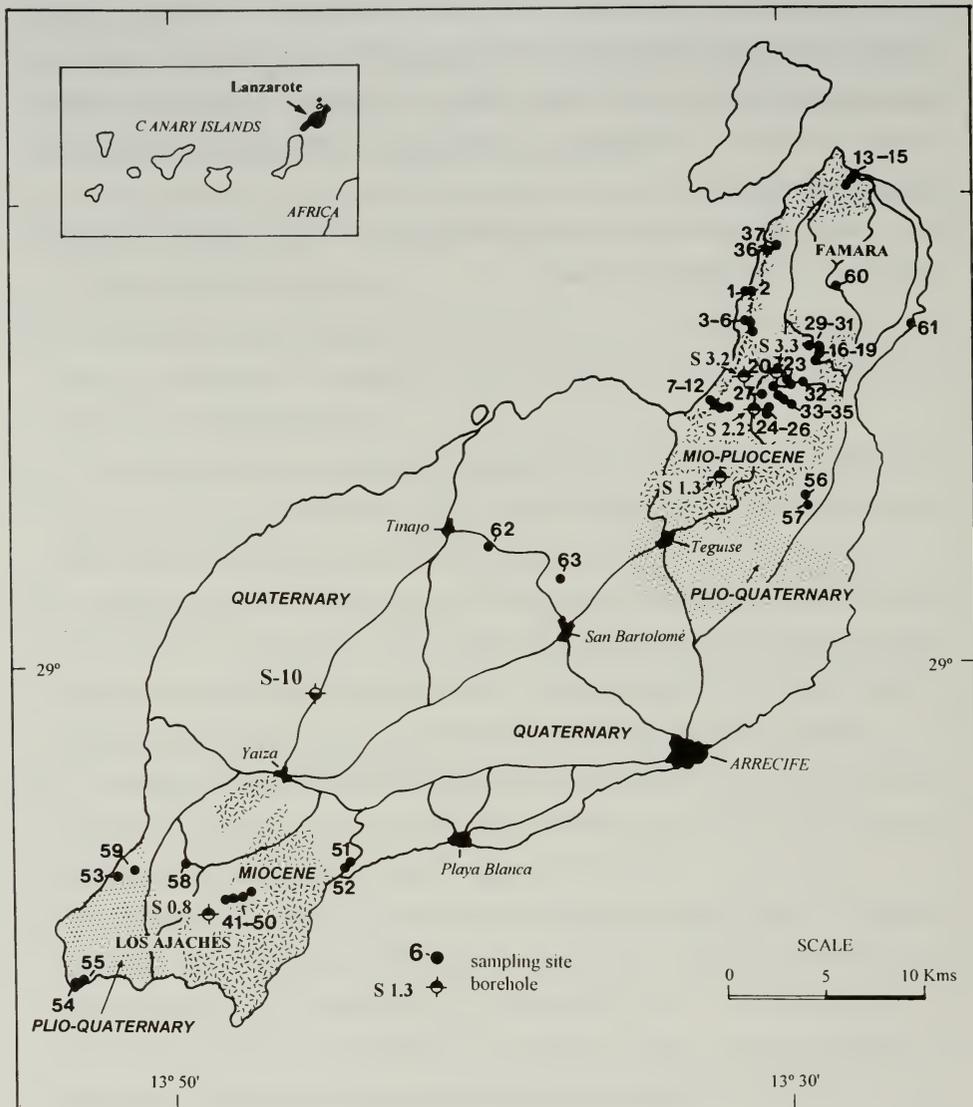


FIG. 1

