

# LANZAROTE

La erupción volcánica de 1730

JUAN CARLOS CARRACEDO  
EDUARDO RODRÍGUEZ BADIOLA

LA TIERRA QUE ESTA DE COLOR VERDE ES LA CULTIVADA.  
LA TIERRA QUE ESTÁ DE COLOR ROJO ES LA SIN PROVECHO.

P. Conil: maradac.  
Q. Calderetas.  
R. S. Barciolome.  
S. Moscona.  
T. Moscona.  
V. Moscona.  
X. Moscona.  
Y. Moscona.  
Z. Moscona.



CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

Estación Volcanológica de Canarias

1991



# LANZAROTE

La erupción volcánica de 1730

---

**Juan Carlos Carracedo y Eduardo Rodríguez Badiola, 1991**

Edita: Servicio de Publicaciones. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote

Depósito Legal: GC. 1288/1991. Las Palmas de Gran Canaria

I.S.B.N.. 84-87021-15-8

Imprime: MAE S.L. de Industria Gráfica Avda. Hermanos Granda. 30 (Madrid)

# LANZAROTE

La erupción volcánica de 1730

**JUAN CARLOS CARRACEDO**

Estación Volcanológica de Canarias (CSIC)

**EDUARDO RODRÍGUEZ BADIOLA**

Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC)



# LANZAROTE

## La erupción volcánica de 1730

ESTUDIO VOLCANOLÓGICO DE UNA DE LAS  
ERUPCIONES BASÁLTICAS FISURALES DE MAYOR  
DURACIÓN Y MAGNITUD DE LA HISTORIA



## PREFACIO

En 1985, un equipo formado por geólogos (volcanólogos, petrólogos) y geofísicos del Consejo Superior de Investigaciones Científicas emprendimos la tarea de actualizar la Geología de Lanzarote, isla poco estudiada desde el excelente y ampliamente conocido trabajo realizado por Fúster y colaboradores en los años 60 y publicado en 1968. Este nuevo intento de comprender la estructura y evolución de una de las islas más «sintéticas» del Archipiélago Canario mediante la aplicación de técnicas y conocimientos en el campo de la geología de terrenos volcánicos, en buena parte nuevos en relación con los disponibles en la década de los 60, se llevó a cabo dentro del proyecto de investigación «Evolución Geológica de la Isla de Lanzarote», financiado por la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT); en su desarrollo se hizo pronto evidente que uno de los aspectos más interesantes —la gran erupción fisural ocurrida entre los años 1730 y 1736, completamente «anómala» por su duración y magnitud en relación con el volcanismo histórico de Canarias— estaba prácticamente sin estudiar.

Un nuevo proyecto de investigación, financiado asimismo por la CICYT, y enfocado directamente en el estudio de este interesante y largo proceso eruptivo, ha permitido obtener los datos y elaborar las conclusiones y modelos que presentamos en este libro. En su transcurso tuvimos la fortuna de encontrar en el Archivo de Simancas un manuscrito —al parecer inédito— que consideramos de tanto interés, al menos, como el famoso diario de Andrés Lorenzo Curbelo, cura párroco de Yaiza. Este manuscrito es en realidad un compendio recopilado por la Real Audiencia de Canarias de informes sobre el desarrollo y efectos de la erupción y de medidas de carácter administrativo para dirigir la crisis y mitigar sus efectos. El hecho de que esta información proceda de los distintos estamentos administrativos de la Isla y del Archipiélago le da un carác-

---

ter «oficial», y el que esté elaborada por personas ilustradas (alcaldes, gobernadores, etc.) confiere cierta precisión a los relatos. Este legajo aporta una información bastante precisa del desarrollo del proceso eruptivo en los primeros meses, y de las diferentes medidas adoptadas; esto último supone un elemento nuevo —poco frecuente en tanto detalle— que posibilita el análisis de las actuaciones de protección civil y del manejo de una crisis volcánica importante para un contexto geográfico, histórico y socioeconómico concreto, que permite extraer conclusiones válidas cara al Riesgo Volcánico en general y de estas Islas en particular.

El estudio en detalle de esta importante erupción ofrecía varios aspectos de interés: Por una parte, el aportar al conocimiento de la Volcanología una de las erupciones históricas de naturaleza basáltica y mecanismo fisural más significativas del planeta. Desde luego, en el caso del volcanismo histórico de las Islas Canarias la importancia de esta erupción es notable, no sólo —como ya hemos apuntado— por la duración del fenómeno y su magnitud significativamente mayor, sino por la complejidad de su evolución en los aspectos tectovolcánicos, magmatológicos, geoquímicos, etc. Por otra parte, la comprensión —siquiera sea aún muy incompleta— de los complejos cambios ocurridos a lo largo de la erupción, permite ya evaluar el importante papel que juegan en el control de estas erupciones fisurales unas estructuras volcánicas de primer orden de importancia —lo que denominamos y tratamos de explicar en el libro como «rifts o ejes estructurales»— que, al parecer, rigen desde sus inicios la construcción de los edificios insulares, siendo responsables de su ordenación interna, evolución, quimismo, forma, topografía, etc.

Un trabajo de esta naturaleza requiere, lógicamente, la colaboración de muchas personas e instituciones. Queremos agradecer el apoyo prestado en todo momento por el Cabildo Insular de Lanzarote, especialmente su Consejería de Cultura; han facilitado asimismo el trabajo el ICONA, el Ayuntamiento de Tinajo, el Museo Canario de Las Palmas de Gran Canaria y el Archivo de Simancas, que ha autorizado la inclusión en el libro de una transcripción del manuscrito de la Real Audiencia de Canarias y un mapa de la erupción en sus fases iniciales. El Servicio Hidráulico de la Consejería de Obras Públicas del Gobierno de Canarias facilitó el análisis de sondeos con testigos realizados en la zona para el estudio del subsuelo. Las fotos aéreas que se incluyen se lograron gracias a la colaboración del Mando Aéreo de Canarias, del Ejército del Aire. A todas estas instituciones, sin cuyo apoyo no hubiera sido posible este trabajo, nuestro mayor agradecimiento.

---

Fernando Ruiz, del Cabildo Insular de Lanzarote, nos animó a transformar lo que hubiera sido una publicación técnica de lectura muy restringida, en un libro que intenta abarcar a un sector mucho más amplio de lectores. Agustín Pallarés puso a nuestra disposición, en largas conversaciones, sus amplios conocimientos de la zona, de su toponimia, de tradiciones y relatos recogidos en sus encuestas, transmitidos oralmente desde la generación que presenció la erupción.

Los numerosos y detallados análisis químicos y mineralógicos de los materiales de 1730 los realizaron en el Departamento de Geología del Museo de Ciencias Naturales de Madrid M.<sup>a</sup> Isabel Ruiz Pineda, M. A. Vallejo, R. González Martín y J. de la Puente.

El cálculo de los ciclos de marea correspondiente al período 1730-31 fue realizado por los Drs. Mariano García y Emile Klingelé, del ETH de Zurich.

En la Estación Volcanológica de Canarias (CSIC), el Dr. Vicente Soler prestó su valiosa colaboración en la toma de muestras orientadas para el estudio paleomagnético y en la determinación de las paleointensidades. Eloy Rodríguez Valdés elaboró los diversos mapas y gráficos y colaboró con las medidas de paleomagnetismo, Concepción Duch procesó los textos y Francisco Matute diseñó, realizó y mantuvo a punto la diversa instrumentación utilizada. A todos nuestro mayor reconocimiento.

La financiación del estudio estuvo a cargo de la CICYT, a través de los proyectos de investigación PR84-0136 «Evolución geológica de la isla de Lanzarote» y PB88-0024 «Las erupciones históricas de Lanzarote en el contexto de un eje estructural activo».

La localización concreta de las muestras utilizadas en el estudio paleomagnético y geoquímico puede solicitarse a los autores.

J.C. Carracedo y E. Rodríguez Badiola  
Septiembre, 1989



# 1 LANZAROTE ANTES DE LA ERUPCIÓN DE 1730: CONTEXTO HISTÓRICO Y VOLCANOLÓGICO

En las fechas inmediatamente anteriores a la erupción de 1730, Lanzarote era una isla relativamente plana, en la que la escasa actividad volcánica en los últimos miles de años había permitido que la erosión diera lugar a extensas planicies en toda la parte central de la isla, jalonadas en sus extremos NE y SO por los macizos antiguos de Famara y Los Ajaches. No debemos sin embargo visualizar esas planicies como auténticas llanuras; más bien se trataba de zonas predominantemente planas de escasa elevación (menos de 300 m.), recorridas por alineaciones de conos volcánicos correspondientes a fases eruptivas anteriores en algunos centenares o miles de años a la de 1730, a las que nos referiremos con detalle más adelante. Estas alineaciones volcánicas formaban amplios valles de fondo abierto, en los que existían abundantes pastos y terrenos de cultivo (Bontier y Leverrier, 1404). Sus productos —campos de coladas lávicas y extensos mantos de piroclastos— se encontraban, en general, en un estado relativamente avanzado de alteración y meteorización. Los mantos de piroclastos presentaban incipientes procesos edáficos, dando lugar a unas tierras de arcillas amarillas<sup>1</sup> de gran feracidad, muy adecuadas para el asentamiento de cultivos de cereales; los campos lávicos, más resistentes a estos procesos de transformación en suelo apto para el cultivo, se hallaban recubiertos por vegetación de monte bajo, aprovechados para el pastoreo.

## 1.1 Situación socioeconómica y política de Lanzarote inmediatamente antes de la erupción.

Nada mejor para hacernos una idea exacta de la situación de Lanzarote antes de la erupción de 1730, que acudir al informe de carácter «oficial» que prepara

---

la Junta creada en la Isla por la Real Audiencia de Canarias para el manejo de la crisis. Este informe, que tiene por título «**Descripción del estado a que tiene reducida el Volcan la Isla de Lanzarote desde el primer día de Septiembre de 1730 asta el 29 de Diziembre del mismo año**»<sup>2</sup>, se inicia con un detallado cómputo de las poblaciones existentes en la isla, indicando sus habitantes y recursos. Los poblados, muy dispersos y la mayoría de escaso número de habitantes, se agrupan alrededor de tres núcleos principales: Teguiise, la capital de la Isla, Haría y Yaiza.

La zona de Haría, no afectada por la erupción, tenía, según este informe, 113 vecinos<sup>3</sup>, distribuidos en los lugares de Haría, con 85; Máguez, 19; Tabayesco, 6 y Montaña, con 3. Como recursos, destacan las dehesas de Yé y Órzo-la, las salinas, y pozos de agua permanente y algunas fuentes. Las tierras de labranza son «*de escasa correspondencia*», predominando las zonas de pastos.

Teguiise cuenta con mayor población, agrupada en los lugares de Mala, con 14 vecinos; Guatiza, 11; Sta. Margarita, 7; Guenia, 9; Mojón, Valles, Taiga y Tesequite, con 89; San José, 1; Nazaret, 3; Tahiche, 3; Puerto, 18; Argana, 4; Zonzamas, 1; Gerias, 7; Mozaga y Lomo de San Andrés, 16; Mña. Blanca, 12; Sóo, 45; Muñique, 25; Yazén y Cuchillo, 14; Tinajo, 55; Vegueta y Yuco, 51; Tiagua, 19; Tao y Cercado, 20; Güime, Calderetas y San Bartolomé, 80; Tingafa, 46; Ynaguaden y Mancha Blanca Chiquita, 8; Famara, 2; Fiquinco, 3 y la Villa, con 201 vecinos. La población total de estos lugares (744 vecinos) es sin embargo inferior a la que debía corresponder a la jurisdicción de Teguiise, ya que citan otros lugares de este término asolados por la erupción<sup>4</sup>, pero sin indicar sus habitantes: Timanfaya, Rodeo, Santa Catalina, Buen Lugar, Las Jarretas (?) y Diama. Estos datos coinciden a grandes rasgos con los aportados por el Obispo Dávila y Cárdenas, que hace un balance similar de la población de Lanzarote en su visita a la isla en Enero de 1733 (Dávila y Cárdenas, 1733), aunque alude a poblados que no aparecen en el informe de la Junta<sup>5</sup>. Del relato del Obispo podemos deducir el número de habitantes de estos lugares destruidos por la erupción: Timanfaya, 24 vecinos; Rodeo, 4; Santa Catalina, 42 y Jarretas — Haretas —, 7. A estos habría que añadir, según el Obispo, los de Maretas, 1; San Juan, 1; Peña Palomas, 18 y Testeyna, 3; es decir, unos 100 vecinos más. Podemos, pues, apuntar una cifra total aproximada de 844 vecinos en la jurisdicción de Teguiise, que coincide bastante con la que da este Obispo (869) para el mismo término.

---

En la jurisdicción de Yaiza, y volviendo al informe de la Junta, se encontraban los lugares de Yaiza (90 vecinos), Femés (41) y Uga (18), además de los destruidos<sup>6</sup> por la erupción: Mazo y Chupadero. De éstos no se indica sus habitantes; tampoco lo hace el Obispo Dávila, que se limita a indicar la población total de la zona de Yaiza: 210 vecinos.

Tanto en la zona de Teguiise como en la de Yaiza, abundaban, según el informe, las tierras de «*gran correspondencia*», siendo en cambio muy escasos los recursos de agua, por lo que existía un buen número de algibes y maretas.

La población exacta de la isla se indica expresamente en una versión más extensa del informe que elabora la Junta el 29 de Diciembre de 1730 y que envía ese mismo día a la Real Audiencia. Según esta versión, la población total de Lanzarote es de 1077 vecinos ó 4967 personas<sup>7</sup>.

La economía de Lanzarote estaba fundamentalmente basada en la agricultura y la ganadería, siendo la producción de cereales suficientemente importante como para producir abundantes excedentes, que se exportaban a las demás islas, constituyendo la base principal de su comercio.

El marco político de Lanzarote en esa época se caracterizaba por ser una isla —junto con Fuerteventura, La Gomera y El Hierro— no dependiente de la Corona, a diferencia de las islas realengas: Tenerife, Gran Canaria y La Palma. Como con gran agudeza indica Glass (1764), estas islas —se refiere fundamentalmente a Lanzarote y Fuerteventura— eran poco estimadas por el gobierno español, pero tenían un alto valor estratégico en la protección de las islas de Tenerife y Gran Canaria, no sólo porque las abastecían de productos fundamentales para su subsistencia (cereales), sino porque sus puertos podían convertirse eventualmente en bases seguras para el asalto a las islas mayores<sup>8</sup>. De esta importancia estratégica era asimismo consciente el regente de la Real Audiencia de Canarias, Juan Francisco de la Cueva; al solicitar a la Corona ayuda para la isla, juega claramente esta carta al indicar: «... *Es (Señor) esta isla importantísima para el resguardo de las otras, por su situación inmediata a la Berbería, por sus Puertos muí a proposito para las Carenas y Composición de Navíos... y por ser muí abundante de toda espesie de grano y ganados prezisos para la mantención de las demás Islas...*»<sup>9</sup>.

La administración de la Isla estaba encomendada a un alcalde mayor, máxima autoridad civil, dependiente directamente (juez comisionado) de la Real Audiencia (con sede en Gran Canaria), por quien era elegido. La máxima autoridad militar la ostentaba un sargento mayor o gobernador de las armas (en

---

realidad un coronel), que recibía órdenes directamente del gobernador general de Canarias, residente en Tenerife. La Real Audiencia de Canarias estaba constituida por un regente y tres oidores o jueces, todos ellos nombrados directamente por la Corona, y presididos por el gobernador general. En el momento de producirse la erupción de 1730, era alcalde mayor de Lanzarote el capitán de caballería Melchor de Arvelos; sargento mayor, el coronel Pedro de Britto; regente de la Real Audiencia, Juan Francisco de la Cueva y gobernador general de Canarias, el marqués de Valhermoso.

El panorama político de España en esa época se caracterizaba por estar el país inmerso en una profunda crisis, así como la Corona (Felipe V, en su segundo reinado). España está en un proceso de recuperación interna y empeñada a la vez en las guerras con Inglaterra —en la que lleva la peor parte— y con Italia — que culminará con la conquista de Sicilia después de la batalla de Bitonto (1734). El rey parece que estaba ajeno a estos problemas, aquejado de un amago de locura. Alrededor de 1730 este rey «erraba con la corte por los pueblos de Andalucía, durmiendo de día y levantándose de noche, sin afeitarse ni cambiarse de ropas...» (G. Anes, 1977: «El Antiguo Régimen: Los Borbones». Alianza, Madrid). Es obvio que la crisis eruptiva de Lanzarote le era lejana y no hay, al parecer, constancia de que siquiera llegara a enterarse<sup>10</sup>.

## 1.2 Rasgos geológicos principales de Lanzarote.

Tal vez sea Lanzarote la isla de estructura geológica más sencilla y mejor conocida de todo el Archipiélago Canario. En esta isla se da también la afortunada circunstancia de que es la única del archipiélago en que existe un sondeo que atraviesa totalmente el edificio insular, por lo que se conoce directamente su estructura submarina. Lo mismo ocurre con la parte emergida, gracias a trabajos como el de **Fúster y otros, (1968)**, que trata los aspectos estratigráficos, petrológicos, vulcanológicos, etc., y los que aportan numerosos datos sobre la edad de las diversas formaciones (**Abdel Monem et al., 1971; Fúster y Carracedo, 1979; Ibarrola y otros, 1988**).

El edificio volcánico insular se apoya directamente sobre sedimentos oceánicos del talud continental africano (calizas, margas, arcillas, etc.) con microfau-na del Paleoceno (65-55 millones de años, en adelante m. a.), de donde arranca a una profundidad de 2598 m. (**Sánchez Guzmán y Abad, 1986**). Desde esa profundidad hasta los 353 m. aparece un paquete de tobas y lavas submari-

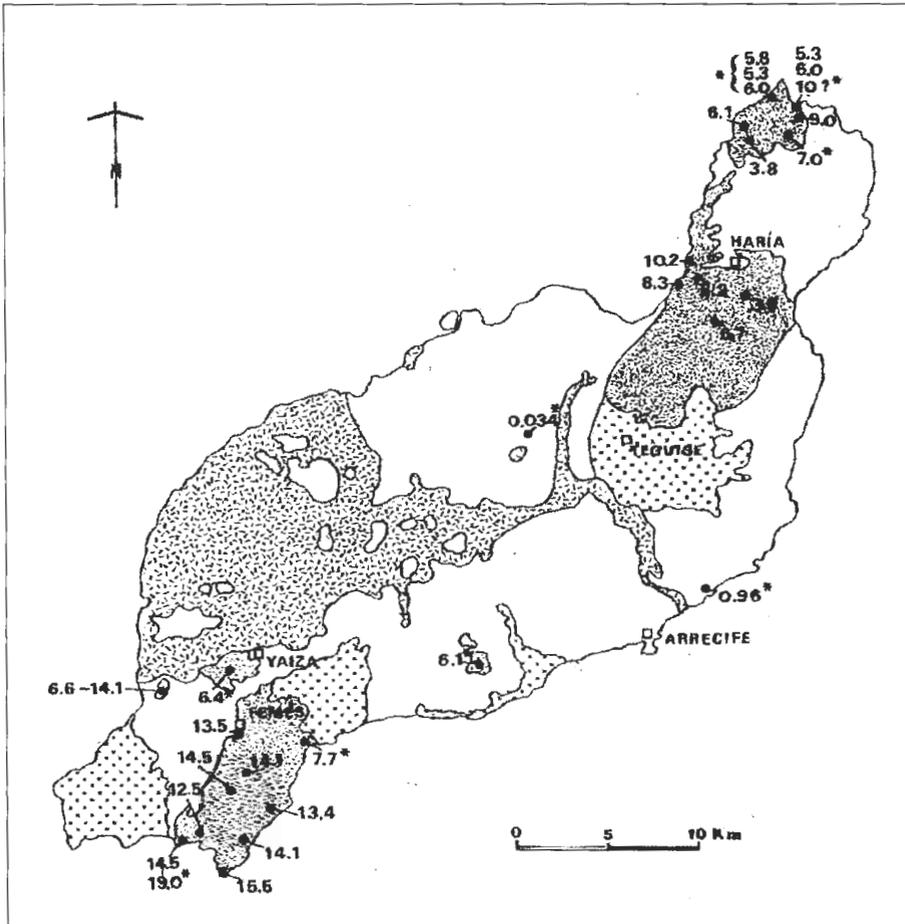


Fig. 1.1.- Mapa geológico simplificado de Lanzarote (basado en Fúster y otros, 1968). Punteado: Serie Basáltica Antigua o Serie I. Aspas: Serie II. En blanco: Serie III. Trazos: Serie IV. Las cifras son edades radiométricas (K-Ar) en millones de años. Las que tienen asterisco son de Abdel Monem y otros, 1971; el resto, de Ibarrola y otros, 1988.

nas, cuya base, a juzgar por la microfauna, corresponde al Oligoceno medio-inferior (35-28 m. a.). Podemos, pues, suponer que en esa época se inició el levantamiento del edificio insular, que, a través de numerosas emisiones submarinas, logró finalmente emerger.

La construcción de la parte emergida de Lanzarote (Fig. 1.1) debió iniciarse a mediados del Mioceno (25-6 m. a.); las lavas subaéreas más antiguas, correspondientes a la base del macizo de Los Ajaches, tienen en efecto una edad

---

de 15.5 m. a. (**Ibarrola y otros, 1988**). A partir de ese momento la actividad volcánica parece concentrarse en esa zona sur de la isla, conformándose un gran edificio de naturaleza fundamentalmente basáltica —Los Ajaches—, bastante más extenso que el actual. Su construcción debió producirse a lo largo del Mioceno medio (entre 15.5 y 12.5 m. a. aproximadamente), cesando a partir de entonces la actividad volcánica y quedando este edificio sometido a un largo proceso de dismantelamiento erosivo.

Posteriormente, la actividad volcánica se desplaza a la zona de Famara, hecho que debió ocurrir hace al menos 10 m. a. (**Ibarrola y otros, 1988; Abdel Monem et al., 1971**). Se inicia así la construcción de otro edificio aparentemente independiente y de naturaleza asimismo basáltica, que se prolonga al menos hasta 3.8-3.9 m. a. antes de hoy.

Alrededor de los 6 m. a. se produce una fase de actividad efusiva a partir de centros de emisión localizados en las inmediaciones de Tías; lavas procedentes, al parecer, de esta zona alcanzan y rodean el viejo edificio erosionado de Los Ajaches, sobre el que se apoyan en discordancia erosiva. A partir de esa época, aunque continúa la actividad en Famara, ésta no afecta ya a la parte central y meridional de la isla, que entra en un largo período sin actividad volcánica. La erosión debió excavar profundamente en esta isla miocena; la mayor agresividad de la erosión por la parte de barlovento pudo llegar a conformar un escarpe que, prolongando hacia el SE el actual cantil de Famara, y continuando su recorrido al norte de Tías y Yaiza, giraría bruscamente al sur hasta alcanzar la zona de Papagayo. Esta morfología, de un amplio golfo con escarpes suavizados por piedemontes y jables en las zonas litorales, es muy típica de las vertientes de barlovento de los edificios antiguos sometidos a largos períodos erosivos, y debía ser la que presentaba la isla hasta que, ya en el Cuaternario, se reanudan las emisiones volcánicas. En esta configuración la isla tendría una extensión considerablemente inferior a la actual, con una línea de costa de trazado concordante con el escarpe en arco descrito<sup>11</sup>.

Las emisiones cuaternarias se producen a partir de centros de emisión en Famara y al NE y O de Los Ajaches. En esta última zona, el centro de emisión de Mña. Roja arroja lavas muy fluidas que, apoyándose sobre la playa levantada de 50 m.<sup>12</sup>, se extienden hacia el norte rellenando la plataforma erosiva descrita. En el sondeo de la carretera de Yaiza a Montañas del Fuego encontramos estas lavas yaciendo directamente sobre los basaltos antiguos, con un espesor de 60 m.: en el sondeo cercano a la Caldera del Islote de la Vega<sup>13</sup> su poten-

---

cia es de 40 m. Estas emisiones volcánicas se producen en la época de polaridad geomagnética inversa Matuyama, probablemente entre 1 y 0.7 m. a. (Fúster y Carracedo, 1979).

La construcción de la Isla culmina con las diferentes fases eruptivas ocurridas a lo largo de los últimos pocos cientos de miles de años. Las dataciones radiométricas publicadas (Abdel Monem et al., 1971) de estas emisiones recientes —y por lo tanto muy próximas al límite de definición del método de datación—, son muy imprecisas (desde 0.034 m. a. a 0.96 m. a.). Sabemos sin embargo que todas se produjeron en la época de polaridad geomagnética Brunhes, es decir, en los últimos 700.000 años (Fúster y Carracedo, 1979). Estas últimas fases eruptivas se emplazaron en la superficie de erosión del amplio arco abierto al norte que hemos descrito, dando lugar a extensas alineaciones de conos volcánicos, con dirección predominante NE-SO. La influencia del mar en este volcanismo, situado a cotas muy bajas e incluso en la plataforma marina de erosión, es en muchos casos evidente; buena parte de los edificios volcánicos de esta parte reciente de la historia volcánica de Lanzarote son, en efecto, de origen freatomagmático, donde la interacción entre el magma y el agua del mar o freática durante el proceso eruptivo es evidente<sup>14</sup>. Las lavas procedentes de estos centros eruptivos incrementaron de forma progresiva la superficie de este lado de la isla, ganando terreno al mar en los sucesivos episodios hasta adquirir una configuración que, en el momento de producirse la erupción de 1730, era muy similar ya a la actual.

Algunos autores (Alonso y otros, 1967; Cendrero y otros, 1967a-1967b y Fúster y otros, 1968) suponen que después de las emisiones de la Serie Basáltica III (ver nota 12), de al menos varias decenas de miles de años de antigüedad, sólo se producen en esta zona las erupciones de 1730 y 1824<sup>15</sup>. Si bien parece poco probable un intervalo de tranquilidad efusiva tan prolongado, es evidente la existencia de largos períodos de reposo en las diversas fases eruptivas de esta etapa reciente (Series III y IV). Esta pauta, que difiere del comportamiento normal del volcanismo en el período más reciente de Canarias, tiene una gran importancia, ya que podría ser el factor determinante de las altas tasas eruptivas, grandes volúmenes de materiales emitidos e incluso de la larga duración de los eventos eruptivos de esta isla y, claramente, de la erupción de 1730, como tendremos ocasión de analizar más adelante.

Un aspecto importante a considerar, si queremos comprender el régimen de emisiones volcánicas en la Isla en el período más reciente y enmarcar el pro-

---

ceso eruptivo de 1730, es analizar la correspondencia de estas erupciones con procesos volcanotectónicos concretos, ya que éstas se asocian claramente a fracturas de orientación sensiblemente paralela y se agrupan preferentemente en una banda relativamente estrecha, donde es mayor la concentración de centros de emisión. El relevante papel que juegan estrechas bandas donde se concentra la actividad volcánica alimentada por diques («*rift zones*») en la construcción de las islas oceánicas ha sido puesto de relieve en numerosos trabajos, entre los que destacamos los de **Decker, 1987; Swanson y otros, 1976 y Fiske y Jackson, 1972**, para Hawaii; **Chevalier, 1987**, en la isla de Gough; **Lenat y Aubert, 1982; Chevalier y Bachelery, 1981 y Chevalier y Vatin Perignon, 1982**, en Reunión, y **Perraud, 1982** en la isla Mauricio.

En Canarias la existencia de estas zonas de concentración de la actividad volcánica (*ejes estructurales*) se manifiesta en el subsuelo por una densa red de diques y en superficie por una superposición de centros de emisión que forman las cumbres del relieve denominadas dorsales en las Islas (**Navarro, 1974; Carracedo, 1979, 1984**); los datos gravimétricos de **McFarlane y Ridley, 1968**, evidencian asimismo la presencia de estas estructuras tectovolcánicas. La actividad de los ejes estructurales ha variado a lo largo de la historia volcánica de las Islas, encontrándose en la actualidad ejes muy activos en Tenerife y La Palma, que tienen su respuesta en dorsales de gran elevación y origen reciente, mientras que éste de Lanzarote sería de baja actividad, con emisiones volcánicas tan espaciadas en el tiempo que no han logrado levantar una alineación de relieve definida y de equiparable elevación. Las altas tasas eruptivas contribuirían asimismo, en el caso de Lanzarote, a la baja relación de aspecto del eje estructural, en contraposición con Tenerife o La Palma donde estas tasas serían muy inferiores y la frecuencia de emisiones muy superior, configurándose en consecuencia «*dorsales*» de relación de aspecto elevada.

En el modelo de eje estructural que proponemos existen dos elementos claramente diferenciados: una zona de acumulación de magma en profundidad y un conjunto de conductos eruptivos en forma de dique que la conectan con la superficie, disposición similar a la enunciada por varios autores (**Shaw, 1980; Decker, 1987; Wadge, 1981; Chester y otros, 1985**). Posiblemente en relación con regímenes distensivos de carácter regional, se generan condiciones favorables para el inicio de procesos de fusión parcial; en Canarias estas condiciones parecen relacionadas con fases de relajación asociadas a la detención del avance de la placa africana y la orogenia alpina (**Anguita y Hernán, 1975; Ara-**

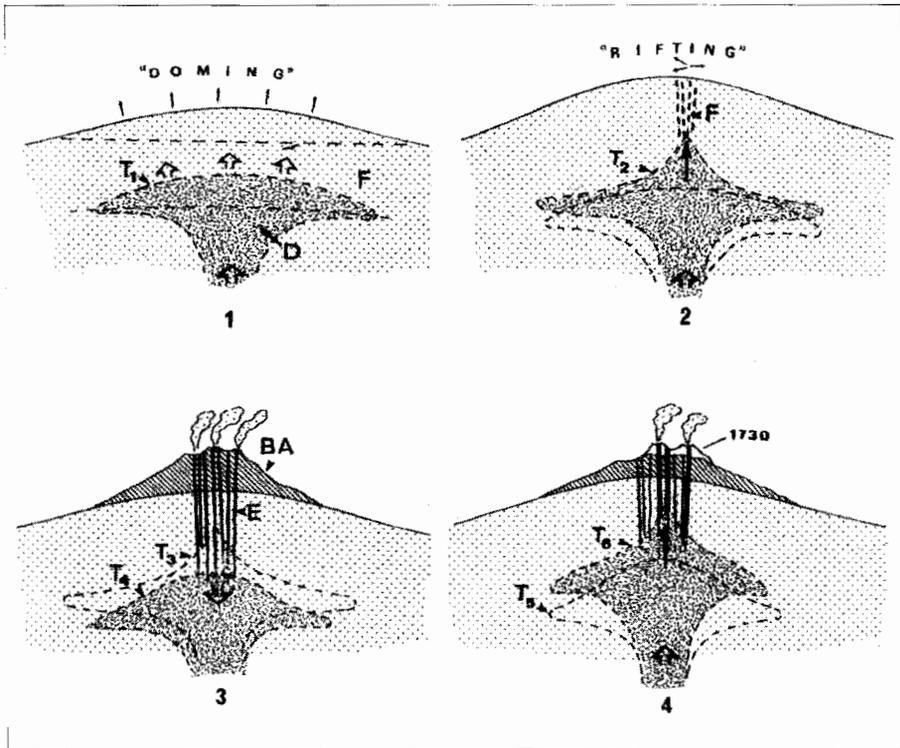


Fig. 1.2.- Esquema que indica de forma simplificada la formación de los ejes estructurales y su relación con la erupción de 1730. 1)  $T_1$  Posición de la isoterma del límite dúctil/frágil al iniciarse el proceso de incremento de la tasa de fusión parcial y la acumulación de esfuerzos de empuje ascensional. D: Dominio dúctil. F: Dominio frágil. 2)  $T_2$  Posición más elevada de la isoterma D-F, correspondiente a una fase de inicio de superación del límite elástico de la cobertera frágil. F: Fracturas. 3) Después de extruirse materiales volcánicos con altas tasas de emisión, que dan lugar a los edificios basálticos antiguos (BA), se relaja el proceso, pasando la isoterma D-F de la posición  $T_2$  a la  $T_1$ . E: Eje estructural. 4) Escenario correspondiente a la erupción de 1730. La isoterma D-F está, antes de iniciarse el proceso, en una posición ( $T_2$ ) más elevada que en 1 por la actividad anterior del eje estructural.  $T_3$  La isoterma asciende por la nueva fase de incremento de los procesos de fusión parcial. Los conductos de emisión de esta erupción se "encajan" a favor de los planos de inyección del eje estructural, por el efecto de anisotropía de esta formación.

ña y Carracedo, 1979; Carracedo, 1984). El magma producido por este mecanismo en áreas amplias en la vertical de las Islas se acumula de forma continuada por segregación y ascenso a causa de su menor densidad, formando bolsas de fundidos de disposición alargada en la perpendicular a los esfuerzos de distensión. El mantenimiento de estas condiciones supone un progresivo incremento del volumen de magma acumulado en esta interfase, originando el ascenso de la isoterma inicial de techo (Fig. 1.2-1), al mismo tiempo que se produce un creciente

---

abombamiento en la zona frágil de la litosfera, que concentra en lo sucesivo de forma progresiva el magma y sus empujes ascensionales.

La presión hidrostática del magma, consecuencia de los gradientes originados por las diferencias de densidad del fundido y la roca encajante (Daly, 1914; Haimson, 1975) se resuelve en una primera fase por el simple abombamiento de la litosfera («*doming*») y, cuando el empuje ascensional supera su elasticidad y resistencia tensional, por la formación de zonas de debilidad cortical («*rifting*») que alcanzan la superficie (Fig.1.2-2) con una disposición típica de mínimo esfuerzo en fracturas de tres radios (Carracedo, 1979, 1984; McDonald, 1972; Navarro, 1974). En esta primera fase de ascenso del magma a la superficie, el gran volumen acumulado de fundido, necesario para superar el proceso, se corresponde con emisiones con gran aporte de materiales, que construyen edificios basálticos de gran extensión y volumen y de formación rápida, que en Canarias se corresponden con las Series Antiguas (Fúster et al., 1968; Fúster, 1975; Carracedo, 1979; McDougall y Schmincke, 1977). Al mismo tiempo, los numerosos diques que han alimentado estas erupciones, inyectados en estas fracturas, conforman los ejes estructurales que condicionarán en lo sucesivo la distribución de las emisiones volcánicas. A partir de este momento las erupciones se producirán preferentemente a través de estas fracturas insulares o ejes estructurales (Fig.1.2-3). Cada nueva erupción inyectará de forma forzada nuevos diques paralelos al conjunto del eje estructural, incrementando la anisotropía de la corteza y concentrando de forma cada vez más acentuada las sucesivas emisiones en estas fracturas, lo que origina las zonas de relieve que hemos denominado dorsales.

En una erupción como la de 1730 el magma se encuentra emplazado en la isoterma dúctil/frágil (Navarro comunicación personal) a un nivel relativamente elevado (Fig. 1.2-4), por la actividad previa del eje estructural, pero considerablemente inferior al de las otras islas con volcanismo histórico (Tenerife, La Palma), donde la actividad de los ejes estructurales es mucho más continuada. Los esfuerzos ascensionales del magma, que ha continuado acumulándose, superan de nuevo la resistencia tensional de la litosfera, iniciándose los procesos de fracturación hidráulica<sup>16</sup> e inyección forzada (Swanson et al., 1976; Hardee, 1982; Carracedo y Soler, 1983) a favor de los planos de los diques que conforman el eje estructural, lo que explica su régimen fisural. El relativamente elevado volumen de lava extruido en la erupción de 1730 estaría, pues, en relación con la baja actividad del eje estructural de esta zona de Lanzarote y con el largo período transcurrido sin actividad efusiva (como veremos en otro capítulo, de al menos 1.000 años), que se

---

corresponde con la necesaria acumulación de volúmenes considerables de magma antes de alcanzar el nivel crítico e iniciarse los procesos mencionados. Este hecho estaría a su vez condicionado por el emplazamiento más profundo de la isoterma de techo que en otras islas de actividad volcánica más continuada, lo que exigiría a su vez mayor acumulación de magma y empuje ascensional mayor, capaz de iniciar el proceso de fracturación hidráulica en una litosfera más gruesa y por tanto con elevada resistencia tensional a esa fracturación.

Hemos esbozado el marco dinámico para la erupción de 1730; veamos ahora el aspecto que debía tener la zona de la isla donde se va a producir la erupción, justo antes de que ésta ocurra. Las alineaciones de conos volcánicos que hemos mencionado anteriormente constituían auténticas «barreras», capaces de controlar la acumulación de las coladas en depresiones y su flujo dominante. La alineación E-O, formada por las montañas de Los Rostros, Quemada, Tizalaya, Tamia, hasta el Lomo de S. Andrés, protegía todo el sector NE de la isla (comarcas de Tinajo, Sóo, etc.). Otra alineación SE-NO, situada más al sur, se extendía desde el Lomo del Cura (macizo antiguo de Los Ajaches) por Caldera Riscada, hasta Mña. Guatisea; con las Mñas. Diama y Chupaderos, ubicadas algo más al norte, formaban una elevada barrera para la progresión de las lavas hacia la costa sur, en el sector que va de Playa Quemada a Arrecife. La conjunción de ambas alineaciones a la altura del Lomo de San Andrés formaba una cubeta en ángulo agudo, por lo que, con la disposición adoptada por la fisura eruptiva de 1730, las lavas se verían fozadas a fluir preferentemente hacia las costas oeste y norte, en el sector que se extiende desde la Laguna del Janubio a la Mña. de Tizalaya; por el este, habrían de rellenar la mencionada depresión, y, si el volumen de materiales emitidos lo permitía, progresar en esa dirección hasta alcanzar el mar, como así ocurrió por dos estrechos brazos, uno dirigido hacia la playa de Famara, que no alcanza, y otra hacia Arrecife, donde penetra en el mar a la altura del castillo de S. José.

Es en este preciso contexto, de un eje estructural activo pero con muy baja frecuencia de emisiones volcánicas y una topografía caracterizada por barreras de conos volcánicos que limitan la posible extensión de las lavas y determinan las direcciones de flujo, en el que va a producirse esta importante erupción volcánica de 1730, que analizaremos en los próximos capítulos.



## NOTAS

- 1 Estas tobas amarillas, en realidad piroclastos alterados y parcialmente transformados en arcillas de este color, son visibles en numerosos lugares de la zona, siempre inmediatamente debajo de los productos de la erupción de 1730. **Hernández Pacheco (1907)** describe un corte en una excavación para un algebe en la finca Las Vegas, cerca de Puerto Tegoyo, con la siguiente disposición: 0-8 m: lavas de 1730; 8-13.5 m: mantos de lapilli (1730); 13.5-16.5 m: tierra vegetal (suelo amarillo); 16.5-20 m: lapilli amarillo descompuesto (alterado). En un sondeo realizado por el Servicio Geológico de Obras Públicas aproximadamente a medio camino de la recta de carretera entre Yaiza y Mñas. del Fuego (cota 228), encontramos una disposición similar: 0-1.2 m Lapilli fresco; 1.2-10.9 m Coladas basálticas escoriáceas; 10.9-28.1 m Colada masiva con abundantes enclaves de olivino; 28.1-29.8 m Suelo amarillo (lapilli alterado); 29.8-50 m Lapilli y escorias de proyección aérea; 50 m en adelante, coladas de la Serie III y series más antiguas. Como vemos, con distintas potencias en cada caso, los materiales de la erupción de 1730 se apoyan sobre suelos amarillos generados por alteración de piroclastos de una fase eruptiva bastante más antigua.
- 2 Este legajo manuscrito puede localizarse con la identificación GJ89 en el Archivo de Simancas.
- 3 Vecino, grupo familiar en una misma vivienda, aproximadamente 4.6 personas de promedio, según se infiere del informe de la Junta, que hace equivaler 1.077 vecinos a 4.967 personas. Legajo de la Real Audiencia, documento n.º 26.
- 4 Este informe de la Junta está fechado a 29 de diciembre de 1731, por lo que aparecen como no afectados por la erupción lugares que lo serían en fechas posteriores.
- 5 El Obispo Dávila da las siguientes cifras de población para Lanzarote en 1733: Jurisdicción de Teguisse, 869 vecinos, de ellos 359 en la propia Villa; Haría y sus lugares, 195 vecinos; Yaiza y sus lugares, 210 vecinos. Como vemos, el total (1.274 vecinos) supera en unos 200 vecinos al cómputo que la Junta elabora tres años antes, siendo así que en ese período la población, lejos de aumentar, disminuye por emigración a otras islas.
- 6 Ver nota 4.
- 7 Viera y Clavijo (1783) indica una población para Lanzarote en 1744 de 7.210 habitantes, basándose en el informe de la visita de otro Obispo: Juan Francisco Guillén. Para 1768 da una cifra de 9.075 habitantes, según «*la matrícula existente en la secretaría de la presidencia de Castilla, remitida por el vicario general del obispado*». Esto supone un incremento de la población, que el mismo Viera destaca, de 2.495 habitantes en sólo 24 años. Más adelante volveremos sobre este tema al analizar el notable incremento de posibilidades económicas que el descubrimiento del cultivo sobre lapilli aportó a la isla, pero se puede apuntar ya que, al pasar de 4.967 habitantes en 1730 (Datos de la Junta, documento n.º 26 del Legajo de la R. A.) a 9.705 en 1768, la isla dobla prácticamente su población en menos de 40 años. En este mismo sentido

---

apunta la mención que hace **Glass** en su **Descripción de las Islas Canarias (1764)**: «*hasta estos últimos treinta años, Lanzarote no produjo vinos. En ese momento hizo erupción un volcán (se refiere lógicamente a la erupción de 1730), que cubrió muchos campos con polvillo y pequeñas piedras pómez, que han mejorado el suelo hasta tal punto que ahora hay viñas plantadas allí, que prosperan bien y dan uvas...*». Es decir, no sólo aumenta la producción agrícola tradicional, sino que la erupción permite la implantación de cultivos nuevos y más productivos para la isla.

- 8 Como ya veremos en otro capítulo, al progresar la erupción de 1730 y perderse la esperanza de ver el final de la catástrofe, las medidas adoptadas en defensa de la población (requisa de grano, planes de evacuación a otras islas, etc.) se van transformando en planes de carácter eminentemente militar; no en vano la Junta está casi en su totalidad formada por personas con responsabilidades militares —aunque no se tratara en realidad de oficiales profesionales de la milicia en el sentido actual (**A. Macías, com. pers.**)—, lógicamente interesados en que permanezca a cualquier precio en la isla un número de personas suficientes para su defensa.
- 9 Legajo de la R. A., documento n.º 35.
- 10 El 6 de abril de 1731, el regente de la Real Audiencia de Canarias —Juan Francisco de La Cueva—, después de enviar mensajes muy duros a la Junta de Lanzarote, por falta de atención a la población e incumplimiento de sus providencias, envía finalmente un resumen de los hechos a la Casa Real, con todos los documentos recibidos por él. Gracias a este hecho afortunado, que ha permitido la conservación del legajo en el Archivo de Simancas, nos enteramos de la escueta contestación de la Corona, por mediación del marqués de La Compuerta, aprobando las medidas adoptadas por el regente. Es curioso notar que tampoco el regente eleva a la Corona las críticas que hace a la Junta por sus incumplimientos, por lo que la más alta institución puede que desconociera realmente los graves problemas habidos en el manejo de la crisis.
- 11 En dos sondeos realizados por el Servicio Geológico de Obras Públicas, el ya citado de la carretera de Yaiza a Mñás, del Fuego y otro situado a la cota 85, entre la Caldera de la Vieja Gabriela y la del Islote de La Vega, vemos en efecto que el espesor de los basaltos antiguos es de sólo 68 m y 60 m respectivamente, sobre materiales submarinos situados a -5 m y -40 m sobre el nivel actual del mar. La plataforma erosiva de los basaltos antiguos llegó, pues, a estar a cotas actuales de 63 y 20 m, lo que, teniendo en cuenta que el nivel marino ha descendido en esa zona al menos 50 m desde entonces, apoya la presencia de una rasa marina o plataforma costera de muy baja elevación y pendiente, que hemos apuntado en el modelo paleomorfológico de la isla para esa época.
- 12 En la literatura geológica de esta Isla es ya clásica la utilización de series volcánicas, término introducido por **Fúster y colaboradores (1968)**. La separación de estas series se realiza por la relación de los diferentes episodios volcánicos con las playas cuaternarias levantadas. Así, los edificios basálticos antiguos de Los Ajaches y Famara, cuyos productos se sitúan estratigráficamente por debajo de la playa levantada de 50 m, corresponderían a la Serie Basáltica I; los materiales de los primeros edificios cuaternarios (Mña. Roja, etc.), situados entre las playas de 50 m y 20 m, a la Serie Basáltica II-A; los situados entre las playas de 20 m y 10 m, a la Serie Basáltica II-B; entre 10 m y 5 m, a la Serie Basáltica III; por encima de 5 m a la Serie Basáltica IV, que incluye a las erupciones históricas. Esta separación en series volcánicas es útil, por corresponderse bastante bien con fases eruptivas concretas, por lo que la utilizaremos con frecuencia en este libro.
- 13 Ver nota 11.
- 14 Lanzarote es la isla del Archipiélago donde mejor representados están los aparatos volcánicos con origen en procesos hidrovolcánicos de baja energía (ver: **J. C. Carracedo, 1984: Geografía de Canarias: Geografía Física**, Tomo I, pg. 75 y siguientes); en las demás islas, este tipo de volcanismo se da en las zonas costeras, pero en Lanzarote abunda incluso en el interior de la isla. La explicación está en la extensa rasa erosiva y la amplia plataforma litoral de muy baja cota formada al erosionarse los materiales de la Serie I, y que, como ya hemos indicado, era la configuración topográfica insular al producirse las emisiones volcánicas recientes (Series III y IV). Prácticamente la mayoría de los conos volcánicos de este período reciente tienen signos más o menos evidentes de la interacción del agua del mar o freática en el proceso eruptivo; se pue-

den destacar, entre los más espectaculares, los «*tuff-ring*» contiguos de El Cuchillo y Caldera del Cuchillo, de casi 1.5 kms de diámetro de cráter; o «*tuff-cones*» como los de Mña. del Golfo, Mña. Bermeja —sólo freatomagmática en su fase inicial—, los conos de Las Isletas (La Graciosa, Mña. Clara, Alegranza), la Laguna del Janubio, Caldera Blanca y Caldereta, etc. El carácter freatomagmático de estos conos ya fue descrito por **Fritsch (1867)** y **Hernández Pacheco (1909)**; este último autor describe con detalle fenómenos asociados a freatomagmatismo de muy alta relación agua/magma, incluso en forma de geiser, en la erupción de Lanzarote en 1824. Un claro indicio en este sentido lo encontramos en la carta de Luis Cabrera del Castillo a José Agustín Álvarez Rixo, fechada en Arrecife el 16 de septiembre de 1824, donde relata «*Además por relación vocal oí que junto con el agua ha arrojado el volcán arena y callao de mar*» (citado en: **Valverde**, ESF Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, **1989**). En la erupción de 1730, los indicios de este proceso, aunque existen, no son tan evidentes, como se verá en sucesivos capítulos.