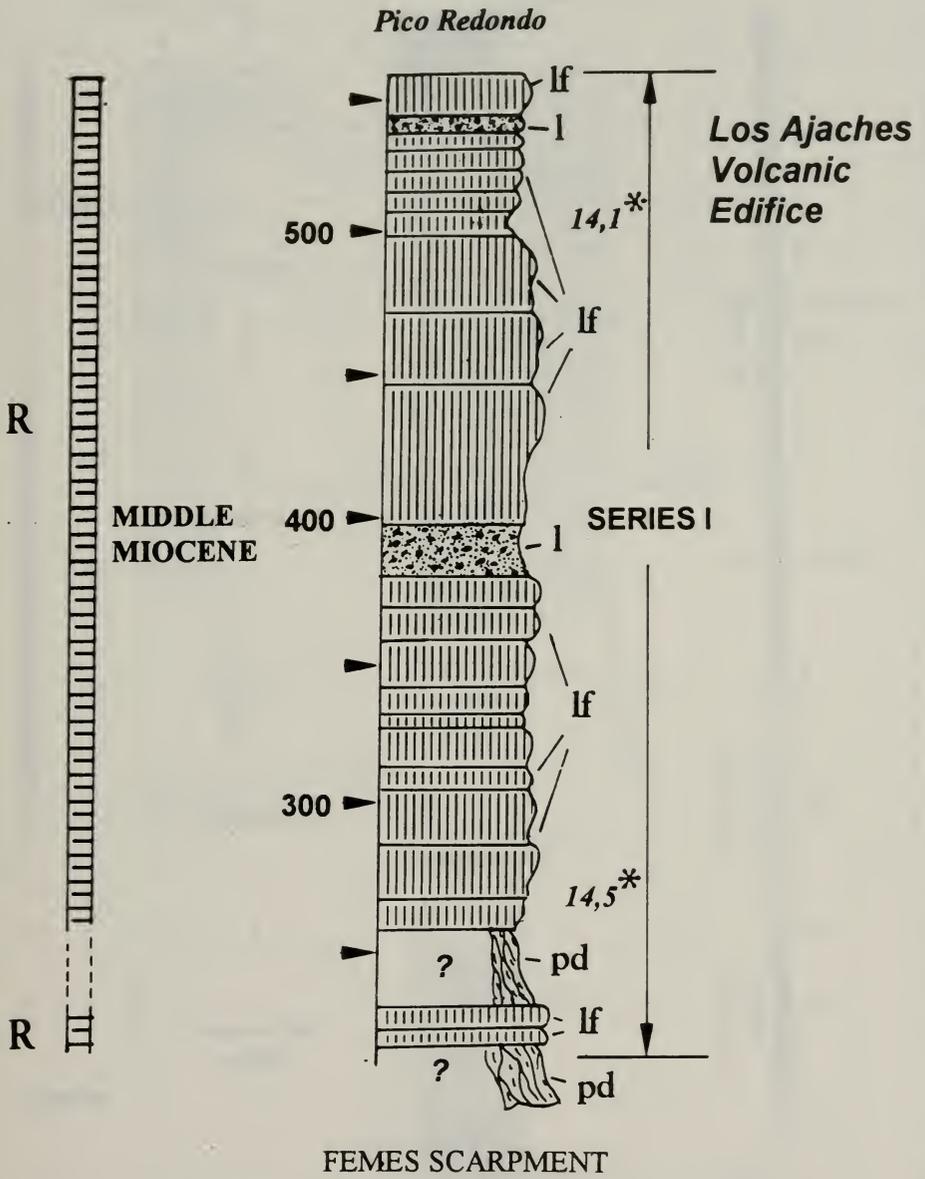


FIG. 2

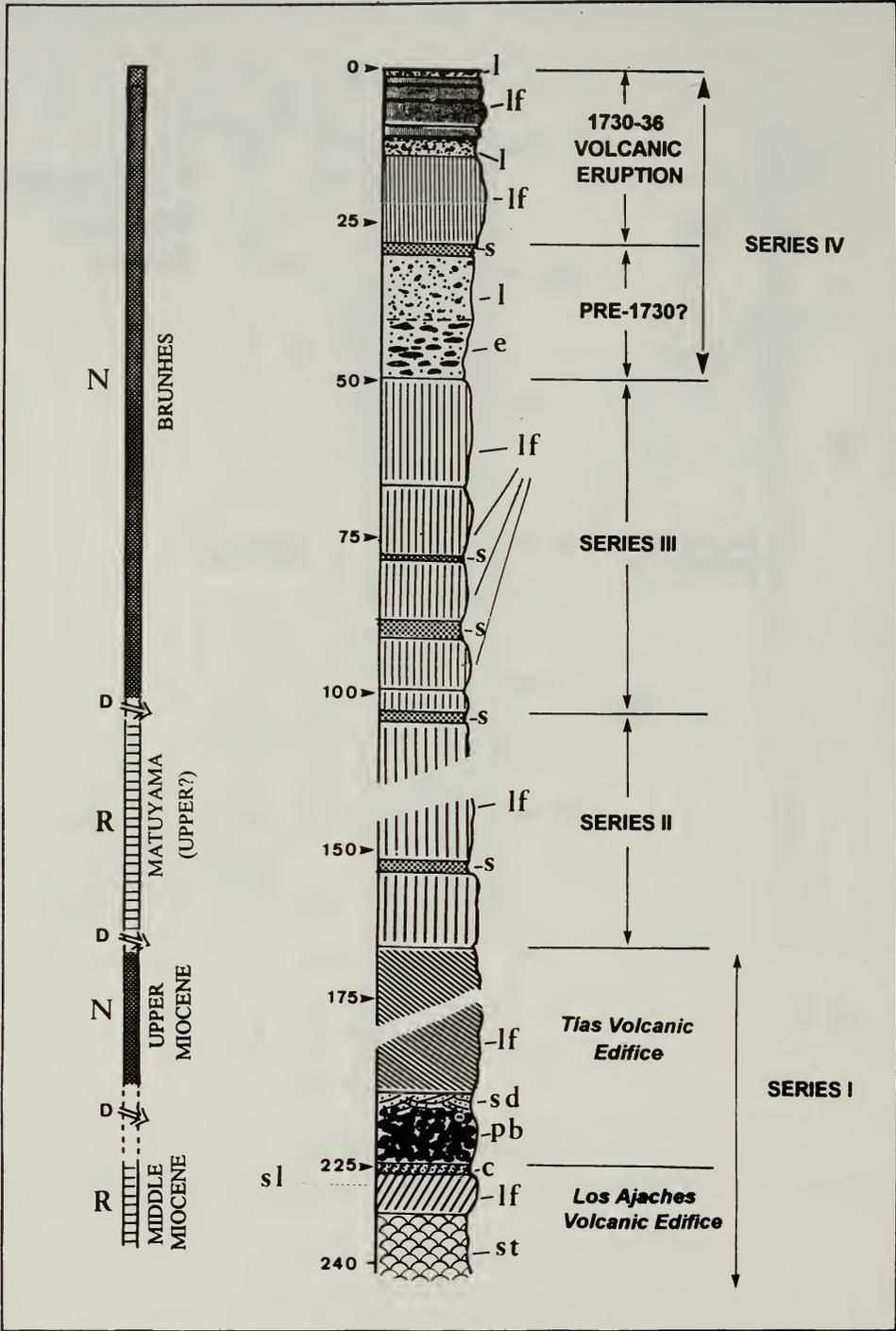