- 15 Estos autores no establecen diferencias entre los diversos centros eruptivos de lo que denominan Serie Basáltica IV, que suponen todos originados en estos episodios volcánicos históricos, lo que significaría que habría habido un período muy largo —al menos decenas de miles de años— sin erupciones volcánicas en esta parte de Lanzarote, desde la Serie III, hasta 1730. Los centros eruptivos recientes de Famara (erupción del Corona, Los Helechos, etc.) no se consideran en este caso, por corresponder a una zona alejada de la erupción de 1730.
- 16 El concepto de que sea el magma el que abra su propio conducto de salida a la superficie por fracturación hidráulica de la corteza rígida se refuerza con las observaciones de la distribución de hipocentros en el Kilauea (**Eaton, 1962**), que denotan la existencia de una zona de fracturación en forma de embudo invertido hasta 45-60 km de profundidad.

Por otra parte, si tenemos en cuenta las condiciones necesarias para la intrusión de diques (**Gudmundson, 1988**), que se producen cuando:

$$P_l + P_m > F_c + T$$

permaneciendo constantes la presión litostática ( $P_l$ ) y la resistencia tensional de la roca encajante ( $T$ ), y siendo  $F_c$  el esfuerzo de compresión mínimo —en el caso de los diques, el horizontal—, la intrusión se producirá cuando finalmente la presión magmática en exceso de la litostática ( $P_m$ ) supere a  $T$ ; la otra posibilidad —una reducción de los esfuerzos horizontales de compresión— es propia de zonas de distensión como los límites divergentes de placas; no sabemos si esa circunstancia se ha dado en Lanzarote en la erupción de 1730, o si estas intrusiones pueden explicarse, en el caso que nos ocupa, por la progresiva acumulación de magma —y por consiguiente el aumento de  $P_m$ — que hemos venido indicando.



## 2 IMPORTANCIA DE LA ERUPCIÓN DE LANZAROTE DE 1730

Lo primero que llama la atención de la erupción ocurrida en Lanzarote entre los años de 1730 y 1736 es precisamente sus grandes diferencias con el resto de las erupciones recientes del Archipiélago, tanto en la duración, como en el volumen de materiales emitidos a la superficie, composición de las lavas, etc. Esta circunstancia hace que podamos considerar a esta erupción como «anómala» en el contexto del volcanismo canario reciente; explicar esta «anomalía» es el objetivo que intentaremos cubrir a lo largo de los próximos capítulos.

Tampoco abundan en el período histórico de la Tierra las erupciones como la de Lanzarote de 1730. Aunque ha habido numerosas erupciones volcánicas de energía y efectos incomparablemente mayores, éstas son siempre de carácter explosivo. En las de naturaleza efusiva —como ésta de Lanzarote—, que se caracterizan por la emisión de grandes cantidades de lavas fluidas a través de fisuras de gran desarrollo, la erupción más importante en tiempo histórico es la de Lakagíggar, ocurrida en 1783 en Islandia. Esta erupción supera en la mayoría de sus parámetros volcanológicos a la de Lanzarote: la extensión ocupada por las lavas —567 km<sup>2</sup> frente a unos 200 en Lanzarote—, el volumen de materiales emitidos —12.3 km<sup>3</sup> en la erupción del Laki, entre 3 y 5 km<sup>3</sup> en Lanzarote—. En cambio la duración fue muy superior en Lanzarote —2.053 días frente a los 226 de la del Laki— (Thorarinsson, 1969).

Como elemento de referencia<sup>1</sup>, uno de los volcanes de este tipo más activos —el Etna—, no ha llegado a emitir 4 km<sup>3</sup> en todas las erupciones que ha tenido desde 1535 (Cas y Wright, 1987), mientras que el Mauna Loa, otro volcán de gran actividad, totaliza un volumen de sólo 0.5 km<sup>3</sup> en todas las erupciones históricas en los rifts del SO y NE (Lipman, 1980).

CUADRO: 2.1.- RELACIÓN DE LAS ERUPCIONES HISTÓRICAS OCURRIDAS EN LA PALMA, TENERIFE, LANZAROTE Y EL HIERRO, ELABORADA POR A HERNÁNDEZ-PACHECO (1982).

AÑO	COMIENZO	FIN	ISLA	LUGAR Y DENOMINACIÓN	REFERENCIAS MÁS IMPORTANTES
1341			Tenerife	No ha sido localizada	Relacion de Recco. Bravo. T. (com pers.)
1393-1394			Tenerife	No ha sido localizada Mña de las Arenas (de la Horca)	Referencia de marnos vizcanos. Bravo T (com pers.)
1430			Tenerife	Erupción de Taoro (Valle de la Orotava) Mña de los Frailes Mña de las Gañanias	Tradicón guanche. Bravo. T (com pers.)
(*) Entre 1470 y 1492			La Palma	Volcán Tacande (Mña Quemada)	Tradicón guanche. Santiago. M (1960) Investigaciones históricas y geológicas posteriores (Hernández-Pacheco)
1492	El 24 de Agosto existía actividad volcánica		Tenerife	Ladera SW de Pico Viejo ¿Mña Reventada? Inmediaciones de Mña Bilma ¿Las Mñas Negras?	Historias del Almirante. de Fernando Colón y Sumario de Fray Bartolomé de Las Casas. Investigaciones geológicas. Bravo. T (com pers.)
1585	20 Mayo	Julio	La Palma	Erupción del Tahuya (Roques de Jedey)	Investigaciones históricas. Santiago. M (1960) Bravo. T (com pers) Investigaciones geológicas posteriores (Hernández-Pacheco. A.)
1646	2 Octubre	18 ó 21 de Diciembre	La Palma	Volcán de Tigalate o Martín	Santiago. M (1960) Investigaciones geológicas posteriores (Hernández-Pacheco. A.)
1677-1678	17 Noviembre	21 Enero	La Palma	Volcán de San Antonio (Mña de las Cabras). Fuencaliente. ¿Volcán de la Caldereta?	Santiago. M. (1960). Investigaciones geológicas posteriores (Hernández-Pacheco. A.)
1704-1705	31 Diciembre 5 Enero ? Febrero	Enero 13 Enero 26 Febrero	Tenerife	Volcán de Siete Fuentes (o del Llano de los Infantes) Volcán de Fasia (Almarchiga o Dos Roques) Volcán de Mña Arenas (o de Guimar)	Fritsch. K & Reiss. W (1868) Bravo. T (com pers.)
1706	5 Mayo	14 Mayo	Tenerife	Volcán de Mña Negra (o de Garachico)	Fritsch. K & Reiss. W. (1868). Bravo. T (com pers.) Santiago. M. (1960) Alonso. A. (1974)
1712	9 Octubre	2 Diciembre	La Palma	Erupción de El Charco (Mña Lajones)	Investigaciones geológicas posteriores (Hernández-Pacheco. A.)
1730-1736	1 Septiembre	16 Abril	Lanzarote	Erupción del Timantaya	Hernández-Pacheco. E. (1908. 1910 y 1960)
1793	Mayo	Junio	El Hierro	Volcán de Lomo Negro (área NO de El Golfo)	Descripción de los fenómenos por Darias y Padrón. D. V. (1929); Bravo. T (com pers.); Hernández Pacheco. A. (1982)
1798	9 Junio	8 Septiembre	Tenerife	Volcán Chahorra (o Narices del Teide)	Fritsch. K & Reiss. W (1868). Bravo. T (com pers.)
1824	31 Julio 29 Septiembre 16 Octubre	16 Octubre 4 Octubre 24 Octubre	Lanzarote	Volcán de Tao (o del Clérigo Duarte) Volcán Nuevo del Fuego Volcán del Tinguatón	Hernández-Pacheco. E. (1908. 1910. 1960)
1909	18 Noviembre	27 Noviembre	Tenerife	Volcán Chinyero	Fernández Navarro L. (1910 y 1911)
1949	24 Junio 8 Julio 12 Julio	9 Agosto 26 Julio 31 Julio	La Palma	Volcán de San Juan (o del Duraznero) Volcán del Llano del Banco (o de Las Manchas) Volcán de Hoyo Negro	Romero Ortiz. J. (1951); Martel. M. (1960) Investigaciones geológicas posteriores (Hernández-Pacheco. A.)
1971	26 Octubre	18 Noviembre	La Palma	Volcán Teneguía	Hernández-Pacheco. A. (diario no publicado del volcán. 1971) Vol. Teneguía. Est. Geol (1974)

---

## 2.1 El volcanismo histórico de Canarias.

Hemos de tener en cuenta que el período histórico, es decir, los últimos 500 años, en que ya existen descripciones escritas —a veces de gran detalle y rigor científico— es apenas una fracción insignificante de la historia volcánica del Archipiélago Canario, que abarca en su conjunto al menos dos docenas de millones de años. En este período histórico ha habido erupciones volcánicas en las islas de Tenerife, La Palma, Lanzarote y tal vez El Hierro (Cuadro 2.1), lo que evidencia que el volcanismo sigue activo en toda la alineación del Archipiélago.

Esto podría indicar, contrariamente a lo que apuntan algunos autores, que el volcanismo canario no está atenuado o en declive, sino en una fase que, en sentido geológico, podría considerarse de gran actividad. Apoya esta idea el elevado índice de producción de magma en este período histórico en el Archipiélago, que, como indica **Schmincke (1982)**, puede evaluarse en unos  $8 \text{ km}^3$  —equivalente a una tasa de  $15 \text{ km}^3$  por 1.000 años—, mientras que la media para toda la historia volcánica de Canarias es aproximadamente la mitad de ese valor.

Todas estas erupciones corresponden al tipo de volcanismo normal en un ambiente de islas oceánicas atlánticas: naturaleza basáltica en sentido lato, régimen fisural y escasa duración y volumen de materiales emitidos; únicamente la de 1730 en Lanzarote se sale de esta pauta, como veremos con detalle más adelante.

El relativamente escaso número de erupciones y el corto período de observación hacen imposible establecer pautas estadísticas fiables en cuanto a su periodicidad y su predicción espacial y temporal. Este hecho queda patente en el Cuadro 2.2, donde puede observarse que el intervalo entre erupciones oscila entre 1 y 237 años; el intervalo medio de recurrencia (*MRI* de **Booth, 1979**) es de 30 años, con una desviación típica de 25 años. Según este autor, el volcanismo canario en general correspondería al tipo de alta frecuencia (*MRI* de 2 a 200 años); pero el de Lanzarote habría que considerarlo de baja frecuencia (*MRI* 200-2.000 años), especialmente si consideramos los últimos miles de años.

Estas erupciones sólo han afectado a zonas muy localizadas de las Islas y aunque en ocasiones han producido daños materiales, éstos han sido de escasa consideración y nunca han supuesto un riesgo muy significativo para la población. Hay que precisar, sin embargo, que este riesgo, a igualdad de magnitud del fenómeno eruptivo, aumenta correlativamente con el incremento de

CUADRO 2.2.- Principales características de las erupciones históricas de Canarias.

ISLA	NOMBRE	FECHA INICIO	DURACIÓN (días)	SUPERFICIE (mill. m <sup>2</sup> )	IR <sup>1</sup>
<b>TENERIFE.</b>					
1704-1705	V. de Siete Fuentes	(31-1-1704)	13	1	?
	V. de Fasnia	(5-1-1705)	8	1	
	V. de Arafo	(2-2-1705)	24	4.7	
1706	V. de Garachico				
1798	(o Mña. Negra)	(5-5-1706)	9	6.5	1
	Chahorra o Narices del Teide	(9-6-1798)	92	4.7	92
1909	Chinyero	(18-11-1909)	10	1.5	111
					IRM <sup>2</sup>
<b>LA PALMA.</b>					
Entre 1470 y 1492	Tacande	?	?	4.2	?
1585	Tahuya	(20-5-1585)	84	3.7	93-115
1646	Martín	(2-10-1646)	78	7.0	61
1677	San Antonio	(17-11-1677)	65	4.5	31
1712	El Charco	(9-10-1712)	56	10.2	35
1949	San Juan	(24-6-1949)	38	4.8	237
1971	Tenequia	(26-10-1971)	25	3.1	22
				IRM	83-86
<b>LANZAROTE.</b>					
1730	Timanfaya	(1-9-1730)	2.053	200.0	?
	V. de Tao				
1824	o del Clérigo Duarte	(31-7-1824)	60	1	94
	V. Nuevo del Fuego	(29-9-1824)	15	3.0	
	V. Tinguatón	(16-10-1824)	8	1	
<p>1 IR Intervalo de tiempo (años) entre erupciones en una misma isla.                  2 IRM Ídem. medio por isla.</p>					

la población, que ha experimentado un crecimiento espectacular en las últimas décadas.

## 2.2 La erupción de 1730 en el contexto del volcanismo histórico del Archipiélago. Características generales de la erupción.

Ya hemos indicado que esta erupción, ocurrida en Lanzarote desde el 1 de Septiembre de 1730 al 16 de abril de 1736, difiere notablemente por sus ca-

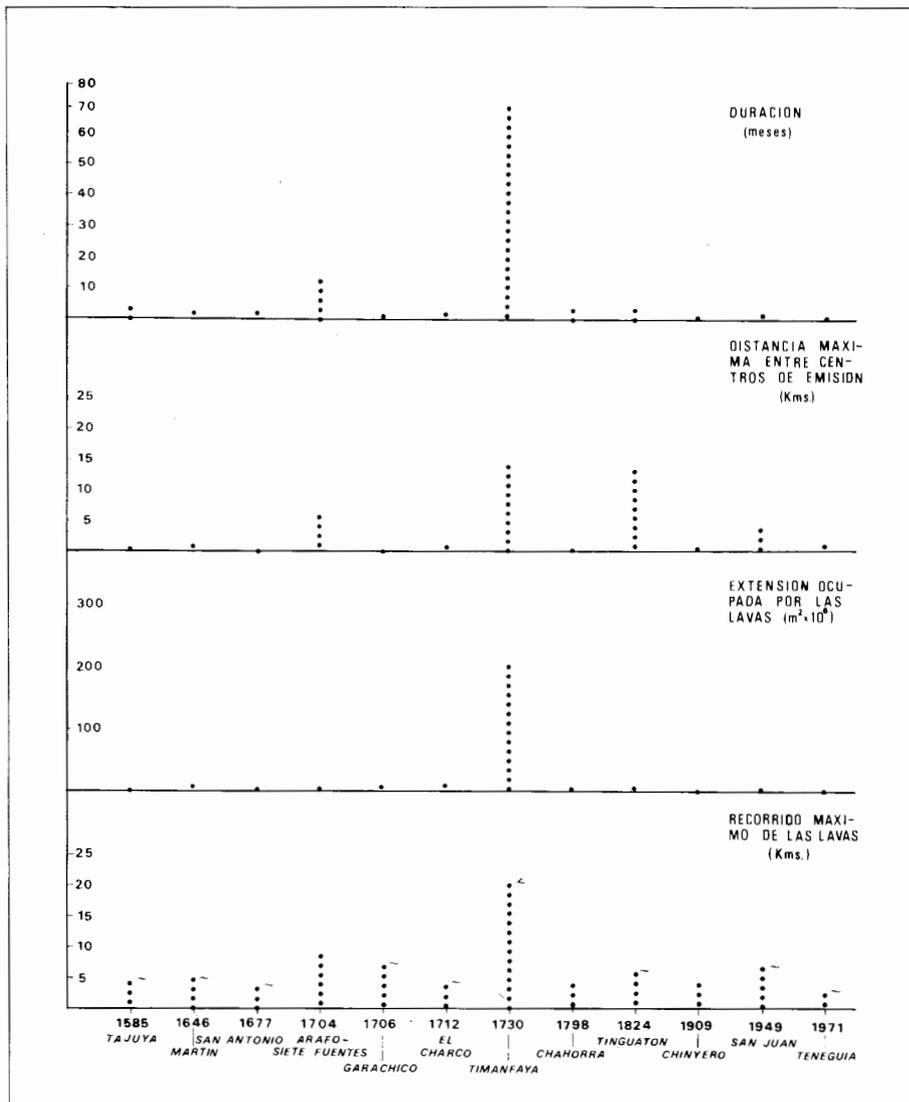


Fig. 2.1.- Esquema comparativo de los principales parámetros volcanológicos de las erupciones históricas de Canarias.

racterísticas generales del resto de las erupciones volcánicas registradas en Canarias en el período histórico e incluso en la etapa reciente de la historia volcánica del Archipiélago.

---

Eduardo Hernández Pacheco (1909) señala en su **Estudio Geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias**: «... por el largo periodo de cerca de seis años que perseveraron los paroxismos, puede considerarse esta erupción como una de las de duración más larga que registra la historia del volcanismo». En efecto, el análisis de las principales características de las erupciones históricas de Canarias pone de manifiesto este comportamiento distinto de la erupción de 1730, cuyos parámetros principales —duración, extensión y volumen de materiales emitidos, número de centros de emisión, etc.— se apartan de la pauta «histórica» en una magnitud considerable.

Estas emisiones, que constituyen un complejo sistema volcánico generado a partir de magmas basálticos y de carácter claramente fisural, se produjeron a lo largo de una fractura tectovolcánica de 14 kms de longitud, ocupando en su conjunto una extensión superficial de unos 200 km<sup>2</sup> (de los 862 que tiene la Isla); el volumen total de materiales emitidos, de difícil estimación, puede evaluarse entre 3 y 5 km<sup>3</sup>. Las coladas, generalmente de gran fluidez, alcanzaron recorridos considerablemente mayores que en el resto de las erupciones históricas de Canarias, aun cuando discurrieron por pendientes muy inferiores a las de Tenerife o La Palma. Este hecho es explicable no sólo por su mayor fluidez, sino por las tasas eruptivas considerablemente mayores. En este sentido destaca la erupción de Mña. de las Nueces (justo al oeste de Mña. Colorada), cuyas lavas recorrieron una distancia de 20 kms con una pendiente media del 2%, adentrándose finalmente unos 300 m en el mar por el norte del Castillo de S. José, en las proximidades de Arrecife.

La comparación de las principales características de las erupciones históricas, esquematizadas en la (Fig. 2.1), pone claramente de manifiesto este comportamiento distinto de las erupciones de 1730 de Lanzarote.

Los efectos de esta erupción sobre la isla fueron catastróficos, como se desprende de los relatos de la época. La drástica reducción de los recursos de subsistencia a consecuencia de la erupción, que asoló las tierras «*de más sustancia y más fértil de granos*»<sup>2</sup>, originó grandes penurias para los habitantes de Lanzarote en los años siguientes a la erupción, aunque la larga duración del fenómeno y su relativa baja peligrosidad permitió que la población de la isla, retirada de la zona afectada, acabara acostumbrándose y conviviendo con los fenómenos volcánicos<sup>3</sup>.

Si bien, como ya hemos apuntado, se han producido en la historia reciente del volcanismo mundial erupciones de efectos devastadores muy superiores,

---

casi siempre relacionados con mecanismos eruptivos explosivos, flujo de coladas piroclásticas, lahares, etc. (Carracedo J. C., 1988a, 1988b), pocos son los ejemplos de erupciones de magnitud parecida a la de 1730 de Lanzarote que podemos encontrar entre las producidas por magmas de composición basáltica y mecanismos eruptivos fisurales, caracterizadas por su baja explosividad y la fluidez de sus lavas.

Podemos hacer un análisis comparativo de la erupción de 1730 con la que presenta tal vez mayor semejanza: la de Lakagigar (Laki), ocurrida en 1783 en Islandia. En este caso también se produjo una fisura volcánica, de 25 km de longitud, repartida en dos sectores a ambos lados del Monte Laki, cono volcánico antiguo de origen freatomagmático situado en el norte de Islandia. Siguiendo la descripción de S. Thorarinsson (1969), vemos que esta erupción volcánica se inició el 8 de junio de 1783, precedida de una semana de fuertes terremotos, afectando en su primera fase al sector de la fisura situado al SO del Mt. Laki, donde permaneció en actividad por espacio de 51 días. A finales de julio de ese año la actividad volcánica emigró al sector NE, donde permaneció hasta el final de la erupción, en febrero de 1784. A lo largo de la fisura se abrieron hasta 125 cráteres, por los que se extruyeron lavas que ocuparon una superficie de 567 km<sup>2</sup>, con un volumen total de 12,3 km<sup>3</sup>. De la velocidad de flujo de estas lavas da una idea el hecho de que en un solo día recorrieran una distancia de 16 kms.

Los efectos sobre la población islandesa fueron asimismo catastróficos, destruyendo 14 poblados y 2 iglesias. La disminución de recursos de subsistencia, al igual que en Lanzarote fundamentalmente agropecuarios, redujo drásticamente la población de la isla, que pasó de tener 49.000 habitantes en 1783 a sólo 38.000 en 1786 (un descenso del 24%), como consecuencia de la que aún se recuerda como la «Haze Famine» o el «Hambre de la Niebla», llamada así por la espesa neblina producida por las cenizas y gases volcánicos, que arrasaron los pastos (una espectacular y concentrada «lluvia ácida» de origen eruptivo) y acabaron con el 75% de la cabaña ganadera de la isla.