FIG. 3

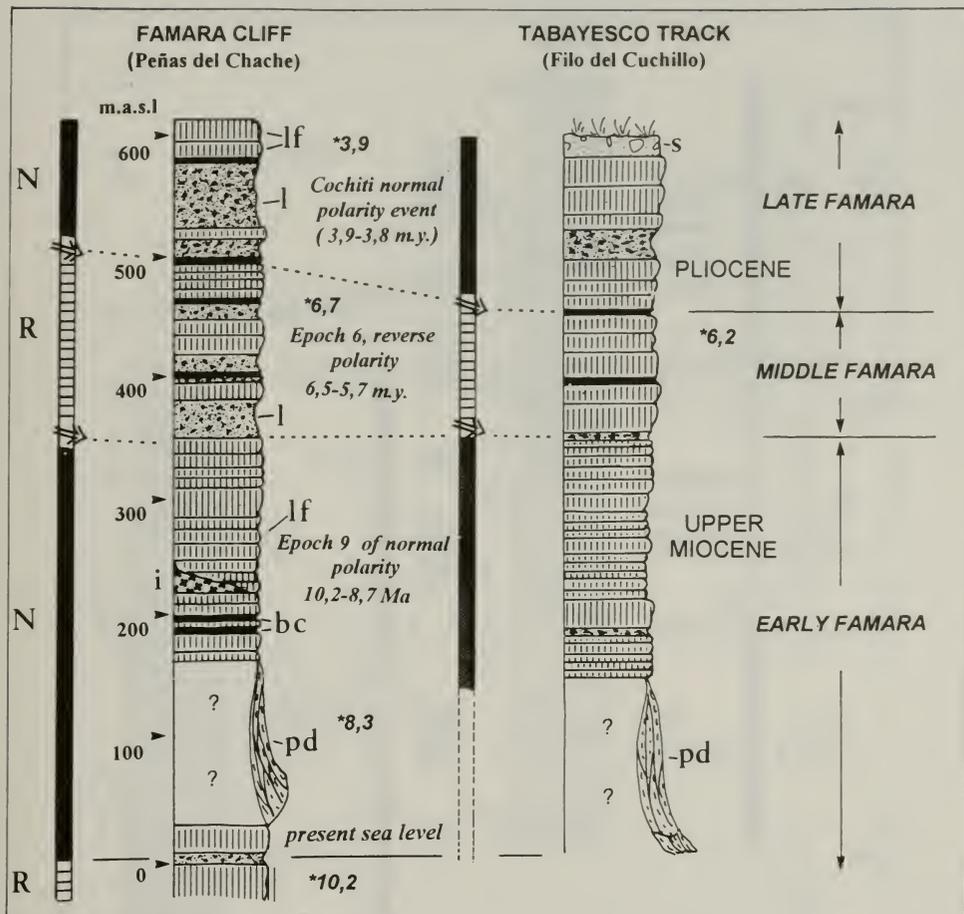