Este último aspecto nos hace recordar fragmentos del relato del Cura de Yaiza<sup>4</sup> que describe como «... la obscuridad producida por la masa de cenizas y el humo que recubre la Isla forzaron más de una vez a los habitantes de Yaiza a tomar la huida...» o bien: «... hasta el 28 de Octubre (1730) la acción volcánica se desarrolló de esta manera durante diez días enteros, cuando de un golpe

---

*el ganado cayó muerto asfixiado en toda la comarca por un desarrollo de vapores pestilentes que se condensaron y cayeron en forma de gotas...». En términos similares se expresa el Obispo Dávila al visitar la zona de Yaiza en 1733: «Este lugar, que estaba al pié del volcán, el que no se descubrió en tres días que estuve en él, solo se divisaba una luz, como de una vela, y no estuve mas tiempo, por que me lastimaba el pecho el polvo de las arenas». Aún más claro es el relato de un fenómeno similar incluido en los documentos del legajo de la Real Audiencia, donde puede leerse: «... Es el caso, que en un pueblecito, que llaman La Jeria, dicen, y es muy cierto, echa tan mal olfato la tierra en partes, que los animales se caen muertos, y las aves. Pasando onze reses bacunas por este lugar, todas onze, dicen, caieron muertas. Lo mismo ha sucedido con otras de la misma especie, con jumentos, perros, gatos y gallinas...»<sup>5</sup>. En otro documento de este mismo legajo encontramos una clara explicación de este fenómeno: «... En medio de tantos trabajos queda la Isla con buena salud sin haberse experimentado la mínima novedad, y sólo, como ya V.S. lo ha entendido, se murieron repentinamente las reses bacunas que transitaban por las Jerias y Chupadero, lo que se atribuye al subido olor de azufre que vaporiza la tierra por unos que llaman jameos, los que algunos de esta Junta, y otras muchas Personas han cruzado apie, y a cavallo, sin que se aya sentido el mas leve accidente...»<sup>6</sup>. Es evidente que al igual que en la erupción del Laki, se trata en este caso de emanaciones de gases sulfurosos (posiblemente SO<sub>2</sub>) y principalmente de CO<sub>2</sub>, este último más pesado que el aire y que se acumula en las zonas bajas, matando por asfixia a animales de corta talla, sin afectar a personas a pie o a caballo.*

Cabe destacar por último que esta erupción fisural de Lanzarote de 1730 sigue las mismas pautas de las habidas en esta isla en el período reciente (último millón de años), como evidencian las perfectas alineaciones de conos volcánicos con direcciones sensiblemente paralelas, como las de Mña. del Golfo-Tremesana; Atalaya de Femés-Mña. Testeyna; Caldera Blanca-Mña. Timbaiba; el grupo de volcanes de Sóo; Mña. Guatisea-Volcán de Tahiche, etc...

Esta pauta fisural se aprecia asimismo en la erupción de 1824, en que los tres centros de emisión: Volcán Nuevo del Fuego, Tinguatón y Volcán de Tao o del Clérigo Duarte, forman una alineación de 13,5 kms. de longitud, con una dirección sensiblemente paralela a la de 1730.

---

## 2.3 Trabajos previos sobre la erupción de 1730.

No parece existir referencia alguna al volcanismo de Lanzarote con anterioridad a 1730. Como en tantas ocasiones, es a partir de la catastrófica erupción de ese año que encontramos abundante documentación sobre la isla y sobre la propia erupción. **Miguel Santiago**, en su edición crítica<sup>7</sup> de la **Descripción Histórica y Geográfica de las Islas Canarias** de Pedro Agustín del Castillo, acabada en 1737, hace notar esta ausencia de referencias a fenómenos volcánicos en Lanzarote anteriores a 1730; le extraña la falta de alusiones hasta esa fecha a los terrenos volcánicos de la isla, ya que las que encuentra en la obra de Bontier y Leverrier<sup>8</sup> dan a entender que la isla era «*plana y feraz, con abundantes fuentes, pastos y terrenos de cultivo*», es decir, una idea alejada de la presencia de campos de lava o piroclastos recientes. Esta descripción le hace preguntarse: «*¿Es que los volcanes (de Lanzarote) tuvieron lugar en fechas posteriores a esa? (se refiere a 1405). Pero, si así fuera ¿Cómo no han dejado rastro histórico o tradicional y sólo se conoce de fecha precisa el de 1730, ayer como quién dice, y luego el de 1824?*». Este autor no encuentra ninguna otra alusión a «*volcanes o tierras volcánicas*» de Lanzarote en los principales autores de la Historia de Canarias hasta llegar a **Castillo**, ya en **1737**, con una clara excepción que él mismo destaca, la de **Torriani (1590-1592)**, que «*habla claramente de terrenos volcánicos, expresándose de esta manera: «... Questa Isola (Lanzarote) non ha gran montagne, ma quasi da un piano nascono cavernosi et uguali monticelli col dorso aperto aguisa de voragine, dälle qualli derivano torrenti di pietri abrusciati; che queste cose tutte insieme dinotano esser stati sotteranei incendi, c'hanno come volcani guasta la terra et fatta aspra et montuosa...»*». Es evidente que Torriani describe centros de emisión y sus lavas, relativamente recientes. Pero Santiago, al analizar esta descripción se pregunta: «*No hay duda, pues, de que Torriani habla de volcanes en la isla de Lanzarote; pero ¿podrían ser posteriores a 1405?*». La contestación es, hoy, muy simple, como veremos en el capítulo 3.1: existían en efecto campos de volcanes relativamente recientes, pero eran indudablemente prehistóricos.

Como hemos indicado, a partir de 1730 comienzan a aparecer numerosos trabajos sobre la isla y la erupción de 1730. Es lógico que una erupción de tal duración y magnitud haya sido un foco de interés científico prácticamente desde la fecha en que se produjo. Entre los numerosos trabajos publicados que aportan información sobre esta erupción destacan, en una primera época, las descripciones, relatos y detalles de la erupción realizados por **Viera y Clavijo**

---

(1783); **Castillo (1737)**; **Dávila y Cárdenas (1737)**; **Glass (1764)**. Entre estos trabajos sobresalen por el valor de la información aportada dos relatos de la época, a los que ya nos hemos referido y que analizaremos con detalle más adelante: la descripción de la erupción en forma de diario realizada por Andrés Lorenzo Curbelo, Cura de Yaiza (recogido en la obra de Buch de 1825), y el conjunto de documentos recopilados por la Real Audiencia de Canarias (**Gracia y Justicia, 1731**).

En época ya más moderna aparecen trabajos que abordan el estudio geológico de la isla, incluyendo la erupción de 1730, aunque en la mayoría de los casos de forma muy general. Destacan, entre otros, el trabajo de **Buch (1825)** —que dedica un capítulo completo de su obra a esta erupción y transcribe por primera vez el manuscrito del Cura de Yaiza—; los de **Hartung (1857)**, **Sapper (1906)** y **Bravo (1964)**, que se detienen principalmente en los aspectos geográficos y descriptivos de la zona, incluyendo en algunos casos (Sapper) mapas topográficos con indicación de los principales edificios volcánicos. Tal vez sea el de **Hernández Pacheco de 1909** el más completo de esta época, ya que resume en un capítulo dedicado a la erupción las observaciones recogidas en su estancia en la isla, incluyendo la transcripción comentada del diario del Cura de Yaiza y una descripción de las anomalías térmicas de Las Mñas. del Fuego. Más recientemente, **Alonso y otros (1967)**; **Cendrero y otros (1967a,b)** y **Fúster y otros (1968)**, elaboran la primera cartografía geológica de la isla a escala 1/50.000 y 1/100.000, en la que separan varias series volcánicas, englobando en la más moderna los volcanes más recientes; entre estos últimos incluyen, sin diferenciarlos, los de la erupción de 1730<sup>9</sup>.

El estudio petrológico de los materiales de 1730 ha sido abordado por varios autores: **Hausen (1959)** analiza desde el punto de vista petrográfico los materiales de 1730; **Ibarrola y López Ruiz (1967)** y **Fúster y otros (1968)** presentan por primera vez análisis químicos de materiales de la erupción, indicando el carácter transicional de estos basaltos que quedan en parte incluidos en el campo teórico de la serie toleítica. Posteriormente **Ridley y Adams (1976)** confirman estas conclusiones, que son sin embargo puestas en duda por **Brandle y Fernández Santín (1979)**. Por otra parte, **Sagredo (1969)** y **Frisch (1970, 1971, 1974)** analizan el significado de las abundantes inclusiones de rocas ultramáficas en las lavas de esta erupción.

Llama la atención que, entre la abundante bibliografía generada en el estudio geológico de las Islas Canarias, no exista ningún trabajo dedicado específi-

---

camente al estudio de esta erupción de 1730. Por ello, a pesar de su importancia y magnitud, este episodio volcánico está prácticamente sin estudiar: se desconocen el punto de inicio de las emisiones y su evolución posterior, qué edificios corresponden a esta erupción y cuáles a fases anteriores, su evolución geoquímica, etc. No existe por otra parte un mapa geológico que indique los diferentes centros de emisión de esta erupción, las relaciones estratigráficas de sus productos y con los demás centros de emisión, etc. Estos aspectos se abordan por primera vez en este trabajo, en el que se han delimitado los centros de emisión de 1730, separándolos mediante dataciones por paleomagnetismo de los correspondientes a fases eruptivas anteriores. Asimismo, se ha elaborado un mapa de la erupción a escala 1/25.000, que acompaña a este libro, en el que se tratan separadamente los principales edificios volcánicos y sus productos. La seriación estratigráfica así definida permite ordenar en el tiempo y reconstruir buena parte de la secuencia de eventos ocurridos durante el proceso volcánico de 1730 a 1736.

Finalmente, los datos estructurales y geoquímicos permiten presentar modelos petrológicos y evolutivos de esta erupción, como veremos en las correspondientes secciones.

## **2.4 La erupción en los relatos de la época.**

Antes de iniciar en el capítulo próximo el estudio volcanológico propiamente dicho de la erupción, intentemos extraer de los relatos de la época las valiosas observaciones que nos transmiten testigos oculares del largo y complejo episodio volcánico. A pesar de la lógica falta de familiaridad de estos testigos con los fenómenos eruptivos —lo que hace que sus descripciones no sean muy precisas—, de los errores y omisiones que se hayan podido acumular en las sucesivas transcripciones y traducciones y del relativamente breve período que cubren en relación con la duración total de la erupción<sup>10</sup>, es evidente que de sus análisis podemos obtener importantes datos en relación con la sucesión de los fenómenos, sus características (aspecto de las coladas, dirección de flujo, etc.) y su ubicación en relación con lugares o accidentes conocidos (poblados, costas, etc.). Contamos además con la posibilidad de contrastar las descripciones de dos relatos diferentes —el de la Junta de Lanzarote y el del Cura de Yaiza—, en el período en que ambos se solapan, es decir, la fase inicial de la erupción hasta finales de diciembre de 1730.

---

La información más precisa y oficial la recogemos del legajo de documentos citado en primer lugar, que hemos encontrado en el Archivo de Simancas<sup>11</sup> y que tiene por título **Copia de las Ordenes y Providencias dadas para el alivio de los Vecinos de la Isla de Lanzarote en su dilatado padezer a causa del prodigioso Volcan que en ella rebentó el primer día de Septiembre del año inmediato pasado de 1730 y continúa asta el día de la fecha. Va inserto el Mapa de la Isla, del Volcan y sus bocas, con la descripción del miserable estado a que tiene reducida a la Isla. Canaria y Abril de 1731.**

En realidad este legajo consta de dos partes bien definidas: un Informe inicial de la Junta, titulado **Descripción del estado a que tiene reducida el Volcán la Isla de Lanzarote desde el primer día de Septiembre de 1730 hasta el 29 de Diciembre del mismo año**, fechada en Teguiise el 29 de diciembre de 1730 y firmada por los miembros que componen esta Junta; y una recopilación de toda la correspondencia emitida sobre el tema, con el título indicado más arriba.

En cuanto a la relación de los fenómenos volcánicos encontramos descripciones en estos documentos de gran precisión (Cuadro 2.3). La primera referencia<sup>12</sup> la encontramos en la primera carta del Ayuntamiento de Lanzarote a la Real Audiencia de Canarias (17 de Octubre 1730), en la que se indica: «... *aviendo reventado un Bolcan la noche del día primero del pasado (se refiere a septiembre), echando fuego diez y nueve días en que dexó quemadas casas, algibes, maretas, fábricas y paxeros, tierras labradías y montuosas de los lugares de Chimanfaya, Rodeo, Mancha Blanca la Grande, parte de las Jarretas, Buen Lugar, Sta. Catalina con su Iglesia y Mazo...*». Es evidente, pues, que antes del 17 de octubre había habido una sola erupción, que afectó con lavas a estos lugares y con la caída de piroclastos (arenas en el texto): «... *el lugar de Peña Palomas, el resto de las Jarretas y la mayor parte de Jeria Alta...*» (doc. anterior).

En el mismo documento se describe un segundo episodio volcánico: «... *de presente ha rebentado otro Bolcan en diez del corriente (se refiere a octubre) a las cinco de la tarde con poca diferencia, distante tres quartos de legua del primero con la circunstancia de haber abierto dos bocas, la una de la otra a tiro de buen mosquete apartados, y muy cerca la primera de la Iglesia quemada de Sta. Catalina, y la otra de Mazo...*».

Más adelante el documento en cuestión da precisiones sobre el área cubierta por piroclastos: «... *echando por esta tanto fuego y arenas, que a distancia de tres o cuatro leguas se siente la incomodidad que obra en la vista y el*

CUADRO 2.3.- Relación de documentos que componen el legajo de La Real Audiencia de Canarias sobre la erupción de 1730 y su relación con los principales eventos volcánicos.

DOCUMENTO	FECHA	CONTENIDO DEL DOCUMENTO
<b>Septiembre, 1730.</b>		
	Día 1	COMIENZA LA ERUPCIÓN CON LA CALDERA DE LOS CUERVOS QUE ARRASA TIMANFAYA, RODEO, MANCHA BLANCA, SANTA CATALINA Y MAZO. PIROCLASTOS DESTRUYEN CULTIVOS EN LA ZONA DE PEÑA PALOMAS Y LA GERIA ALTA.
Nº 2	Día 13	Primera carta del regente al alcalde mayor de Lanzarote, dándose por enterado de la erupción y solicitando información. <i>Medidas de protección civil (en adelante Protección civil):</i> Encarga al alcalde el cuidado del grano (para asegurar abastecimiento a la población).
Nº 4	Día 17	Primera carta del Ayuntamiento de Lanzarote al regente. Le informa de la evolución de la erupción y de los daños. Reunión de la Junta provisional de Lanzarote. <i>Protección civil:</i> Primeras medidas efectivas para evitar saca de grano.
	Día 19	FINALIZA LA ERUPCIÓN DE LA CALDERA DE LOS CUERVOS.
<b>Octubre.</b>		
	Día 10	SE REANUDA LA ERUPCIÓN CON LOS CENTROS DE PICO PARTIDO Y LA CALDERA DE SANTA CATALINA. LLUVIA DE PIROCLASTOS QUE DESTRUYE LOS CULTIVOS EN TODA LA PARTE CENTRO-ORIENTAL DE LA ISLA.
Nº 3	Día 20	2ª Carta del regente al alcalde de Lanzarote. <i>Protección civil:</i> Orden de impedir el traslado de gente y recursos alimenticios a otras islas.
Nº 7	Día 30	Carta del regente al alcalde mayor de Fuerteventura comunicándole una de las provisiones del decreto: el paso de personas y ganado a esa isla. <i>Protección civil:</i> Orden de evacuación parcial.
Nº 9	Día 30	Respuesta del Cabildo eclesiástico al regente acatando las medidas decretadas.
Nº 10	Día 30	Respuesta al regente del inquisidor más antiguo en el mismo sentido.
Nº 11	Día 30	Respuesta al regente del vicario general y juez subcolector en el mismo sentido.
Nº 5	Día 31	Primer decreto de provisión de la Real Audiencia. <i>Protección civil:</i> Orden de impedir la evacuación incontrolada de personas y bienes a otras islas. Orden de que se censen los recursos alimenticios (granos) existentes. Orden de acondicionamiento de la red de suministro de aguas, tierras de labor, etc. Orden de creación de la Junta de Lanzarote para el manejo de la crisis.

<b>Noviembre.</b>		
Nº 15	Día 5	Carta del capitán general de la Junta encargando extremar precauciones en la defensa de la isla y respaldando las medidas adoptadas por la Real Audiencia.
Nº 14	Día 6	Carta del capitán general al regente en el mismo sentido, aprobando la actuación de la R. A. Da sugerencias para evitar la intervención de comerciantes extranjeros en el encarecimiento de los precios del grano.
Nº 12	Día 8	Respuesta de la Junta al regente con acuse de recibo y acatamiento del decreto de 31 de octubre. Informan de los últimos fenómenos volcánicos.
Nº 16	Día 13	Respuesta del regente al capitán general agradeciendo sus sugerencias y prometiendo cumplirlas.
Nº 18	Día 25	Respuesta del regente al gobernador de las armas de Fuerteventura con acuse de recibo del mapa.
Nº 20	Día 30	Promulgación de un edicto de la R. A. suspendiendo las actividades judiciales para que se realicen rogativas y misiones.
Nº 22	Día 30	Carta del alcalde mayor de Fuerteventura al regente.
<b>Diciembre.</b>		
Nº 19	Día 7	Auto de la R. A. con diligencias por no haber respondido la Junta a su solicitud de censo de granos en Lanzarote.
Nº 23	Día 9	Segundo decreto de provisión. <i>Protección civil:</i> Plan de evacuación. Disposición para evacuar controladamente a Fuerteventura (solamente) a personas y bienes.
Nº 24	Día 9	Carta de remisión del decreto a la Junta. Previene al regente de la posibilidad de disturbios si no se maneja con corrección la crisis.
	Día 16	EMISIÓN DE COLADAS DEL GRUPO DE PICO PARTIDO ALCANZA Y ARRASA CHUPADERO Y LA VEGA DE UGA
<b>Enero, 1731.</b>		
Nº 25	Día 12	Carta del regente a la Junta quejándose de la falta de noticias de la isla y reiterando la petición de información.
Nº 26	Día 29	Llega al regente la carta de la junta de 29 de diciembre con el censo de granos solicitado por la R. A. Acompaña esta carta el extenso informe elaborado por la Junta en esa misma fecha, con la descripción del desarrollo de la erupción y los daños habidos.

Nº 29	Día 17	Carta del alcalde mayor de Lanzarote al regente. Informe de gestiones en relación con el aprovisionamiento de la población.
Nº 30	Día 19	Carta de la Junta al regente. Informan de incidencias de la erupción y daños. Indican la posibilidad de una evacuación total y sugieren el mantenimiento de un retén de 200 ó 300 hombres para la defensa de la isla.
<b>Marzo.</b>		
Nº 31	Día 5	Carta de la Junta al regente agradeciendo a la R. A. la disposición de permitir la evacuación de familias a otras islas.
Nº 32	Día 8	Respuesta del regente a la Junta dándose por enterado del conocimiento de la Junta de las provisiones decretadas y pidiendo prontitud en su ejecución.
<b>Mediados de Marzo</b> POSIBLE FECHA DE INICIO DE LA ACTIVIDAD DE MÑAS. DEL SEÑALO.		
Nº 33	Día 25	Aviso de nuevas provisiones reiterando la orden de que, sin más dilaciones, se aporten barcos para la salida de las familias que lo deseen —especialmente de Yaiza— hacia las islas de su elección. <i>Protección civil:</i> Plan de preparación de medios de transporte para la evacuación de la isla.
Nº 34	Día 25	Carta de remisión del anterior decreto, con graves quejas del regente sobre la actuación de la Junta, que no obedece sus órdenes.
<b>Abril.</b>		
Nº 35	Día 4	Informe del regente a la Corona sobre el desarrollo de la erupción, los daños habidos y las actuaciones emprendidas. Remite un legajo con todas las cartas y decretos que figuran en este Cuadro, así como el mapa de la erupción
	Día 6	COLADAS DE LAS MÑAS. DEL SEÑALO AMENAZAN EL PUEBLO DE YAIZA SIN NUEVA COLADA DE MÑAS. DEL SEÑALO AMENAZA A YAIZA.
Nº 36	Día 6	Carta de remisión del documento anterior.
Nº 37	Día 12	Carta de remisión del legajo completo de la casa real al Consejo. Cita una carta que el rey envía al regente con la aprobación de su actuación.

*daño que hace en los tejados y tierras: pues se sabe por cierto que la Vega de Tomaren que es el corazón de la Isla, las vegas del pueblo con que confina y otras muchas de particulares, que todo es el riñón y centro de lo mejor, con los de Testeyna, Guayazo, Conil, Masdache, Guatisea, Calderetas y S. Bartolomé, se hallan ya tan perdidos por lo que han subido las arenas...».*

---

Este segundo episodio continúa a lo largo de todo el mes de septiembre a juzgar por la descripción «y nuevo aviso» que hacen el Alcalde Mayor de Lanzarote, Melchor de Arvelos, y el Gobernador de Armas de Lanzarote, Pedro Britto, al Regente de la Audiencia Francisco de la Cueva, con fecha de 8 de noviembre de 1730, donde indican «... Bajando destes supuestos a los sucesos del Bolcán que existe, decimos a V.S. que aunque estuvo parado parte de la noche del día 25 del pasado y quasi todo el día y noche del 26, revivió echando el mismo fuego y arenas que antes. Corrió cinco o seis días hasta que se apagó el fuego de la boca grande que se abrió inmediata a Sta. Catalina, quedando la otra contigua a Mazo en su ser, largando por ella en distintos brazos barrancos de fuego, los que haciendo notable daño por donde pasan, terminan en el mar, hacia donde corren...» (Legajo R. A., doc. n.º 12).

A través de la carta-informe que envía la Junta a la Real Audiencia con fecha de 29 de diciembre<sup>13</sup> obtenemos más precisiones: «(El volcán)... Reventó en esta Isla la noche del día primero de Septiembre y se apagó a los diez y nueve días, volviendo a reventar el día diez de Octubre por dos bocas distintas la una de la otra un tiro de mosquete y ambas tres cuartos de legua de la del primer volcán...» (Legajo R. A., doc. n.º 1). En la carta de remisión que acompaña al mencionado informe se aportan nuevos datos: «... Para el conocimiento de los daños causados por el fuego y arenas, incluimos una descripción sucinta de la Isla, en que todavía existe el Bolcán asta oy abierto por la última boca junto a Mazo y corriendo fuego por distintos brazos tan caudalosos como si fuera el Betis, aunque con la diferencia de que si en las aguas deste navegan leves maderos, en las llamas que vomita el Dragon Infernal de fuego que destruye la Isla corren promontorios graves de peñas encendidas<sup>14</sup>, como esta Junta lo ha tocado ocularmente en las ocasiones que las de ella lo hemos registrado por sus orillas...» (Legajo R. A., doc. n.º 26).

La erupción continúa, como podemos apreciar a partir de la carta (6 nov. 1730) del Capitán General, Marqués de Valhermoso, a Francisco de la Cueva, donde vemos que: «... El mensaje que acaba de llegar de Fuerteventura me asegura aver reventado otros dos Bolcanes, con que podemos contar cinco...» (Legajo R. A., doc. n.º 14). Parece que se está refiriendo a distintos centros de emisión o bocas eruptivas relacionados con la erupción de Pico Partido.

En nueva carta de la Audiencia a la Junta, fechada el 12 de enero del 31, se describe posiblemente la actividad de un nuevo centro de emisión «... el continuado estrépito y ruido que desde el día 6 del corriente (enero) hasta hoy se

---

*está oyendo en esta isla... y experimentar el continuo temblor y sentimiento de los edificios...»* (Legajo R. A., doc. n.º 25). Como veremos más adelante, esta actividad sísmica puede asociarse a un nuevo centro abierto el 6 de enero, según el relato del Cura de Yaiza.