FIG. 4

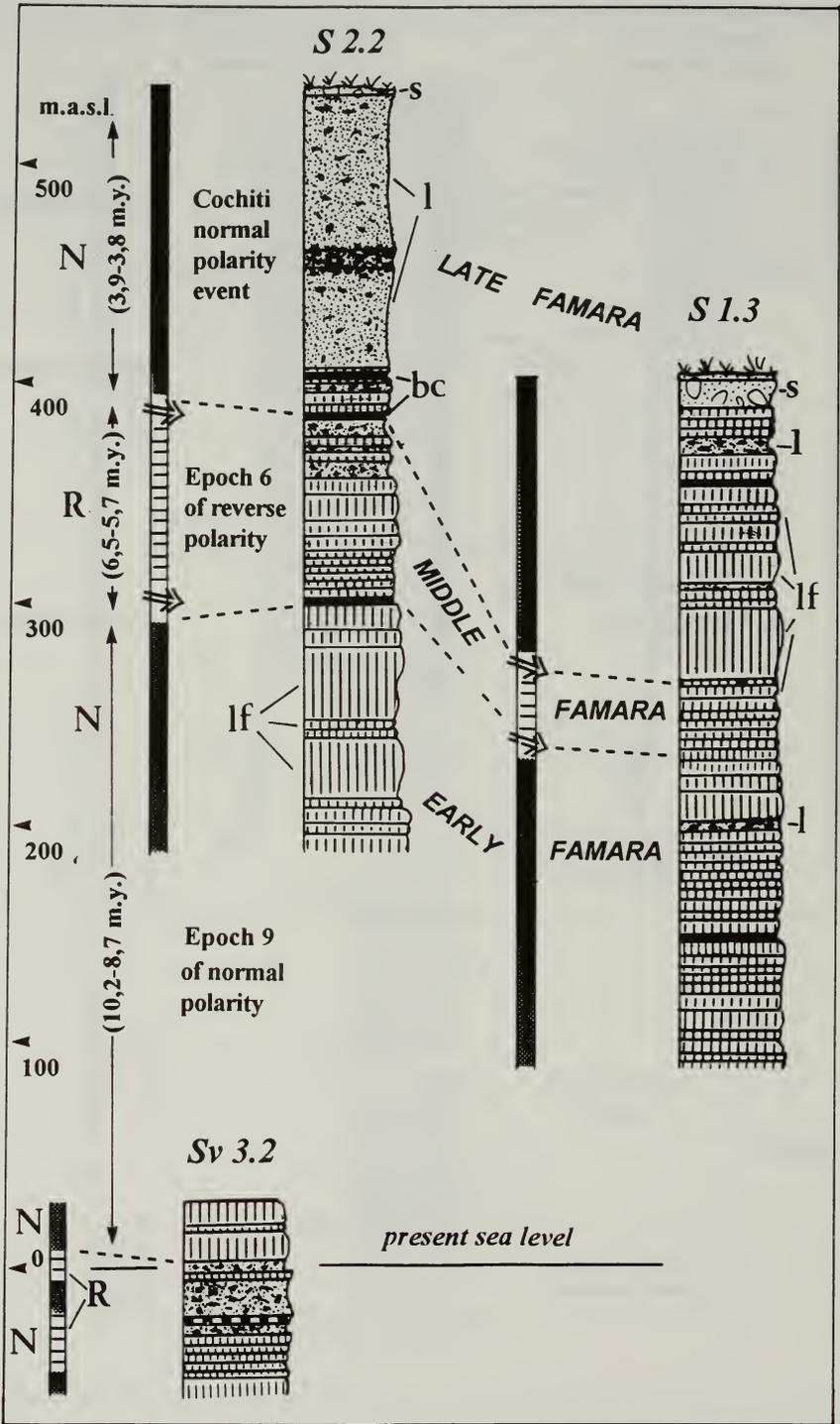


FIG. 5