En carta posterior de la Junta a la Real Audiencia (de 19 de febrero 1731), leemos «... *El mes pasado* (se refiere a carta enviada en enero por la Junta a la R. Audiencia, que no aparecen en el legajo) *se dió cuenta a V.S. de haberse apagado el volcán que rebentó en diez de Octubre y que abrió nueva boca el día de S. Sebastián* (20 de enero) *en lugar que había quemado de Mazo... ahora se nos ofrece participar a V.S. la total ruina y el atraso en que se ha puesto la Isla, y la han dejado dicho volcán con las muchas bocas que ha abierto, ardiendo unas y apagándose y rebentando otras de nuevo, echando las mas tantas arenas que ya lo labradío y montuoso que había quedado en Vega, el Tablero, Temuime, parte de Femés y del Valle de Fenanso (?), Yaiza, La Vega de Machin, los términos de Guezma (?) y los Comarcanos, el de Mña. Blanca de Perdomo, Tenesar, Chimadatagaste y todo el lugar de Tingafa, Tinajo, sus contornos y términos está incapaz de dar ningún pan, ni una sola ierva, ni rama para los ganados, todo se halla perdido y la consumieron dichas arenas..., a que ha sobrevenido el temporal de agua, viento y fuego que se armó la noche del día de Ceniza, tan recio que nos parecía, según la batalla de dichos elementos y los grandes y continuos temblores de tierra...»* (Legajo R. A., doc. n.º 30).

Es lógico que este recrudescimiento de la erupción, que coincide con el inicio de la actividad de un nuevo edificio volcánico: las Mñas. del Señalo, provoque la desesperación de la población y autoridades de la Isla. A partir de esta fecha abundan las quejas de abusos, falta de cumplimiento de providencias, hechos que explican el tono muy duro con que se dirige en su correspondencia el Regente de la Audiencia a la Junta creada por él para manejar la crisis.

Pocos más datos útiles podemos extraer de esta recopilación de documentos, aparte del análisis que haremos de las medidas adoptadas en la prevención o mitigación del riesgo volcánico, en el capítulo correspondiente.

En cuanto a la erupción en sí, vemos una versión de los hechos recogida en un resumen que envía Francisco de la Cueva a la Casa Real el 4 de abril de 1731, donde dice: «... *El día primero de Septiembre del año inmediato pasado rebento en la Isla de Lanzarote un Bolcan tan prodigioso en el bomito de fuego, Piedras, y Arena, y en su durazion, que hasta oy permanece destruyendola: ha sido tanto el fuego y tan elebado que se ha visto continuamente desde*

---

esta y las demas Islas en parages de distancia segun se regula de Cincuenta Leguas: Tantas las piedras, y de tal magnitud, que sobre haber formado muchas elevadas montañas al tiempo de salir, y quebrarse en el agua se ha oydo, y hecho temblar su estruendo por muchos repetidos días los edifisios, puertas y ventanas, y aun los montes en esta y otras Islas: tanta la Arena, que sobre haver hecho igual, o mayor daño que el fuego en casas, tierras, y Algibes, ha formado dentro de mar muy profundo cerca de una legua de isla en longitud, y mas de tres en circumbalazion, extendiendose a fuerza del fuego y ayre hasta quince leguas dentro de la Isla de Fuerteventura aunque sin notable perjuicio, no habiéndose experimentado mas interrupción (se refiere a la erupción) que la de diez días en el mes de Septiembre, de que resultó abrir con mas fuerza por dos nuevas bocas suspendiéndose las primeros en el fuego y continuando en humo después reducido a salitre. La segunda suspensión fué de siete días, a los principios de Enero, de que resultó abrir cuarta boca el día 20 con duplicado estruendo, ímpetu y daño, suspendidas las bocas antecedentes y todas abiertas en la distancia de poco mas de una legua, siempre inclinado el rumbo del fuego a una parte, con alguna bariación (sic) motivada de la distancia de las bocas...» (Legajo R. A., doc. n.º 35).

El envío a la Corona de este resumen con el mapa (Fig. 2.2) y el legajo completo y la contestación en nombre del Rey (ver nota 10 del capítulo 1) por parte del Marqués de la Compuerta (Legajo R. A., doc. n.º 37) aprobando las medidas adoptadas (12 de mayo de 1731), se cierra el registro oficial de los hechos, ya que de haber más correspondencia no se ha conservado o no la conocemos. Este envío a la Corona ha salvado estos documentos, que hoy se encuentran completos en el Archivo de Simancas.

El relato en forma de diario de Andrés Lorenzo Curbelo, cura párroco de Yaiza, que es sin duda el más conocido y utilizado de esta erupción, abarca un período de algunos meses más, hasta el 28 de diciembre de 1731. Veamos qué correlación guardan una y otra versión de los hechos. Con relación al inicio de la erupción, ambos relatos concuerdan. En el documento de la Junta de Lanzarote, tenía su inicio «*La noche del primero de Septiembre*», mientras que el del Cura de Yaiza es mucho más preciso «*El primero de Septiembre de 1730, entre 9 y 10 de la noche, la tierra se abrió de pronto cerca de Timanfaya...*», y añade: «... a dos leguas de Yaiza...», única precisión en relación con la situación del lugar donde se inició la erupción.

Fig. 2.2.- Mapa de la erupción de 1730 (a escala aproximada 1/200.000) elaborado por un «*pintor*» por encargo del gobernador de las armas de Fuerteventura en noviembre de 1730. Los poblados afectados aparecen con notable precisión en su ubicación.



---

Según este relato, la erupción formó un elevado como la primera noche. «... *En la primera noche, una enorme montaña se elevó del seno de la tierra y del ápice se escaparon llamas que continuaron ardiendo durante diez y nueve días...*», y continúa: «... *pocos días después un nuevo abismo se formó y un torrente de lava se precipitó sobre Timanfaya, sobre Rodeo y sobre una parte de Mancha Blanca. La lava se extendió sobre los lugares hacia el Norte, al principio con tanta rapidez como el agua, pero bien pronto su velocidad se redujo y no corría mas que como la miel...*». Este episodio continúa: «... *Pero el 7 de Septiembre una roca considerable se elevó del seno de la tierra con un ruido parecido al del trueno y por su presión forzó a la lava, que hasta entonces se dirigía hacia el norte, a cambiar de camino y dirigirse hacia el NO y ONO. La masa de lava alcanzó finalmente y destruyó en un instante los poblados de Maretas y Santa Catalina, situados en el valle.*»<sup>15</sup>.

Aún prosigue este primer episodio volcánico: «... *El 11 de Septiembre la erupción se renovó con mas fuerza y la lava volvió a correr. De Sta. Catalina se precipitó sobre Mazo, incendió y recubrió este lugar, y prosiguió su camino hasta el mar, corriendo seis días seguidos con un ruido espantoso y formando verdaderas cataratas*<sup>16</sup>. *Una gran cantidad de peces muertos sobrenadaban en la superficie de las aguas del mar o venían a morir a la orilla. De pronto todo se calmó y la erupción pareció haber cesado por completo.*»<sup>17</sup>.

Hasta aquí las precisiones que hace el Cura de Yaiza sobre el primer episodio volcánico. La concordancia hasta este punto de ambos relatos es evidente, en el inicio (primero de septiembre), duración (19 días) y lugares afectados.

Las discrepancias comienzan con el segundo episodio volcánico, para el cual no coinciden ambos relatos en el momento en que se renueva la erupción: «... *Pero el 18 de Octubre, tres nuevas aberturas se formaron inmediatamente en cima de Sta. Catalina...*» (Cura de Yaiza). «... *Volviendo a reventar el día 10 de Octubre por dos bocas distantes la una de la otra un tiro de mosquete y ambas tres cuartos de legua de la del primer volcán...*» (Junta)<sup>18</sup>.

Tampoco hay coincidencia en la duración del período de reposo entre el primer y segundo episodio —29 días para el Cura de Yaiza y 21 para la Junta—, ni en el número de bocas y su ubicación: tres sobre Sta. Catalina, sin referencia a la próxima a Mazo, para el Cura y dos, una sobre Sta. Catalina y otra sobre Mazo, para la Junta.

En las fases posteriores de este segundo episodio la coincidencia entre ambas fuentes es cada vez menor, de forma correlativa a la disminución en la pre-

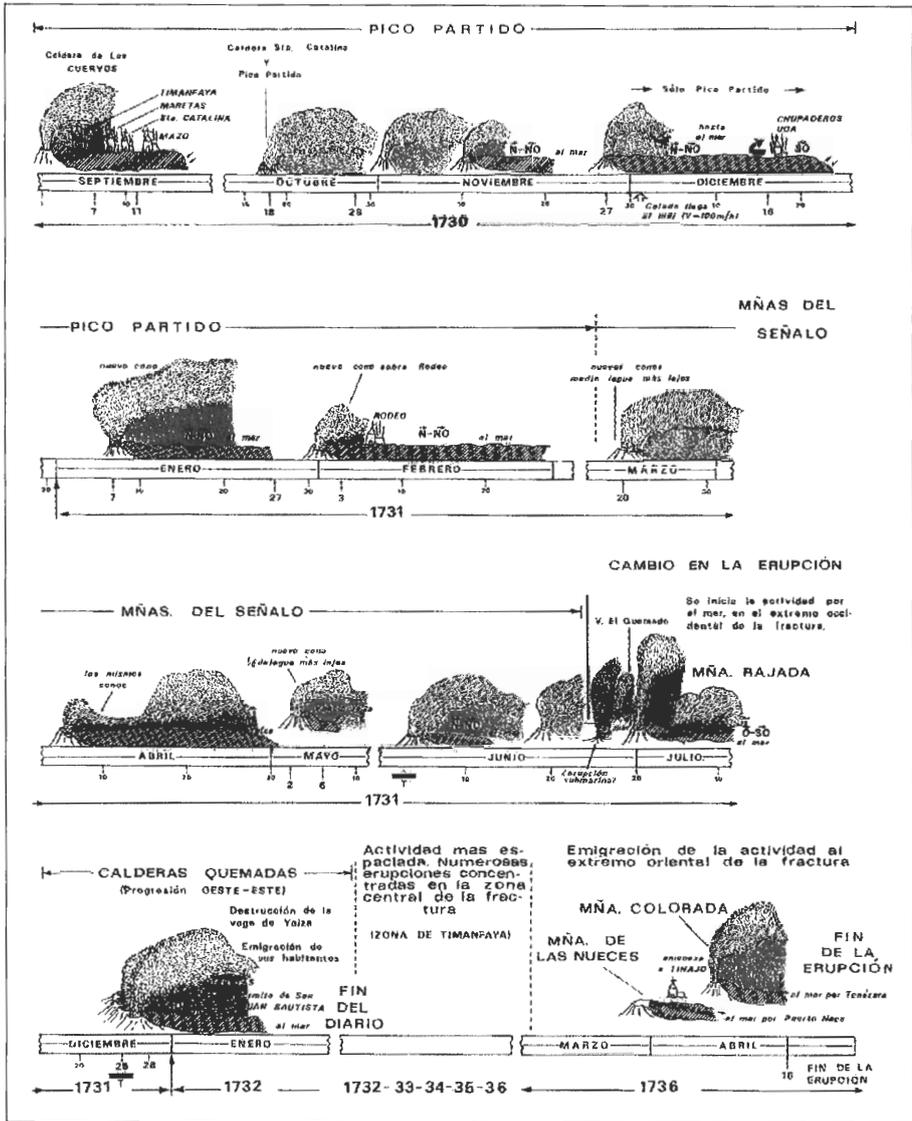


Fig. 2.3.- Esquema que indica los principales eventos de la erupción de 1730 citados en el diario del cura de Yaiza y su relación con las sucesivas fases eruptivas. Los penachos punteados indican fases de emisión de piroclastos y su duración aproximada; las coladas en rayado indican las fases de emisión de lavas y su duración. T fechas de intensa actividad sísmica.

---

cisión de los relatos. En efecto, a partir de febrero, y coincidiendo con el recrudecimiento de la erupción con el inicio de la actividad del nuevo centro eruptivo de Mñas. del Señalo, el relato de la Junta se hace impreciso, sin aportar datos relevantes sobre la erupción, haciendo únicamente referencia a la apertura de nuevas bocas eruptivas y al enorme perjuicio ocasionado a la economía de la Isla, especialmente por la destrucción de cosechas y pérdida de terrenos de cultivo por las lluvias de piroclastos.

A partir de esa fecha tenemos, pues, que basarnos en el relato de Andrés Lorenzo Curbelo, hasta que éste, perdida a su vez toda esperanza por lo prolongado de la erupción y su acercamiento a Yaiza, interrumpe su diario y abandona la Isla a finales de ese año (última referencia del 28 de diciembre de 1931).

Retomemos su relato, no sin antes insistir en que las diferentes transcripciones del Diario no coinciden totalmente, faltando en alguna de ellas fragmentos importantes; la propia transcripción de Buch ya es en sí misma un «resumen» del Diario del Cura, como indica **E. Hernández Pacheco** en su **En relación con las grandes erupciones... (1960)**. Continuaremos el análisis del Diario (Fig. 2.3) a partir del 3 de febrero de 1931, fecha que consideramos el inicio de la actividad de un nuevo aparato volcánico: Las Mñas. del Señalo: «... *El 3 de Febrero un nuevo cono se levantó, quemó la aldea de Rodeo y después de haber atravesado toda la comarca que la rodea, la lava llegó a los bordes del mar, continuando corriendo hasta el 28 de Febrero...*» «... *El 7 de Marzo, se elevaron otros conos y la lava que de ellos salió se dirigió al Norte, hacia el mar, llegando a Tingafa que fue completamente devastado*»<sup>19</sup>, y sigue: «... *los conos se dispusieron casi regularmente de Este a Oeste, como si las erupciones produjeran en el interior una inmensa fractura que encontrase menos resistencia para efectuarse hacia el Oeste...*». Este importante fragmento, que indica claramente el carácter fisural de la erupción de Mñas. del Señalo, lo omite curiosamente E. Hernández Pacheco en su obra de 1909, aunque está recogido en la de Buch (traducción de Boulanger) y en la del propio Hernández Pacheco de 1960, donde añade una nota indicando: «*El resumen que transcribe Hartung expresa seguidamente que: «mas tarde, sin embargo, retrocedieron otra vez las erupciones hasta su punto de partida.*». Esta última precisión estaba incluso en la transcripción de Buch del Diario del Cura de Yaiza, y no fue recogida en la traducción que hizo Boulanger; indica claramente el retroceso de la erupción hacia el este en su etapa terminal: la Mña. de Las Nueces —a la misma altura del centro inicial de Caldera de los Cuervos— y la Mña. Colorada, algo más hacia el este.

---

Los párrafos siguientes del Diario continúan relatando la erupción fisural de Mñas. del Señalo: «... *Nuevos conos terminados por cráteres se levantaron el 20 de Marzo a una media legua más lejos...*»<sup>20</sup>. El diario continúa indicando que: «... *Estos conos (del 7 de marzo) estuvieron en erupción hasta el 31 de Marzo...*». Su actividad continúa: «... *El 6 de Abril recomenzaron con más violencia y arrojaron una corriente incandescente que se extendió oblicuamente del lado de Yaiza, sobre el campo de lava ya formado...*»<sup>21</sup>.

Relata a continuación el Cura un episodio tectónico cuyas consecuencias son de fácil comprobación hoy sobre el terreno: el colapso de los dos conos principales de Mñas. del Señalo: «... *El 13 de Abril, dos montañas se hundieron con un ruido espantoso y el primero de Mayo este incendio volcánico parecía extinguido, pero se renovó el día 2 un cuarto de legua más lejos, levantándose nuevas colinas, viniendo una corriente de lava a amenazar el lugar de Yaiza. El 6 de Mayo estos fenómenos habían cesado y durante todo el resto del mes la inmensa erupción parecía estar enteramente terminada...*». Es decir, la erupción sigue emplazada en la fractura E-O, generando nuevos centros de emisión, cuyas lavas fluyen ya todas en la dirección de Yaiza.

Dos nuevos episodios, finales de esta fractura eruptiva están claramente indicados en el diario: «... *El 4 de Junio, tres aberturas se abrieron a la vez, fenómeno acompañado de violentas sacudidas y llamas que se desprendían con un ruido espantoso, lo que vino a sumir de nuevo en la consternación a los habitantes de la Isla. Esta nueva erupción se verificó de nuevo cerca de Timanfaya. Los varios orificios se reunieron bien pronto en un sólo cono muy elevado, del cual salía lava que se precipitó hacia el mar...*». Finalmente: «... *el 18, un nuevo cono se levantó en estos que se elevaban ya sobre las ruinas de Mazo, Sta. Catalina y Timanfaya. Un cráter abierto sobre el flanco de este cono lanzaba cenizas y relámpagos...*».

Aquí termina la larga erupción fisural de Mñas. del Señalo. La actividad volcánica va a cambiar ahora radicalmente, iniciando una segunda fase, —la de mayor duración y volumen de materiales extruidos—, de carácter asimismo claramente fisural. En ésta, la actividad volcánica se traslada al mar, al oeste, e irá recorriendo la fractura en sentido oeste-este hasta finalizar en el último centro de emisión —la Mña. Colorada—, en abril de 1736.

El relato del Cura de Yaiza se hace a partir de aquí mucho más conciso y con menos precisión en fechas y ubicación de centros de emisión: «... *hacia finales de Junio de 1731 las playas y orillas del mar, por el lado del Oeste, se cubrieron de una cantidad increíble de peces muertos de toda clase de especies, algunos*

---

de formas que no habían sido nunca vistos. Por el NO se veía desde Yaiza elevarse del seno del mar una gran masa de humo y llamas, acompañados de violentas detonaciones, observándose la misma cosa en todo el mar por el lado del Rubicon, en la costa occidental...»<sup>22</sup>.

El relato del Cura termina diciendo: «... En Octubre y Noviembre (1731) nuevas erupciones vinieron a remover las angustias de los habitantes de la Isla. El 25 de Diciembre de 1731 la Isla fué sacudida por el temblor de tierra mas violento que se hubiese sentido en los dos años desastrosos que acaban de transcurrir y el 28 de Diciembre, una corriente de lava salida de un cono que se había levantado, se dirigió hacia Jarretas, incendió el lugar y destruyó la capilla de San Juan Bautista, cerca de Yaiza...». Esta nueva erupción, correspondiente a las Montañas Quemadas, amenazó desde un nuevo ángulo a Yaiza, inundando con lavas su comarca y tierras de cultivo. No es, pues, extraño que el Cura termine aquí su diario y que, según Buch «... Los habitantes (de Yaiza) comenzaron a desesperar de ver el fin de los espantosos desastres y abandonaron la isla con su Cura, para refugiarse en Gran Canaria...».

Como veremos en el siguiente capítulo, la erupción continuó. De las Mñas. Quemadas pasó al Grupo de Timanfaya, donde permaneció durante largo tiempo, con la apertura de gran número de bocas eruptivas y la emisión de un volumen muy considerable de lavas, para terminar de forma rápida —entre marzo y abril de 1736—, con los dos centros de emisión del extremo oriental de la gran fractura volcánica: Mña. de Las Nueces y Mña. Colorada.

# NOTAS

---

- 1 Como curiosidad, la erupción que ha arrojado menor volumen de materiales ocurrió también en Islandia. Únicamente 1.2 m<sup>3</sup> de lava basáltica (unos 2.550 kgs) salieron en plena noche de un sondeo geotérmico perforado en 1977 en la zona de Krafla (Larsen et al., 1979); se trata sin duda de la única erupción que se conoce provocada por la actividad humana.
- 2 Dávila y Cardenas, 1733.
- 3 Al parecer, buena parte de la población de los lugares arrasados por la erupción en sus etapas iniciales, especialmente los del poblado de Santa Catalina, se trasladaron a la zona de Los Valles, cerca de Tegüise.
- 4 El relato de la erupción que elaboró el cura párroco de Yaiza, Andrés Lorenzo Curbelo, abarca desde el inicio de ésta el 1 de septiembre de 1730, hasta el 28 de diciembre de 1731. En la (Fig. 2.3) se indica de forma esquemática los principales sucesos volcánicos que describe. El manuscrito, recogido en alemán por Buch (1825), traducido posteriormente al francés por Boulanger (1836) y finalmente al castellano por Hernández Pacheco (1909), no ha sido encontrado, por lo que no ha podido comprobarse su autenticidad. Hemos comprobado sin embargo la coincidencia casi completa con la descripción de los hechos que aparece en el relato de la Junta de Lanzarote y los demás documentos incluidos en el legajo de la Real Audiencia de Canarias (Gracia y Justicia, Leg. 89, Archivo de Simancas), en el período que abarca desde el inicio de la erupción al 6 de abril de 1731, lo que parece confirmar la autenticidad del relato del Cura.  
Sobre la veracidad de los hechos que describe se expresa Buch (1825) en estos términos, refiriéndose concretamente a un episodio de la erupción correspondiente a la actividad de las Mñas. del Señalo: «... que el Cura podía observar perfectamente desde Yaiza y no hay razón de dudar de su aserto».
- 5 Legajo de la R. A., documento 22.
- 6 Legajo de la R. A., documento 26.
- 7 Miguel Santiago, 1960.
- 8 Fr. Pedro Bontier y Juan Le Verrier (presbítero): «Historia del primer descubrimiento y conquista de las Canarias». Edición hecha en París en 1630. Traducida por Pedro M. Ramírez, Imprenta Islaña, Sta. Cruz de Tenerife, 1847.  
Estos clérigos acompañaron a Juan de Bethencourt —sirviéndole de cronistas— en su viaje de 1402 a Lanzarote, que conquistó pacíficamente.
- 9 En la memoria de la hoja correspondiente a Arrecife del Mapa Geológico de España 1/50.000 (Cendrero y otros, 1967a) podemos leer: «Esta serie (se refiere a la Serie Basáltica IV) corresponde, en la Hoja de

---

*Arrecife, a los materiales emitidos durante la erupción que hubo entre 1730 y 1736...». Este error, comprensible en la época en que se elaboró esa cartografía, ha sido arrastrado hasta la actualidad, cuando la realidad es que gran parte de los conos volcánicos incluidos en esta serie (IV) nada tienen que ver con la erupción de 1730, siendo, como veremos más adelante, al menos 1.000 años anteriores a ella.*

- 10 El Legajo de la Real Audiencia abarca hasta el 4 de abril de 1731, pero la mayoría de los datos aparecen en el informe de la Junta fechado el 29 de diciembre de 1730. El Diario del Cura de Yaiza alcanza a su vez hasta el 28 de diciembre de 1731, pero a partir de febrero de 1731 el relato se hace muy impreciso y con caracteres más dramáticos; este momento coincide con el recrudescimiento de la erupción al entrar ésta en una segunda fase con la actividad de un nuevo centro eruptivo; las Mñas. del Señalo.
- 11 En relación con este importante legajo de 37 documentos (informes, cartas, providencias, etc.), relacionados todos directamente con la erupción de 1730 y con información en muchos aspectos más amplia y valiosa que la que aporta el Diario del Cura de Yaiza, no hemos encontrado más referencia que una copia del mapa elaborado a finales de noviembre de 1730 (Rumeu, 1950), y una transcripción de un fragmento del primer informe de la Junta a la Real Audiencia (A. de la Hoz, 1960).  
El mapa mencionado (fig. 2.2), que nos ha sido muy útil en la localización de los lugares devastados por la erupción, se terminó de elaborar el 18 de noviembre de 1730 por encargo del gobernador de armas de Fuerteventura, Pedro Sánchez Umpiérrez, quien *«enterado de todo lo sucedido por los Jueces de aquella Isla... solo sí me determiné con el motivo de tantas cartas, y noticias que tube de aquella isla, a embiar un Pintor para que atentamente me hiziese mapa de la Isla, proporcionandose a discrecion para dar a conocer los lugares perdidos por razon del Bolcan, y los perdidos por Arenas y los no tan perdidos por causa de ellas, los que no han padecido ruina, el terreno que esta libre, y antes se cultivaba, y lo mismo el que esta incapaz de cultivarse por causa de malpaises, y tierra inutil, que con efecto se hizo, haviendo quedado muy razonable en opinion de todos los inteligentes, que tienen conocimiento de aquella Isla...»*. Se trata sin duda del primer mapa de Riesgo Volcánico que sepamos se ha elaborado en Canarias. Su intención como tal es clara, pues en la carta de remisión al regente Juan Francisco de la Cueva, continúa: *«... Y tengo hecho esto solo a fin de embiar uno a su Excelencia, y el incluso a V.S. para que teniendo a la vista en el mejor modo posible aquella Isla en diseño, puedan VS y su Exc. obrar sus providencias como mejor convenga...»*. El mapa lo recibe el regente el 25 de noviembre, una semana después, lo que habla muy a favor de la rapidez, más que moderna, de las comunicaciones entre las islas. Sin embargo el uso que hace de él no parece muy acorde con la intención del que lo encargó; vemos en una anotación a la carta de respuesta del regente al gobernador de armas de Fuerteventura que *«este mapa lo remitió el Regente con papel al Presidente del Cavildo desta Yglesia, para que manifestando a los compañeros, y tocando con mayor claridad el deplorable estado de aquella Isla, y el lamentable padezer de sus habitantes, se sirviesen continuar sus Rogativas, y promover a ellas a todos los Eclesiásticos, y Religiosos; Y que estos hiziesen continuas misiones instando apenitencias publicas para aplacar la Divina Justicia»*.  
Más tarde el regente debió recuperarlo, pues envió a la Corona tanto el mapa de la isla (óleo a color sobre tela, de una escala aproximada 1/200.000), como el Legajo, que se encuentran ahora en el Archivo de Simancas (Gracia y Justicia, 89).
- 12 En realidad la primera reacción parte del propio regente, que se ha enterado de la erupción por medios «indirectos». Su actuación es muy rápida, pues envía ya una carta con providencias (si bien más encaminadas a evitar las pérdidas económicas: *«... haziendome cargo del daño, que podria ocasionar el fuego en los granos empajados...»*) con fecha de 13 de septiembre (Legajo R. A., doc. n.º 2).
- 13 Tanto el informe de la Junta (Legajo R. A., doc. n.º 1), como la carta de remisión que le acompañaba (doc. 26), llegaron a manos del regente a finales de enero de 1731. No se sabe la causa del retraso, pero el «desconocimiento» oficial de la Real Audiencia por falta de información del órgano que ella misma creó en Lanzarote para el manejo de la crisis, es una queja constante del regente a través de sus reiteradas peticiones de información a la Junta. Esta falta de información tiene su reflejo en la rápida respuesta del regente, larga y llena de consejos y órdenes, una vez recibidos los informes (ver doc. 27 del Legajo de la R. A.).
- 14 Están describiendo los grandes bloques de escorias aglutinadas, de los que existen ejemplares espectaculares en los brazos de lava que discurren entre Mña. Blanca y los roques de Rostro Cavero. Al ser transpor-

---

tadas flotando sobre la lava, en estado pastoso, van creciendo por acreción de nuevas escorias y capas de lava; el movimiento de giro que le imprime el flujo de la colada les da una forma típica en tapón de botella de champán.