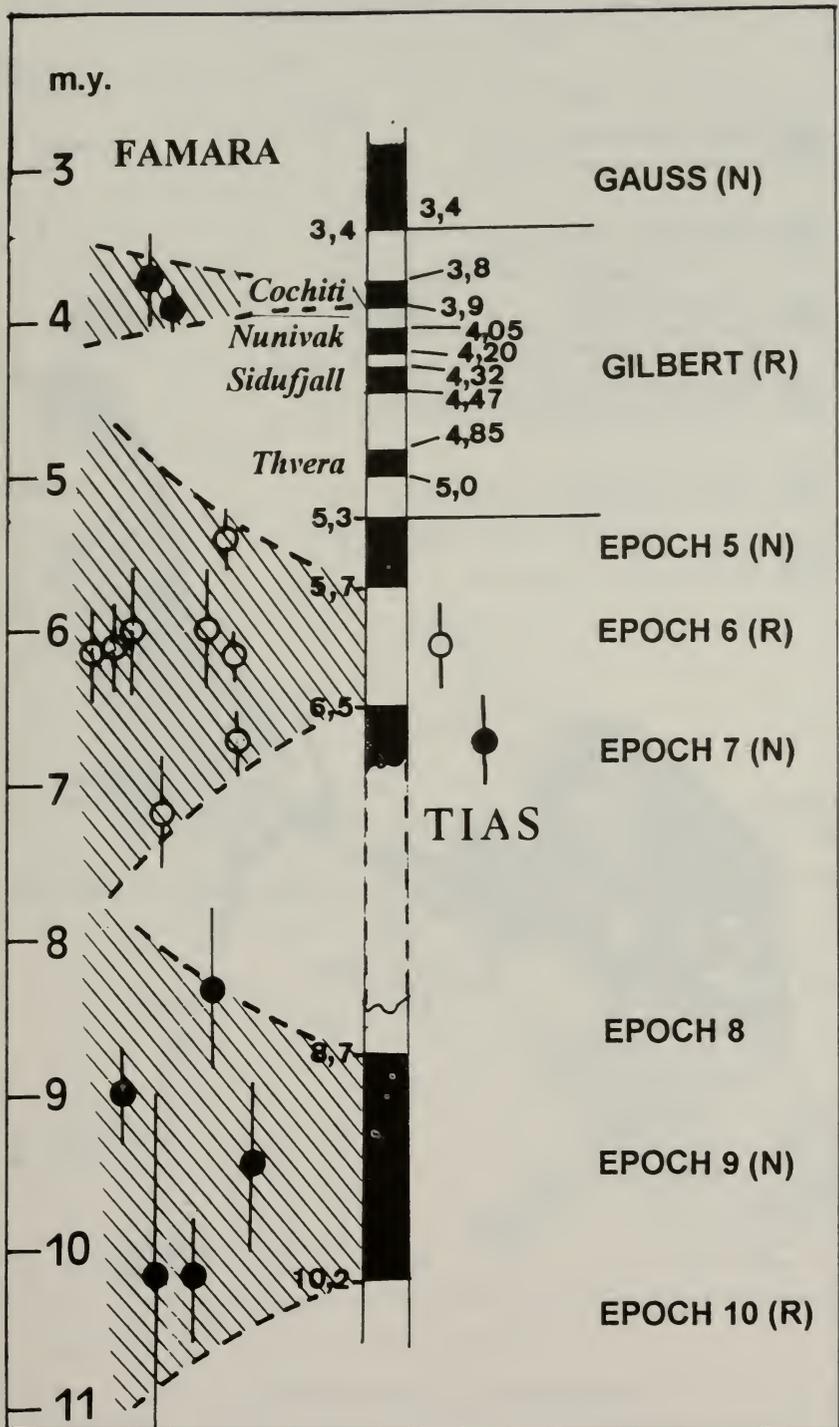


FIG. 6

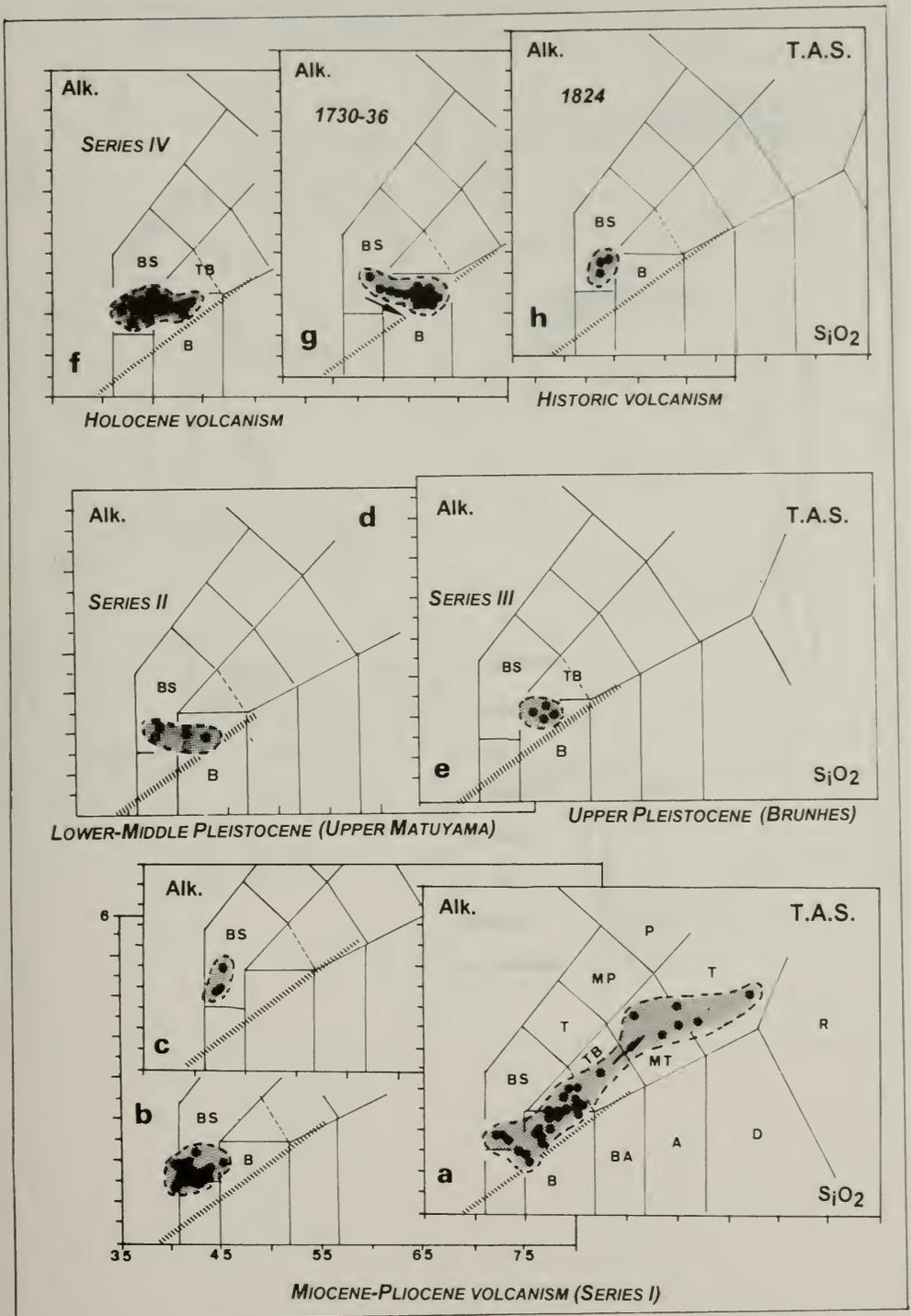


FIG. 8

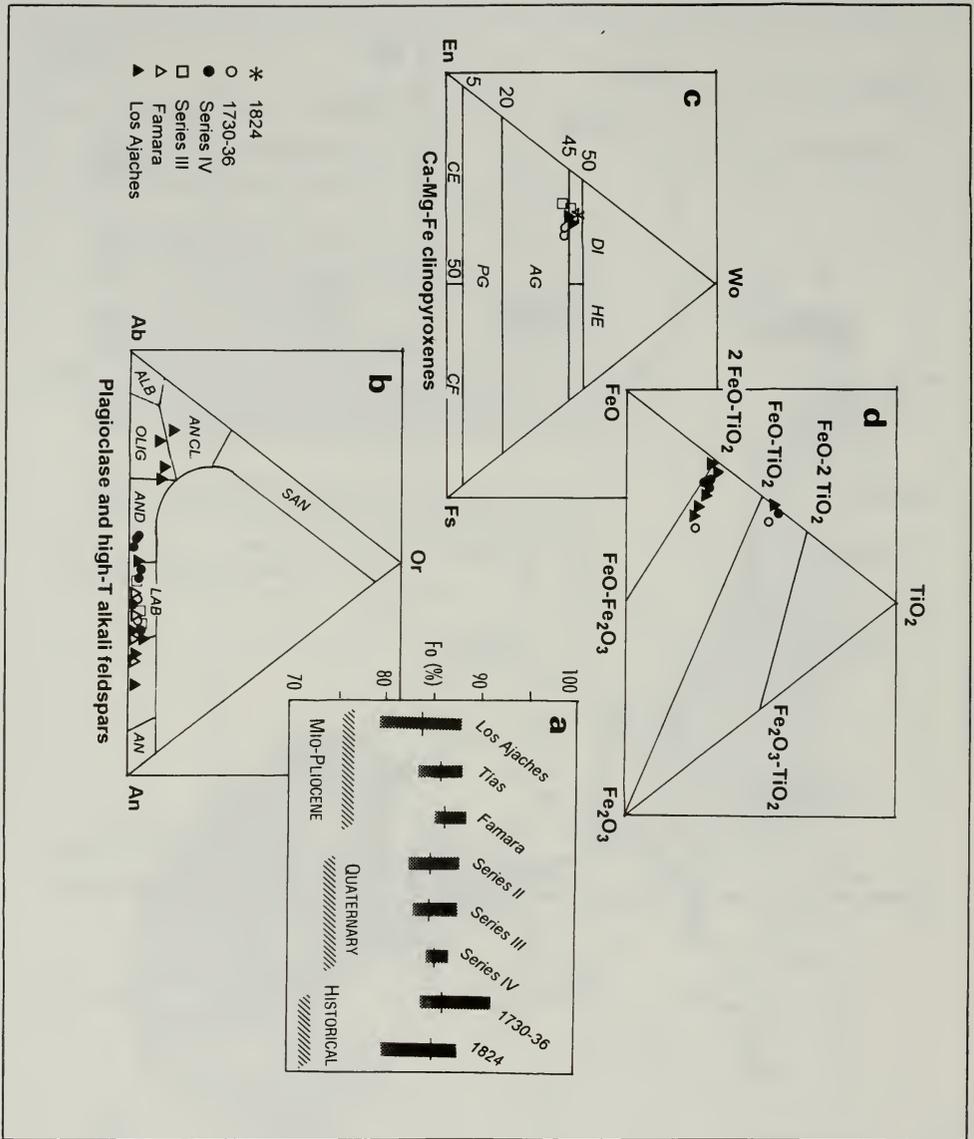