- 15 Es curiosa la explicación que da Buch a este fenómeno en sus comentarios al relato. Preocupado como estaba con su teoría de los de los cráteres de levantamiento, aprovecha esta descripción para subrayar: «Este hecho nos indica como masas rocosas aisladas pueden elevarse del seno del mar. ¿No podría esto ser la consecuencia de la ascensión de una porción no fundida de la cobertera basáltica superior que se levantaría durante un cierto tiempo?». Esa teoría nunca llegó a prosperar y la explicación de este fenómeno concreto es más sencilla; como veremos con detalle al analizar el primer episodio eruptivo de 1730 —la Caldera de Los Cuervos— se produjo un desplome de una buena parte del borde del cráter por la presión interna de la lava que lo rellenaba. Este fragmento de cono, que aún puede verse a unos 150 metros al norte de este cono volcánico donde fue arrastrado por la presión de las lavas, debió ser el que modificó el curso de las coladas que se dirigieron hacia Maretas y Santa Catalina, destruyéndolas.
- 16 Posiblemente se refiere a las cataratas de lava que debieron formarse al descender las lavas por los roques de Rostro Cavero, resto de coladas de la Serie III.
- 17 Aquí hay un comentario de Buch, que compartimos, indicando su parecer de que hasta aquí se trata de un único centro de emisión, según él «situado aproximadamente entre Tingatón y Tegoyo». En efecto, se trata de la Caldera de Los Cuervos, emplazada precisamente en el lugar que indica Buch. Es esta la referencia más exacta del primer centro de emisión de la erupción de 1730 que hemos encontrado, ya que los demás autores, incluso modernos, se empeñan en situar tanto el poblado de Timanfaya como el lugar de inicio de la erupción en las inmediaciones de las Mñas. del Fuego, zona apartada 5 ó 6 kms hacia el oeste.
- 18 Obsérvese que esta fecha de 10 de octubre aparece además en la primera carta que envía el Ayuntamiento de Lanzarote a la Real Audiencia. Como esta carta está fechada el 17 de octubre y por lo tanto es anterior a la que propone el Cura (18 de octubre), parece evidente que debemos tomar como verdadera la de la Junta.
- 19 Recuérdese que la zona de Tingafa había sido sólo parcialmente afectada antes del 29 de diciembre, ya que en la carta de esta fecha de la Junta se decía: «*Quemó también, dentro de la Vega y lugar de Tingafa algunas tierras labradías y tres algibes*». La erupción de la Caldera de Los Cuervos y Pico Partido sólo afectó, pues, ligeramente a este lugar. En carta de 19 de febrero de 1731 —cuando ya habían transcurrido dos semanas de actividad de las Mñas. del Señalo—, la Junta informaba que las arenas habían afectado «*todo el lugar de Tingafa*». Según el Diario del Cura, este poblado no fue «*completamente devastado*» sino poco después del 7 de marzo; esto parece sugerir que Tingafa se encontraba emplazado en una zona elevada, protegido topográficamente de las lavas de los primeros centros eruptivos. El efecto de relleno de las sucesivas coladas permitió que éstas alcanzaran finalmente el poblado, cosa que ocurrió al parecer muy avanzada la erupción.
- 20 Aquí hay un añadido en la traducción de Boulanger (que no recogen los demás autores) indicando: «*hacia el norte, y por consiguiente formando parte siempre de la misma serie volcánica*». Parece evidente que se trata de un comentario de Buch, por otra parte erróneo y contradictorio con el régimen fisural (E-O) de la erupción.
- 21 Se refiere al campo de lava que se formó en un episodio anterior, concretamente en las postrimerías de la actividad de Pico Partido. La mención al «sentido oblicuo» del flujo de las coladas hacia Yaiza se explica porque éstas debieron proceder del campo de hornitos situado al sur de los conos principales de Mñas. del Señalo; como éstos se encuentran no enfrente sino al NE de Yaiza, de ahí el sentido de la apostilla del Cura.
- 22 Parece indicar especies de aguas relativamente profundas, fuera del alcance de las artes de pesca de la época. Tal vez se trate de alguna emisión submarina en el extremo occidental de la fractura, mar adentro, además de la llegada al mar de las coladas del volcán de El Quemado y Mña. Rajada, cuyas lavas alcanzan la costa en el sector que va desde la Mña. Bermeja, al Sur, hasta más al norte de Mña. Halcones, es decir, toda la costa occidental, hecho que concuerda con el sentido del relato.



### 3 ESTUDIO VOLCANOLÓGICO DE LA ERUPCIÓN DE 1730.

Vamos a abordar en este capítulo el estudio volcanológico propiamente dicho de la erupción de 1730. Vaya por delante la advertencia al lector no familiarizado con este tipo de procesos, que su comprensión y reconstrucción total es extraordinariamente difícil. Los datos que podemos extraer, tanto de las crónicas —limitadas e imprecisas— como de las observaciones de campo —forzosamente reducidas a una parte limitada del proceso eruptivo, cuya propia evolución las ha destruido o enmascarado en gran parte—, son a todas luces insuficientes. Incluso en zonas de volcanismo más continuado y de más fácil estudio (Hawaii, Etna, etc.), donde se han aplicado tiempo y medios desproporcionadamente superiores en cantidad y calidad, están lejos de un conocimiento satisfactorio del problema, lo que explica la continuación, con redoblado esfuerzo, de las investigaciones.

Hemos intentado, fundamentalmente, la reconstrucción de los sucesivos eventos que componen la erupción, ordenándolos en el tiempo y en el espacio; para ello nos hemos basado en los relatos de la época y en la cartografía y estratigrafía volcánicas de los materiales emitidos. A través del análisis de las características y evolución geoquímica de los sucesivos episodios, hemos procurado extraer conclusiones sobre los procesos de generación de magma durante la erupción y comprender, en lo posible, el sistema o sistemas de alimentación magmática de esta compleja erupción.

Esperamos haber ayudado a conocer mejor la que es, sin duda, la más importante e interesante erupción volcánica de Canarias en su género. Muchos problemas, más que resueltos, quedan en realidad planteados; haría falta la aplicación de técnicas que permitan un mejor conocimiento de la estructura profunda de la zona, como la sísmica activa y pasiva, vuelos aeromagnéticos, etc. Por ello consideramos este trabajo como el inicio, y no la conclusión, del estudio de esta erupción.

---

### 3.1 Delimitación de los centros eruptivos de 1730

Parece lógico que uno de los primeros trabajos a realizar al emprender el estudio de esta erupción sea precisamente el de delimitar claramente los centros de emisión y, en definitiva, los materiales que pertenecen a este episodio volcánico, separándolos de los correspondientes a fases eruptivas anteriores.

Ya hemos explicado que, hasta hoy, se ha venido englobando en la Serie IV los productos volcánicos de aspecto reciente de esta zona de la isla, considerando que todos han sido emitidos en las erupciones de 1730 y 1824. Esta simplificación es constante en todos los trabajos que de alguna forma abordan este aspecto de la geología de la isla, y explicable, ya que la gran similitud de estos materiales requiere un estudio pormenorizado del conjunto como paso previo a la diferenciación de los correspondientes a la erupción de 1730, de aquellos originados en fases, también recientes, pero anteriores a ésta.

Si tenemos en cuenta el comportamiento del volcanismo histórico del Archipiélago parece difícil aceptar esta idea, es decir, que haya podido existir en la isla un período tan largo de inactividad volcánica como el que correspondería al intervalo entre las emisiones de la Serie III —con suelos bien desarrollados y edades posiblemente de varias decenas de miles de años—, y la erupción de 1730. Parece más lógico suponer que, entre ambas fases eruptivas, se intercalen otras, de difícil separación de la de 1730 por el escaso valor absoluto de las diferencias en edad y la baja agresividad de los procesos erosivos y de alteración en esta isla.

En la realización de este trabajo se ha podido en efecto comprobar que buena parte de estos centros de emisión de la serie IV son claramente anteriores a 1730, hecho puesto de manifiesto por la presencia de indicios de erosión de los conos volcánicos, alteración de piroclastos y de la superficie de las coladas, e implantación de vegetación, así como por su evidente desconexión en relación con la evolución general del sistema volcánico de 1730. Este grupo claramente diferenciable se sitúa en la costa occidental, al oeste de Montaña Rajada (Mña. de Juan Perdomo, Pedro Perico, Caldera del Islote de La Vega, Mñas. de María Hernández, Encantada, Halcones y Termesana). Existe otro grupo de edificios volcánicos de aspecto aún más reciente y de difícil diferenciación de los correspondientes a 1730, que no ofrecen sin embargo fácil encaje en el conjunto de esta erupción, ni por sus características morfológicas, ni por su emplazamiento dentro del proceso de evolución que hemos definido para este sistema volcánico. No obstante, la importancia de separar claramente los edificios

---

volcánicos que no correspondan a la erupción de 1730 al abordar su estudio y reconstrucción, nos ha forzado a intentar datar estos aparatos de dudosa ubicación estratigráfica mediante la aplicación de técnicas geocronológicas de corto período.

La falta de restos orgánicos susceptibles de datación radiométrica ( $C^{14}$ ) nos ha impedido utilizar esta técnica clásica, por lo que se recurrió como alternativa a la aplicación del paleomagnetismo, método útil de datación en materiales de edades absolutas y diferencias en edad tan reducidas<sup>1</sup>.

En trabajos anteriores habíamos podido comprobar la elevada estabilidad de la remanencia magnética natural (*RMN*) fijada en estos materiales, especialmente en piroclastos de facies proximales (escorias, «spatters»), a causa de su elevada oxidación (Carracedo, 1975, 1979). Por otra parte, se había establecido la Curva de Deriva Secular (*CDS*) del campo geomagnético (*CG*) correspondiente a Canarias, a partir de materiales de erupciones históricas y datadas del Archipiélago (Soler, 1986; Soler y otros, 1984). Esta Curva muestra diferencias de hasta 30° en la declinación e inclinación del *CG* desde el siglo XV a la actualidad, lo que permite, en condiciones favorables, la definición de diferencias en edad de unos 50 años. Al menos dos ciclos superpuestos son reconocibles en esta *CDS*: uno más moderno, que se extiende desde el año 1500 hasta nuestros días, y otro anterior, que abarca desde el año 0 hasta el 1000. Esta circunstancia permitía suponer que podrían datarse, o al menos adjudicar edades mínimas, las emisiones volcánicas de los últimos 2.000 años.

Hasta 44 localidades diferentes fueron muestreadas, correspondientes a materiales de 1730 y a edificios volcánicos de dudosa asignación a esta erupción. En total se obtuvieron 114 muestras, orientadas con brújula solar. La medida de la *RMN* se efectuó con magnetómetros del tipo «spinner» (Molspin y JR3). La estabilidad de la *RMN* se comprobó mediante desmagnetización en campos alternantes de hasta 500 Oersteds y temperaturas de hasta 600 °C, comprobándose que era, en la mayoría de los materiales, muy elevada.

Los resultados obtenidos se presentan en el (Cuadro 3.1) y la (Fig. 3.1). En ésta última se proyectan las direcciones medias de magnetización, determinadas para los diferentes edificios volcánicos mediante el tratamiento estadístico adecuado (Fisher, 1953), sobre los dos tramos de la *CDS* descritos anteriormente.

Hagamos aquí un paréntesis para no confundir ni entretener innecesariamente al lector. El objetivo de la aplicación de este complejo y laborioso méto-

CUADRO 3.1.- Características paleomagnéticas de lavas de los edificios volcánicos datados mediante la Curva de Deriva Secular.

LOCALIDAD	N	n	DIRECCIÓN			°95
			DEC.	INC.	k	
<b>GRUPO III (1730).</b>						
Mñas. del Señalo (1)	6	8	347.2	58.2	845	1.9
Mña. de Las Nueces (2)	2	4	344.3	63.1	774	3.3
Mña. Colorada (3)	2	6	343.7	58.1	643	2.6
Mñas. del Fuego (4)	9	15	345.1	61.6	361	2.0
Caldera de Los Cuervos (5)	4	9	341.1	59.6	856	1.8
<b>Media del Grupo III (1730)</b>		<b>42</b>	<b>344.3</b>	<b>60.1</b>	<b>1096</b>	<b>2.3</b>
<b>GRUPO II.</b>						
Mña. de Mazo (6)	3	8	4.6	60.5	247	3.5
Caldera de Sta. Catalina (7)	4	8	2.0	58.9	664	1.9
Caldera del Corazoncillo (8)	6	12	2.5	63.8	626	1.7
<b>Media del Grupo II</b>		<b>28</b>	<b>3.0</b>	<b>61.1</b>	<b>980</b>	<b>1.7</b>
Timanfaya Antiguo? (9)	6	26	354.8	62.5	337	1.5
<b>GRUPO I.</b>						
Mña. de Juan Perdomo (10)	2	6	355.3	51.1	3817	1.1
N: Número de localidades de muestreo; n: Número de muestras en cada localidad; k: kappa de Fisher (1953); $\alpha_{95}$ : 95% de confianza estadística. Los números entre paréntesis hacen referencia a la identificación de los edificios volcánicos en la figura 4. Todas las muestras han sido desmagnetizadas en campos AF.						

do de datación era, como hemos indicado, comprobar si pertenecían o no a 1730 algunos centros de emisión de dudosa situación estratigráfica con relación a esta erupción. Aunque, en conjunto, el método responde adecuadamente, existe el grave inconveniente de que en su aplicación aparecen como correspondientes a una fase eruptiva al menos 1.000 años anterior a 1730, conos volcánicos que necesariamente han de corresponder a ésta; y esto por criterios tan simples pero tan incuestionables como el que aparezcan sin recubrimiento de lapilli de proyección aérea, cuando éste —originado sin posible ambigüedad en la erupción de 1730— recubre con un potente manto todo el área circundante. En este supuesto, ejemplificado claramente en la Caldera de Santa Catalina, es obligado suponer que el cono volcánico es posterior al manto de lapilli o, como en este caso, su propio centro emisor.

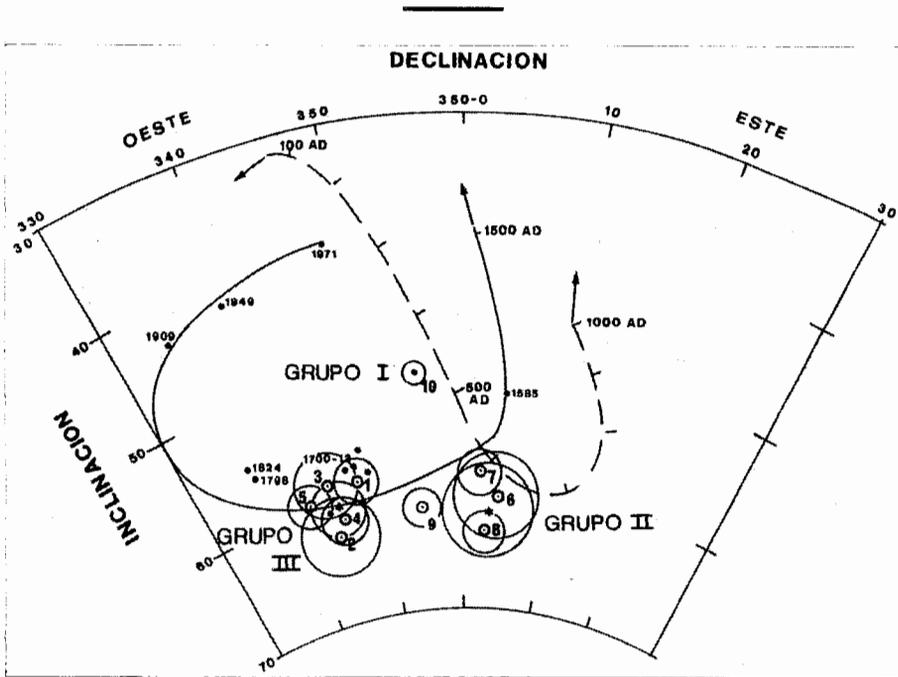


Fig. 3.1.- Aplicación de la Curva de Deriva Secular, determinada para Canarias a partir de materiales volcánicos de edad conocida, en la delimitación de los edificios volcánicos correspondientes a la erupción de 1730. Explicación en el texto.

Aconsejamos al lector no excesivamente interesado en este problema cronológico, pasar a la sección siguiente. Lo que vamos a analizar en lo que queda de ésta se resume diciendo que hay 4 centros de emisión que, por este método de datación, deberían haberse producido hace unos 1.200-1.300 años (600-700 AD): La Mña. de Mazo, Timanfaya Antiguo<sup>2</sup>, la Caldera del Corazoncillo y la de Santa Catalina. Si bien en los tres primeros casos este resultado es, a lo más, discutible —lo que haremos más adelante—, en el caso de la Caldera de Santa Catalina colisiona con los criterios mencionados<sup>3</sup>; este hecho nos obliga a poner en duda la aplicabilidad del método en este contexto concreto<sup>4</sup>, y por ello sugerimos al lector no interesado en problemas de geocronología de terrenos volcánicos pasar a la siguiente sección.

Continuemos con el análisis de la (Fig. 3.1); podemos observar en ella la existencia de tres grupos bien diferenciados de edificios volcánicos, que se corresponden a su vez con los descritos anteriormente (Grupo III: erupción de 1730; II: edificios recientes, muy similares en aspecto a los anteriores; I: edificios recientes claramente anteriores a 1730). En un primer análisis, estos grupos pare-

---

cen corresponder a episodios eruptivos de corta duración, a juzgar por el hecho de que las direcciones medias sean indiferenciables estadísticamente entre sí, al solaparse al nivel del 95% de confianza estadística. Por el contrario, las significativas diferencias de edad entre los distintos grupos se ponen de manifiesto por desviaciones superiores a 20° en declinación entre los grupos II y III, y de más de 10° en inclinación entre estos y el grupo I.

La posición de los centros eruptivos de 1730 coincide estrechamente con la correspondiente a esta edad en la *CDS* determinada previamente a partir de materiales volcánicos del Archipiélago. El Grupo II en cambio, aunque con una inclinación similar, se aparta de esta posición en más de 20° hacia el este; su asociación a este ciclo reciente de la *CDS* es imposible si tenemos en cuenta que se trataría entonces de erupciones posteriores al año 1600, por lo que hubieran existido sin duda referencias escritas. Correspondería asignar en consecuencia a este grupo una edad mínima de 1.200-1.300 años (600-700 AD), sin mayor precisión, ya que podría tratarse del segundo ciclo de esta *CDS* o de cualquiera de los anteriores.

Lo mismo ocurre con el grupo I, claramente anterior al II, al que puede asignarse una edad mínima de 1.400-1.500 años (400-500 AD), con la misma salvedad de que podría corresponder a un ciclo muy anterior de la *CDS* y ser en consecuencia mucho más antiguo.

La posición correspondiente a lo que hemos llamado Timanfaya antiguo (9 en la Fig. 3.1 y el Cuadro 3.1) presenta una mayor dificultad de interpretación. Esta dirección media, obtenida a partir de 26 muestras correspondientes a 6 localidades de muestreo diferentes de lo que creemos es la vieja Montaña de Timanfaya<sup>5</sup>, presenta una posición claramente intermedia entre los grupos II y III. La interpretación más lógica e inmediata es que esta desviación se debe a la adquisición de una componente secundaria, posiblemente asociada a procesos de calentamiento durante la erupción de 1730; en esa zona se observan en efecto claras evidencias de haber existido fuertes anomalías térmicas, manteniéndose incluso en la actualidad en puntos localizados temperaturas superficiales relativamente elevadas. Habría pues que asignar este edificio volcánico al grupo II, ya que no es posible el proceso inverso al descrito.

Fig. 3.2.- Mapa geológico simplificado (a partir del 1/10.000 elaborado) de la erupción de 1730. CC: Caldera de Los Cuervos (centro de emisión inicial de la erupción de 1730); PP: Pico Partido; MS: Mñas. del Señalo; VQ: Volcán de El Quemado; MR: Mña. Rajada; CQ: Calderas Quemadas; MF: Mñas. del Fuego; MN: Mña. de Las Nueces; MC: Mña. Colorada.