FIG. 9

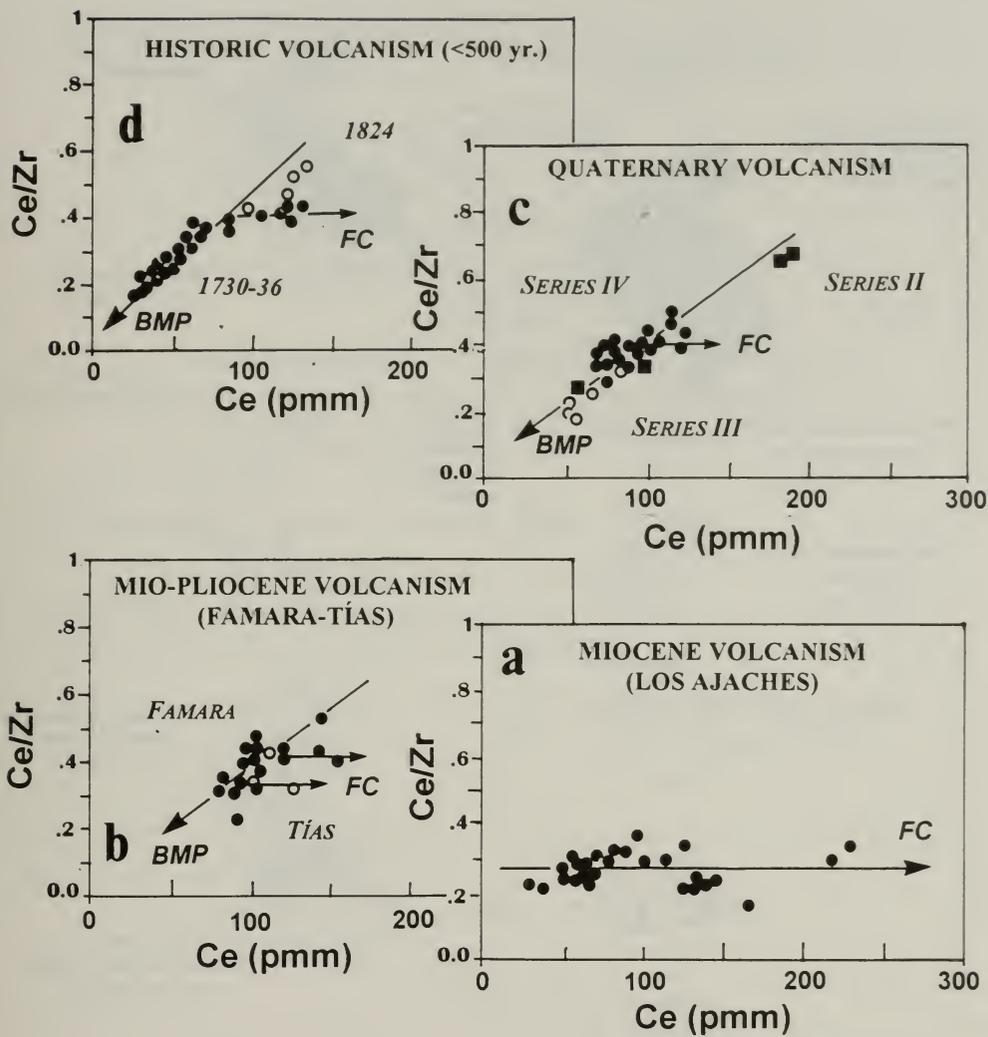