CUADRO 3.2.- Paleointensidades del CGT de materiales volcánicos de los Grupos I, II y III (1730).

Edificio	N	dT ( °C)	dM <sub>o</sub> %	F (mT)	F/F <sub>o</sub>
Calderas Quemadas	3	425-600	60	0.44 0.03	1.10
Cald. de Los Cuervos	2	250-550	81	0.41 0.03	1.03
Cald. Corazoncillo	2	300-550	81	0.49 0.01	1.21
Cald. Sta. Catalina	2	350-575	80	0.53 0.03	1.33
Mña. Juan Perdomo	2	450-600	52	0.62 0.04	1.50

N: Número de muestras. dT: Intervalo de temperaturas empleado. dM<sub>o</sub>: Fracción de la RMN inicial utilizada. F: Paleointensidad. F<sub>o</sub>: Valor promedio del CGT en Canarias (040 mT).

CUADRO 3.3.- Principales fases de actividad volcánica de la erupción de 1730.

Fase	Edificios volcánicos	Duración deducida o estimada	Fuente.
1	Caldera de los Cuervos Pico Partido Caldera de Sta. Catalina	1-13 sept. 1730 10 oct. 1730 a enero 1731 10 oct. a 31 oct. 1730	Junta <sup>1</sup> " "
2	Mñas. del Señalo	Marzo-junio 1731	"
3	Volcán de El Quemado Caldera Rajada Calderas Quemadas	Finales junio 1731? 1.ª mitad julio 1731? Dic. 1731-enero 1732?	Diario <sup>2</sup> " "
4	Mñas. del Fuego	1732?	
5	Mña. de las Nueces Mña. Colorada	2.ª mitad marzo 1736 Abril 1736 (finaliza el 16 de abril 1731)	A. de la HOZ <sup>3</sup>

1 Gracia y Justicia, 1731; 2 Buch, 1825; 3 De la Hoz, 1960.

Si analizamos con más profundidad estos resultados, así como las paleointensidades determinadas (nota 7 y Cuadro 3.2), aparecen algunos elementos importantes de duda. Si bien se confirma que el Grupo I corresponde a una fase eruptiva anterior a 1730 —por sus diferencias en inclinación y declinación— no ocurre lo mismo con los Grupos II y III; en este caso la definición del método queda afectada por el hecho de que ambos grupos presenten inclinaciones similares. Este hecho, junto con los criterios de campo ya mencionados, nos obligan a zanjar el asunto afirmando que no existe una prueba concluyente desde el punto de vista del paleomagnetismo, de que estos centros de emisión sean

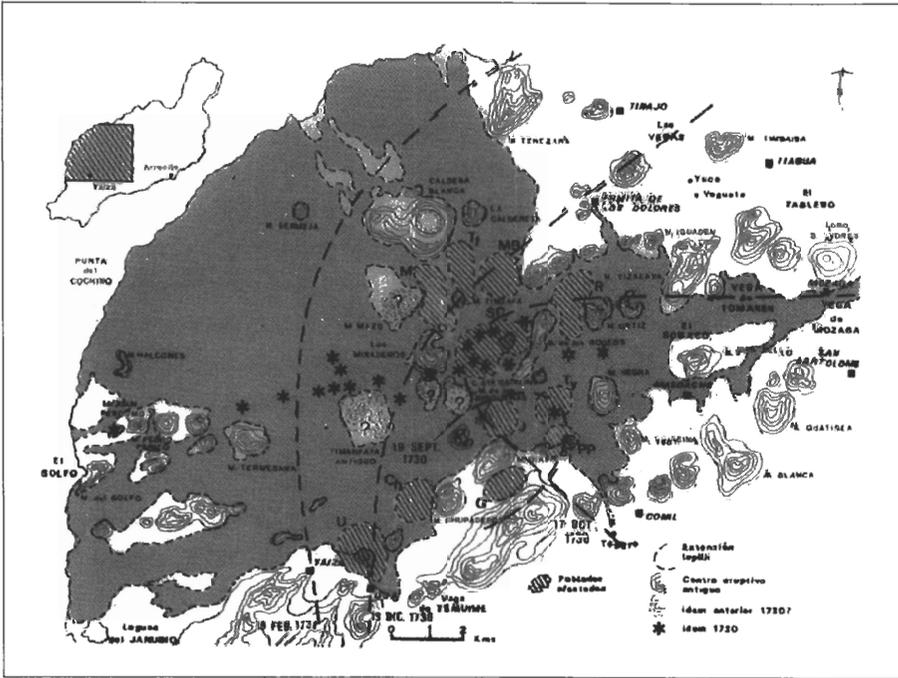


Fig. 33.- Localización aproximada (rayado) de los poblados destruidos por la erupción de 1730. MB: Mancha Blanca; Tf Tingafá; SC: Sta. Catalina; M: Mazo; R: Rodeo; PP: Peña Palomas; TY: Timanfaya; J: Jarretas; G: Gerias; Ch: Vega de Chupadero; U: Vega de Uga. Se indican algunos accidentes geográficos útiles para el seguimiento de los relatos de la época. Las líneas de trazos muestran el área de distribución de piroclastos en las fechas indicadas. La trama de puntos indica el área cubierta por las coladas. Más detalles en el texto.

ajenos a la erupción de 1730, por lo que debemos atenernos a las observaciones habituales en estos casos para definir relaciones estratigráficas<sup>6</sup>, dejando, como problema pendiente, el intentar comprender estos extraños resultados, tal vez relacionados con una falta de adecuación de los materiales de estos centros de emisión para este método de datación<sup>7</sup>.

### 3.2 Reconstrucción de los episodios volcánicos de la erupción de 1730. Asociación a procesos tectovolcánicos.

Con objeto de facilitar el seguimiento de esta compleja erupción hemos diferenciado diez aparatos volcánicos principales —algunos de ellos con múltiples centros de emisión—, que se corresponden con las fases de actividad volcánica que se indican en la (Fig. 3.2) y el (Cuadro 3.3) Con el propósito de unificar

---

la terminología de los conos volcánicos de esta zona, que reciben diversos nombres según los diferentes autores, hemos utilizado en lo posible los nombres propuestos por **A. Pallarés (1984)**.

***Primera fase: Caldera de Los Cuervos-Caldera de Santa Catalina-Pico Partido.***

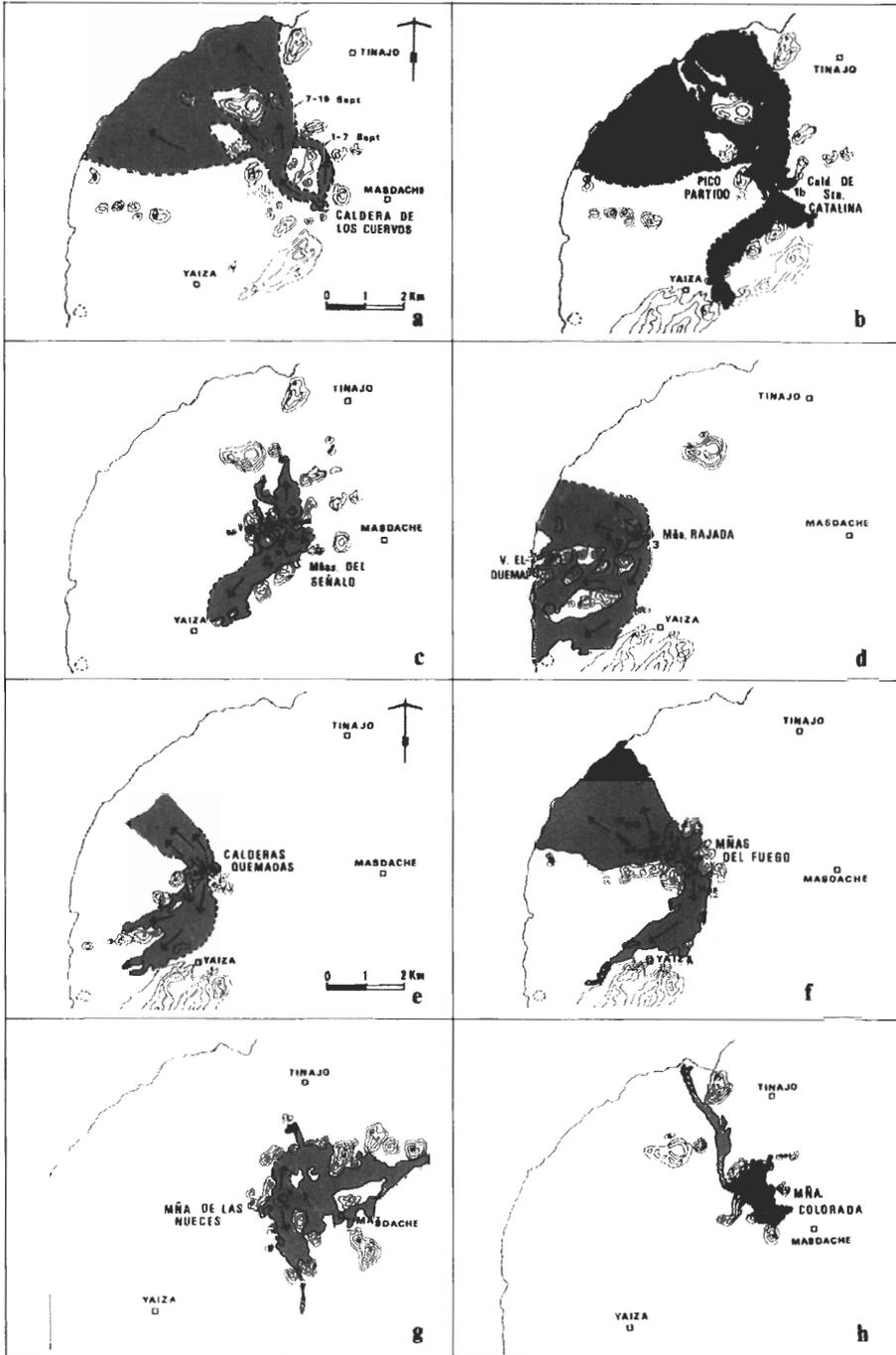
Esta primera fase de la erupción abarca desde el 1 de septiembre de 1730 hasta enero-febrero de 1731. Junto con la fase de Mñas. del Fuego es la de mayor duración y volumen de materiales extruidos de toda la erupción de 1730.

***Caldera de Los Cuervos.***

Trataremos de forma diferenciada este centro eruptivo por ser el primero de la erupción de 1730. El punto donde se localizan inicialmente las emisiones volcánicas no es de fácil ubicación. Los autores anteriores indican lugares muy dispares para este primer centro de emisión: **Hernández Pacheco (1909)** lo adscribe al área de Pico Partido; **Bravo (1964)** lo sitúa en las Mñas. del Fuego, inmediatamente al oeste de la Mña. de los Miraderos; **Buch (1825)** lo hace en cambio más acertadamente, ubicándolo al este de Mña. del Fuego, a media distancia entre ésta y el Sobaco y entre Tinguatón y Tegoyo, es decir, aproximadamente en la zona donde se encuentra la Caldera de Los Cuervos.

La localización exacta de este centro de emisión del 1 de septiembre de 1730 se deduce, sin embargo, claramente del análisis de los relatos de la Junta de Lanzarote y del cura de Yaiza. Repasemos en un análisis cuidadoso los datos que estos relatos aportan: en el primero se describe un volcán que «reventó» la noche del día primero de septiembre de 1730 y se apagó a los diez y nueve días «dejando quemados los lugares de Chimanfaya, Rodeo, Mancha Blanca, parte de Las Jarretas, Buen Lugar, Santa Catalina, y Mazo...» y afectando con lluvias de piroclastos «el lugar de Peña Palomas, el resto de Las Jarretas y la mayor parte de la Geria Alta...» (Fig. 3.3). En el diario del cura de Yaiza encontramos más precisiones: este primer centro de emisión inició su actividad entre las 9 y 10 de la noche del 1 de septiembre, a dos leguas de Yaiza, formándose un cono volcánico del que partieron coladas que alcanzaron los lugares de Timanfaya, Rodeo y Mancha Blanca. El 7 de septiembre surgió un obstáculo en el recorrido inicial de las lavas (que se dirigían hasta entonces hacia el

Fig. 3.4.- Esquema que ilustra la sucesión de los centros eruptivos de 1730. Las coladas se indican en rayado; la extensión de los piroclastos en las primeras fases de la erupción (deducida de los relatos de la época), en punteado. Explicación en el texto.



---

norte), que cambiaron su curso dirigiéndose hacia el NO y ONO y alcanzando los lugares de Sta. Catalina y Mazo.

Si observamos el mapa de la (Fig. 3.3) vemos que sólo hay un centro de emisión que cumpla estas condiciones: La Caldera de Los Cuervos, único punto desde el que podrían fluir lavas hacia el N y afectar Rodeo, y posteriormente hacia el NO, alcanzando a Sta. Catalina y Mazo y finalmente la costa por el N y NO (Fig. 3.4-a). El obstáculo mencionado en el Diario que cambió el curso de las lavas ya hemos explicado (ver nota 15 del capítulo 2) que podría tratarse de un gran fragmento de borde de cráter desgajado y arrastrado por la presión de las lavas, claramente visible a unos 150 m al N de esta Caldera de Los Cuervos.

Esta ubicación concuerda asimismo con la distribución de los piroclastos descrita en estos relatos<sup>8</sup>, que correspondería a una dirección del viento del primer cuadrante.

Una característica de este centro inicial es la extraordinaria abundancia de enclaves de rocas ultramáficas<sup>9</sup> en las escorias que forman el cono y en las coladas, circunstancia que comparte con los demás centros de emisión de esta primera fase de actividad de la erupción de 1730.

### ***Caldera de Santa Catalina-Pico Partido.***

Ya hemos mencionado que en la descripción del siguiente episodio de la erupción aparecen claras discrepancias entre los relatos mencionados. Según el de la Junta, éste se iniciaría el 10 de octubre (1730) a las 5 de la tarde, a 3/4 de legua del primer volcán, con dos bocas eruptivas separadas por un tiro de «buen mosquete» (unos 700 m), una muy cerca de Sta. Catalina y la otra contigua a Mazo (1a y 1b en la Fig. 3.4-b). En el relato del cura de Yaiza esta nueva erupción se iniciaría el 18 de octubre con tres bocas eruptivas situadas inmediatamente encima de Sta. Catalina.

La dispersión de los piroclastos está descrita con detalle en el informe de la Junta y afecta principalmente a la Vega de Tomaren, Testeyna, Guayazo, Conil, Masdache, Guatisea, Calderetas y S. Bartolomé (ver Figs. 3.3 y 3.4-b). Las coladas, que inicialmente producen ambas bocas eruptivas y a partir de los primeros días de noviembre únicamente la contigua a Mazo (informe de la Junta), se dirigen a la costa por el N y NO. Posteriormente ocurrieron otros episodios eruptivos con la posible formación de nuevos cráteres; destaca entre estos el

---

que debió formarse alrededor del 16 de diciembre, en una posición favorable para que las lavas fluyeran en un curso completamente distinto, dirigiéndose hacia el SO y alcanzando Chupadero y arrasando la Vega de Uga (diario del cura de Yaiza). Finalmente, tras varios episodios con formación de nuevos conos y cráteres a lo largo de enero y febrero de 1731, esta primera fase de actividad finaliza al parecer a finales de este último mes.

La interpretación que damos a estas observaciones de los testigos oculares y las que hemos realizado sobre el terreno —con la precaución que supone la falta de precisión de los relatos y la imposibilidad de estudiar de forma completa esta zona, recubierta en gran parte por la actividad posterior de la erupción, especialmente en la fase eruptiva de las Mñas. del Señalo— sería la siguiente: A partir del 10 de octubre se abren dos centros eruptivos, uno situado sobre el poblado de Santa Catalina<sup>10</sup> —la Caldera de Sta. Catalina<sup>11</sup>— y el otro sobre el de Mazo —Pico Partido—. Estos centros de emisión, que forman una perfecta alineación (NO-SE) con el de la Caldera de Los Cuervos, emitieron gran cantidad de lavas y piroclastos, predominando la actividad efusiva en el de Pico Partido y la emisión de piroclastos en el de la Caldera de Sta. Catalina. La distribución de lapilli que describe el informe de la Junta conforma, en efecto, una elipse cuyo foco es precisamente este centro eruptivo de la Caldera de Sta. Catalina (ver Fig. 3.3). El área recubierta de lapilli con espesor suficiente para inutilizar terrenos de cultivo, que una semana después de iniciar su actividad estas bocas del 10 de octubre afectaban a la zona indicada más arriba (elipse de 17 de octubre en el mapa de la Fig. 3.3), se ha extendido considerablemente hacia el 19 de diciembre, afectando ya a Tinajo por el norte y la zona de la Geria-Uga, por el sur (elipse de 19 de diciembre en la misma figura). La Caldera de Sta. Catalina sigue siendo aparentemente el foco de esta elipse y debió ser responsable de su emisión<sup>12</sup>. En efecto, este centro eruptivo cesó en su actividad el 31 de octubre (Junta), por lo que si el lapilli proviniera de Pico Partido en una fecha posterior, éste debería aparecer en el interior del cráter, cosa que no ocurre. Nos inclinamos, pues, a creer que la emisión de este considerable volumen de piroclastos, el mayor de toda la erupción de 1730, se debió producir principalmente a partir de este centro eruptivo —antes del 31 de octubre, aunque sus efectos se describan por la Junta en una fecha posterior 19 de diciembre—.

Un hecho a destacar es que el complejo volcánico de Pico Partido acaba por englobar un número elevado de conos-centros de emisión, con dos pautas diferentes: un conjunto de al menos 4 conos volcánicos, alineados en una frac-

---

tura de dirección 80° N, con un recorrido de unos 1.500 m, en cuyo extremo occidental se encuentra el cono inicial de Pico Partido<sup>13</sup>, y en el oriental, muy cerca de la Mña. de Los Rodeos, un pequeño cono de escorias casi enterrado por las lavas de Mñas. del Señalo; el sentido de progresión de esta fractura volcánica parece ser en sentido O-E. El otro conjunto lo forman un enjambre de conos imbricados y superpuestos, entre los que destaca el que da el nombre al complejo, con 497 m de altura. Parece apreciarse, en este caso, una progresión hacia el sur, hecho que, de ser cierto, explicaría el que la erupción contactara finalmente con la fractura principal —paralela a la anterior pero situada 1 km. más al sur—, en la que se emplazará en lo sucesivo toda la actividad volcánica de la erupción de 1730.

Estas primeras erupciones se caracterizan por la gran fluidez de las lavas, que discurren a veces «*con la rapidez del agua*» (diario del cura de Yaiza), las elevadas tasas eruptivas y la extraordinaria abundancia de enclaves de rocas ultramáficas en lavas y piroclastos.

### ***Segunda fase: Mñas. del Señalo.***

En este segundo episodio volcánico se produce ya el claro emplazamiento en la fractura tectovolcánica general de la erupción (80° N), distinguiéndose asimismo por la ausencia de enclaves ultramáficos, mecanismos eruptivos más explosivos, mayor viscosidad de las lavas, y en general, menor recorrido y extensión de las coladas.

La localización de los centros de emisión de esta segunda fase de actividad volcánica —que debió comenzar en marzo de 1731—, no es fácil: los relatos de la época se hacen más escuetos y difíciles de interpretar, tal vez como consecuencia lógica del propio progreso y complicación del fenómeno eruptivo. Los informes de la Junta de Lanzarote se ocupan cada vez menos de describir la erupción, tan prolongada y devastadora, y se concentran en las medidas de protección civil ante la crisis y, finalmente, del mantenimiento de recursos humanos y materiales suficientes para la defensa de la isla.

Del relato del cura de Yaiza, aunque confuso, se desprende claramente que en esta fase se producen al menos cuatro episodios eruptivos diferentes, todos emplazados entre marzo y finales de junio de 1731 en una fractura E-O. El 6 de abril y de nuevo el 2 de mayo se emiten coladas que se acercan, sin llegar, al pueblo de Yaiza.

---

Estas indicaciones del diario se ajustan a grandes rasgos con la secuencia de eventos que proponemos a partir de la cartografía y estratigrafía volcánica que hemos realizado y que aparece esquematizada en la (Fig. 3.4-c). La ausencia de enclaves ultramáficos, tan abundantes en las lavas de la primera fase, ha facilitado la diferenciación y cartografía de las coladas de este segundo período de la erupción de 1730.

Los fenómenos tectovolcánicos citados en el diario, que originaron el derrumbamiento de algunos edificios volcánicos (13 de abril, 1731) pueden relacionarse con las estructuras de colapso claramente visibles en los dos conos principales de las Mñas. del Señalo (3 y 4 en la Fig. 3.4-c).

Otro aspecto a destacar de esta fase es la clara progresión de la actividad volcánica en sentido oeste-este, fenómeno que se analiza con detalle más adelante.

### ***Tercera fase: Volcán de El Quemado-Mña. Rajada-Calderas Quemadas.***

Sin solución de continuidad con respecto a la segunda fase, la actividad volcánica experimenta un brusco desplazamiento al extremo occidental de la fractura general, con un salto de al menos 13 kms. A finales de junio de 1731 parece producirse una erupción submarina en la costa occidental de la isla, en la prolongación de esta fractura; tal fenómeno se deduce de la narración del diario, que describe la formación en el mar de columnas de vapor acompañadas de fuertes detonaciones y de la presencia de peces muertos de especies desconocidas (ver nota 22 del capítulo 2).

El primer centro de emisión en tierra es el Volcán de El Quemado, pequeño cono alargado situado a algo más de 1 km de la costa (1 en la Fig. 3.4-d). Posteriormente la actividad volcánica sigue desplazándose hacia el este de la fractura, originando los centros eruptivos de Caldera Rajada y Mña. Rajada (2 y 3 de la Fig. 3.4-d) y continuando con las cuatro Calderas Quemadas (Fig. 3.4-e).

El período de actividad de esta tercera fase parece abarcar desde finales de junio de 1731 a mediados de enero de 1732, cubriendo sus coladas un amplio sector de la costa occidental, entre Punta del Cochino y la Laguna de Janubio.

### ***Cuarta fase: Mñas. del Fuego.***

La erupción experimenta de nuevo un cambio importante; la actividad volcánica, emplazada en la fractura 80° N y en continua progresión hacia el este,

---

se estaciona casi exactamente en el punto central de la fractura. No existen pormenores de esta fase en los relatos de la época, aunque parece que debió iniciarse a principios del año 1732. Asolada toda la comarca de Yaiza por las erupciones anteriores (Mña. Rajada, Calderas Quemadas), sus habitantes emigraron a Gran Canaria —Hernández Pacheco (1909) cita a Buch— acompañados del cura párroco, que finaliza de esta manera el diario (última fecha citada 28 de diciembre de 1731: destrucción de la capilla de S. Juan Bautista en Yaiza). Tampoco encontramos referencias en los informes de la Junta de Lanzarote, que finalizan en abril de 1731.

La actividad volcánica se concentra en esta fase en un área relativamente reducida en el entorno de la Mña. de Timanfaya, con un primer estadio predominantemente explosivo —en el que se forman varios conos de cinder imbricados—, modificándose posteriormente a etapas más efusivas, en las que se emiten grandes volúmenes de lavas muy fluidas a partir de campos de hornitos situados al NO y SE del conjunto de conos mencionado (Fig. 3.4-f).