FIG. 10

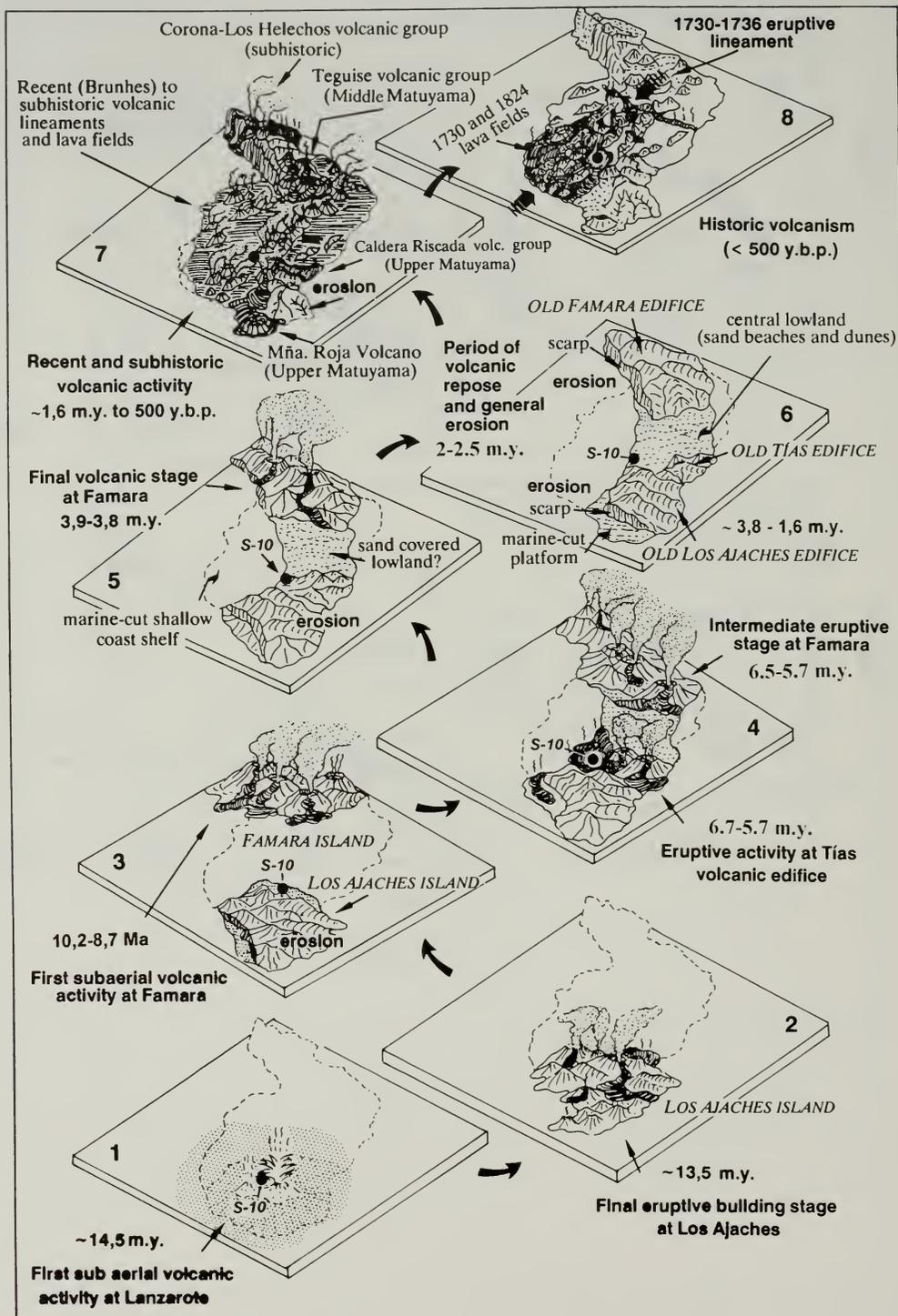


FIG. 11