Por otra parte, el episodio de Mñas. del Fuego se caracteriza por una menor relevancia del control ejercido por la fractura volcánica general en la distribución superficial de los centros eruptivos, que en este caso forman un apretado grupo de carácter más centralizado; este hecho podría estar en relación con el proceso descrito por **Wadge (1981)**, por el que un conducto eruptivo inicialmente en forma de dique puede evolucionar a formas cilíndricas si se estaciona y prolonga la erupción, capturando así mayor cantidad del flujo de magma desde las zonas vecinas del dique y ganando en eficacia mecánica en la conducción de magma a la superficie, lo que podría también explicar las mayores tasas eruptivas de este episodio. A favor de este proceso estaría la intersección de la fractura general con otra dirección NO-SE puesta asimismo de manifiesto por sondeos magnetotelúricos (**García, 1983**). No es sin embargo probable que este estacionamiento de la erupción, de cierto paralelismo con los centros de emisión del tipo «*steady-style*» de la erupción del Lakagíggar descritos por **Sigurdsson y Sparks (1978)**, haya significado un mantenimiento constante de la actividad volcánica durante los cuatro años que median entre el inicio de esta fase y la siguiente, en marzo de 1736. Ni la pauta general de esta erupción, en que los diferentes centros de emisión se mantienen activos durante meses y no años, ni el número de centros eruptivos y el volumen de materiales emitidos parecen sugerir un período de actividad tan prolongado. Las tasas eruptivas, importantes en el campo de hornitos del NO, que rellenan con sus coladas un

---

amplio valle y alcanzan la costa, no lo son en cambio en los demás puntos de emisión de esta fase, como lo demuestra el que las coladas tengan escaso recorrido, sin alcanzar el mar en ningún caso.

Algún tipo de actividad parece mantenerse sin embargo en enero de 1733, como se desprende de la cita del Obispo Dávila y Cárdenas (1737), que visitando en esa fecha la isla alude a lo que parecen ser emisiones de piroclastos.

### ***Quinta fase: Mña. de Las Nueces-Mña. Colorada.***

Después de un largo intervalo de reposo la actividad volcánica se reanuda posiblemente en marzo de 1736, desplazándose al extremo oriental de la fractura general y produciendo en un período de poco más de un mes los dos centros de emisión con que finaliza la erupción de 1730: Las Mñas. de Las Nueces y Colorada<sup>14</sup>.

La erupción de la Mña. de las Nueces (Fig. 3.4-g) debió ocurrir en marzo o primeros de abril de 1736; en esa fecha una colada, que hemos identificado como procedente de este centro de emisión, amenazó a Tinajo, dando lugar a una curiosa procesión de rogativa dirigida por el franciscano Guardián (**A. de la Hoz, 1960**). Este centro eruptivo emitió lavas muy fluidas, con numerosos tubos<sup>15</sup> y canales lávicos, que ocuparon una gran superficie y alcanzaron la costa por el SE (Puerto Naos), a más de 20 km de distancia<sup>16</sup>.

La erupción finaliza con la Mña. Colorada, situada a menos de 1 km al este de la anterior, episodio que debió ser de corta duración ya que la erupción finaliza totalmente el 16 de abril de ese mismo año. Sus coladas se dirigieron al norte, deteniéndose poco antes de llegar al mar a la altura de la Mña. de Tenézara (Fig. 3.4-h). Este último centro eruptivo se caracteriza, al igual que los de la primera fase, por la gran abundancia de enclaves ultramáficos en sus lavas, posiblemente en conexión con las elevadas tasas eruptivas (**Maaloe, 1973**).

### **3.3 Procesos tectovolcánicos asociados a la erupción.**

En esta erupción de 1730 es clara la asociación de la fractura volcánica que estructura sus emisiones con las demás alineaciones de centros de emisión recientes (Series III y IV de **Fúster et al., 1968**), hecho que se repite en la erupción de 1824. Como puede observarse en la (Fig. 3.5), todas estas erupciones se emplazan en una banda relativamente estrecha, con dirección predo-

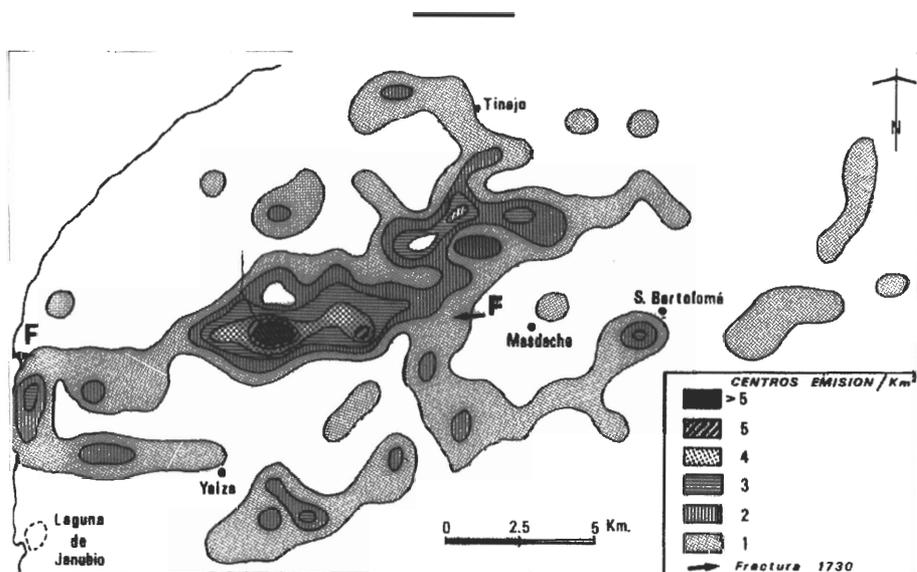


Fig. 3.5.- Distribución de los centros eruptivos recientes (Series III y IV de Fúster et al. 1968) de la zona occidental de Lanzarote, expresada en número-densidad de centros de emisión por Km<sup>2</sup>. Obsérvese que la pauta más general de las alineaciones de centros de emisión recientes (eje estructural) es NE-SO (60-70° N), mientras que la erupción de 1730 alinea sus centros en una dirección casi E-O (80-85° N). F-F: fractura de 1730.

minante NE-SO, a la que anteriormente nos hemos referido como eje estructural (ver sección 1.2), explicando su posible origen y su relevante papel en el control de la actividad volcánica de la isla.

Ya hemos visto como en la primera fase de actividad (Caldera de Los Cuervos-Caldera de Sta. Catalina-Pico Partido) la erupción no parece estar aún relacionada con la fractura general, sino, más bien, con una de dirección NO-SE (Fig. 3.6-A); por otra parte, los magmas primarios y la gran abundancia de enclaves ultrabásicos parecen sugerir una procedencia aún profunda del magma. Al final de esta fase y durante toda la siguiente (Mñas. del Señalo), el magma se habría emplazado a niveles más superficiales y ya en la fractura, originando una continua derivación de los sucesivos centros de emisión en sentido oeste-este (Fig. 3.6-B); la erupción se torna más explosiva, con lavas de menor fluidez, sin enclaves ultrabásicos y con frecuentes colapsos de los edificios volcánicos.

Un hecho notable es el brusco desplazamiento, casi simultáneo con el final de la segunda fase, de la actividad volcánica al lado occidental de la fractura, a una distancia de al menos 13 km y en sentido contrario al de propagación

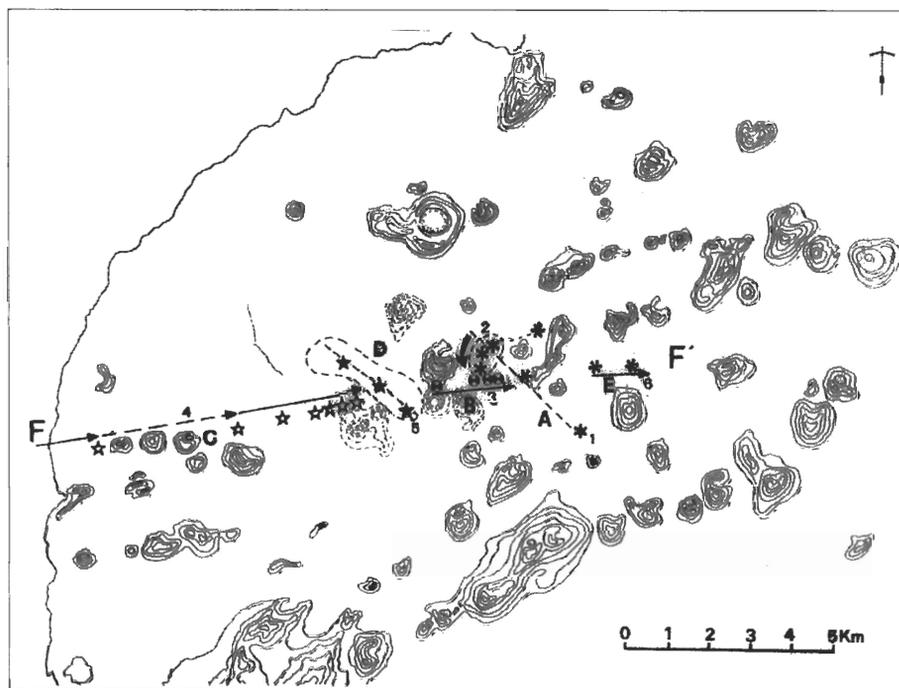


Fig. 3.6.- Esquema tectónico que indica la asociación de los sucesivos centros de emisión de la erupción de 1730 a la fractura general (F-F'). Explicación en el texto.

de los centros de emisión (Fig. 3.6-C). Este hecho podría explicarse por la ascensión a la superficie por el oeste del magma acumulado a niveles intermedios a favor del eje estructural, fenómeno que parece coincidir con el brusco cese de la actividad en la zona de las Mñas. del Señalo.

Otro hito importante es el estacionamiento de la erupción, que a partir de este momento recupera el sentido de progresión general hacia el este, al llegar al área de Las Montañas del Fuego (Fig. 3.6-D). En este punto la erupción detiene su progresión, permaneciendo la actividad volcánica concentrada en un área relativamente reducida (1.5 km de radio) durante un período de tiempo relativamente largo (al menos 1-2 años). En su última etapa la actividad eruptiva experimenta de nuevo un brusco salto de unos 5 kms hacia el este (Fig. 3.6-E), manteniendo el sentido general de progresión hasta su finalización.

De la distribución de los sucesivos centros de emisión parece deducirse que estos soslayan de alguna forma las zonas de la fractura en que existen cen-

---

tros eruptivos antiguos. Recientes observaciones efectuadas por **Murray (1988)** en el Etna han puesto de manifiesto que este efecto puede deberse a las cargas gravitatorias impuestas por estas estructuras volcánicas; según este autor, incluso las cargas inducidas por coladas lávicas potentes pueden determinar el curso final del magma en su salida a la superficie y por consiguiente la distribución de los centros eruptivos, al modificar los campos de esfuerzos locales. Esta explicación, que sugiere la existencia de un delicado equilibrio entre la presión ascendente del magma y el sistema de esfuerzos permanentes impuestos por la topografía, sería evidentemente más acusado en el caso de edificios o grupos de edificios volcánicos como los citados, en que los esfuerzos gravitacionales generados serían de mucha mayor entidad. En este sentido parecen apuntar las observaciones de **Harrison (1976)** y **Haimson (1978,79)** que han investigado los efectos de esfuerzos gravitatorios debidos a la topografía sobre la propagación de fracturas superficiales.

El hecho de que los centros de emisión que se generan en el último estadio de la erupción eviten el grupo de edificios eruptivos muy juntos que va de la Mña. de Los Miraderos a la de Los Rodeos —lo que supone un desplazamiento de la erupción de más de 5 kms hacia el este a lo largo de la fractura—, podría tener en este efecto una posible explicación. Un fenómeno similar parece ocurrir en la erupción de Lakagígar, donde los centros de emisión evitan, en su progresión, el viejo edificio del Monte Laki, de tal modo que experimentan un salto de unos 4 kms al llegar a este antiguo centro eruptivo, que no es totalmente perforado por la fisura eruptiva (**Thorarinsson, 1969**).

Queda por explicar la polaridad de progresión de la actividad volcánica en la fractura en la erupción de 1730 que hemos indicado anteriormente. Este sentido constante de avance de la actividad eruptiva parece asimismo evidente en la erupción de Lakagígar, donde los sucesivos centros de emisión se sitúan en un frente de continua progresión en sentido SO-NE (**Thorarinsson, 1969**). La erupción de Tenerife de 1704 reproduce asimismo esta progresión en los tres centros de emisión que se producen entre el 31 de diciembre de 1704 y el 2 de febrero de 1705 (**Viera y Clavijo, 1783**), circunstancia que no se da en cambio en la erupción fisural de Lanzarote de 1824, también con tres centros de emisión, en que el tercero se sitúa entre los dos primeros, anulando el efecto de progresión que venimos apuntando. No parece por consiguiente que este mecanismo esté presente de forma general en las erupciones fisurales del Archipiélago, aunque sea muy patente en ésta de 1730.

Tal vez la explicación de este fenómeno se cifre en que a niveles ya muy superficiales se superpongan dos mecanismos: Por una parte un proceso autoalimentado que obliga a la fractura, una vez iniciada su apertura por el efecto de cuña de la presión hidráulica del magma, a progresar en un sentido, originando un plano de ruptura intercalado forzosamente entre los diques que componen el eje estructural, con un frente de avance de bajo ángulo en la dirección de propagación, lo que haría que el conducto eruptivo intersectase a la superficie en lugares cada vez más alejados del punto inicial de emisión. El otro mecanismo podría consistir en que esa apertura a la superficie se viese obstaculizada por volcanes o grupos de volcanes anteriores emplazados en el plano de la fractura, por lo que el efecto de los campos de esfuerzos locales, en conjunción con el sentido de progresión general, obligaría a que las sucesivas emisiones se despalzasen en el sen-

CUADRO 34.- Composición mineralógica de muestras representativas de la erupción de 1730-36. Hierro total expresado como Feo

	ML-3	M-23	M-42	M-27	M-9.1	M-9.2	M-9.4	M-9.5	M-1
SiO <sub>2</sub>	40.58	39.81	39.83	39.91	39.91	46.58	0.11	2.67	51.85
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	2.86	25.07	48.04	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	7.59	0.56	0.48	31.62
FeO	8.99	13.72	14.03	14.82	15.11	8.80	70.87	42.61	—
MnO	0.15	0.29	0.10	0.10	0.30	0.15	0.64	0.29	—
MgO	50.37	46.31	45.64	44.55	44.67	12.87	2.45	3.82	—
CaO	—	—	—	—	—	19.77	—	0.51	11.93
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	1.06	—	—	4.61
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	0.34
<b>Total</b>	<b>100.40</b>	<b>100.61</b>	<b>99.94</b>	<b>99.77</b>	<b>100.29</b>	<b>99.69</b>	<b>99.69</b>	<b>98.42</b>	<b>100.35</b>
Si	0.990	0.993	0.997	1004	1002	1732	0.004	0.066	9369
Al	—	—	—	—	—	0.333	0.024	0.014	6736
Ti	—	—	—	—	—	0.080	0.688	0.887	—
Fe <sub>3</sub> <sup>+</sup>	—	—	—	—	—	0.120	0.529	0.082	—
Fe <sub>2</sub> <sup>+</sup>	0.183	0.286	0.294	0.312	0.317	0.154	1634	0.793	—
Mn	0.003	0.006	0.002	0.002	0.006	0.005	0.020	0.006	—
Mg	1852	1721	1703	1670	1671	0.713	0.133	0.140	—
Ca	—	—	—	—	—	0.788	—	0.013	2309
Na	—	—	—	—	—	0.076	—	—	1615
K	—	—	—	—	—	—	—	—	0.078
<p><b>ML-3</b> (Caldera de Los Cuervos, Centro inicial. Fase 1). <b>M-23</b> (Montaña del Señalo, Fase 2): Olivino (Fo 85.74). <b>M-42</b> (V. del Quemado, Fase 3): Olivino (Fo 85.3). <b>M-9.1</b> (Mñas. del Fuego, Fase 4): Olivino (Fo 84.05). <b>M-9.2</b>, (Mñas. del Fuego, Fase 4). <b>M-9.4</b> (Mñas. del Fuego, Fase 4): Magnetita. <b>M-9.5</b> (Mñas. del Fuego, Fase 4): Ilmenita. <b>M-1</b> (Mña. de las Nueces, fase 5): Plagioclasa (An 57.69).</p>									
Analista. J. de la Puente. Depto. Geología (MNCN).									

---

tido de avance salvando estos obstáculos, hecho que se producirá a niveles muy someros.

### **3.4 Petrología y Geoquímica. Procesos magmáticos.**

El estudio petrográfico y geoquímico (elementos mayores y traza) de los materiales emitidos durante la erupción de 1730 se realizó sobre 51 muestras recogidas en diversas campañas de campo de 1987 y 1988<sup>17</sup>. La selección de muestras se efectuó una vez que se hubo finalizado la cartografía volcánica de la erupción y determinado la secuencia de episodios volcánicos, lo que permitió no sólo obtener una representación de los materiales emitidos en cada episodio eruptivo, sino una secuencia en cada uno de ellos, al haberse analizado muestras de las lavas iniciales, intermedias y finales de cada centro de emisión. Esta técnica de muestreo ha dado excelentes resultados, lográndose una definición precisa de las pautas de evolución geoquímica de esta erupción. Como elemento de referencia y comparación, diez de estas muestras corresponden a materiales representativos de la fase eruptiva anterior a 1730 (Grupo II, ver nota 6) y a la erupción de 1824.

Macroscópicamente, los materiales volcánicos emitidos se caracterizan por ser extraordinariamente vacuolares, con numerosos fenocristales de olivino y frecuentes xenolitos de rocas peridotíticas y ultrabásicas, estos últimos ya estudiados por **Sagredo (1969) y Frisch (1970, 71, 74)**.

Las características petrográficas y geoquímicas de los materiales lávicos fueron objeto de estudio detallado por parte de **Ibarrola y López Ruiz (1967)**, trabajo en el que se indicaba la existencia de diferencias litológicas poco significativas entre los diversos episodios volcánicos recientes (Serie IV) de Lanzarote, tipificando la mayor parte de los materiales lávicos bajo la denominación de basaltos olivínicos augíticos, aun cuando también establecían la existencia de basaltos olivínicos y oceanitas.

Los materiales estudiados en este trabajo presentan características mineralógicas semejantes (Cuadro 3.4), con predominio de fenocristales de olivino forsterítico (Fo-91, Fo-84), sobre una matriz que varía de vítrea a hipocristalina, con abundantes microcristales de piroxeno augítico (En-41, Fs-15, Wo-44) y de plagioclasa de tipo labradorita (An-62, An-58), esta última siempre relegada a la matriz. Son asimismo muy frecuentes los óxidos de Fe-Ti del tipo titanomagnetitas (Usp. 69, Ilm. 95), que en algunas muestras alcanzan proporciones elevadas.

CUADRO 3.5.- Composición química: Elementos mayores, menores y norma C.I.P.W. de los materiales de la erupción de 1730-36.

	1ª Fase.							
	E-1	ML-1	ML-3	M-19	M-37	M-15	M-20	E-2
SiO <sub>2</sub>	41.85	41.14	42.06	43.57	44.76	47.23	47.07	45.66
TiO <sub>2</sub>	2.95	2.99	2.85	3.04	2.69	2.39	2.63	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.69	11.58	12.36	12.38	13.06	13.39	13.34	12.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.42	4.09	4.98	4.04	3.81	1.92	4.02	4.60
FeO	7.45	8.72	6.91	7.99	8.09	8.91	8.22	7.62
MnO	0.21	0.18	0.17	0.19	0.19	0.17	0.18	0.18
MgO	14.03	13.83	14.46	11.33	10.58	9.96	7.63	10.95
CaO	10.11	10.21	9.57	10.79	10.72	9.75	10.12	10.04
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.27	3.49	3.43	3.24	3.32	3.61	3.22
K <sub>2</sub> O	1.43	1.45	1.46	1.29	1.04	0.8	0.8	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.89	0.86	0.85	0.73	0.63	0.56	0.47	0.54
Or	8.5	8.6	8.6	7.6	6.2	4.7	4.7	5.0
Ab	5.5	2.5	2.1	10.2	15.4	24.5	27.4	21.5
Ne	13.5	13.6	14.9	10.2	6.5	1.9	1.7	3.1
An	8.7	12.6	13.7	14.6	18	19.3	17.8	16.2
Di	28.1	25.8	22.6	27.2	24.8	20.5	23.5	23.9
Hy	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol	18.7	21.6	27.3	15.7	15.9	18.8	10.6	15.8
Mt	7.8	5.9	2.2	5.8	5.5	2.8	7.2	7.6
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	5.6	5.7	5.4	5.7	5.1	4.5	5	5
Ap	2.1	2	2	1.7	1.5	1.3	1.1	1.3
Rb	34	32	35	34	23	14	18	21
Ba	673	587	545	590	499	364	365	422
Sr	980	957	940	749	668	578	594	670
La	69	60	61	63	48	43	34	50
Ce	120	116	114	98	87	69	58	83
Th	7	7	7	7	8	7	4	4
Y	30	28	31	23	23	19	20	23
Zr	306	292	281	261	220	194	225	237
Nb	77	74	76	68	57	44	46	53
Cu	49	64	50	67	75	67	57	75
Co	62	47	53	54	59	42	44	60
Ni	378	370	388	302	277	320	303	381
V	304	294	284	357	320	279	272	277
Cr	739	658	684	592	529	534	511	627

(E-1, ML-1, ML-3): Caldera de Los Cuervos. (M-19, M-37, M-15, M-20): Pico Partido. E-2 Caldera de Sta. Catalina.

Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).

CUADRO 3.5.- (Continuación).

	2ª Fase.		
	M-39	M-23	M-35
SiO <sub>2</sub>	47.79	49.47	49.00
TiO <sub>2</sub>	2.63	2.47	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.69	13.3	13.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.77	2.42	3.44
FeO	8.27	8.72	7.99
MnO	0.15	0.15	0.15
MgO	9.95	8.89	9.28
CaO	9.58	9.49	9.22
Na <sub>2</sub> O	3.16	2.95	3.24
K <sub>2</sub> O	0.75	0.69	0.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.37	0.27
Or	4.4	4.1	3.8
Ab	26.7	24.9	27.4
Ne	0	0	0
An	18.2	21	20.9
Di	21.6	19.1	18.5
Hy	1.9	14.4	8.8
Ol	15.4	6.3	9.7
Mt	4	3.5	4.9
Hm	0	0	0
Ilm	5	4.7	4.7
Ap	0.9	0.9	0.6
Rb	13	17	14
Ba	287	285	280
Sr	418	416	416
La	20	26	24
Ce	47	41	32
Th	4	5	5
Y	19	20	17
Zr	168	185	194
Nb	42	33	35
Cu	63	77	67
Co	49	45	50
Ni	303	300	321
V	309	276	256
Cr	498	504	506
(M-39, M-23, M-35): Mñas. del Señalo.			
Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN)			

CUADRO 3.5- (Continuación).

	3ª Fase.						
	M-42	M-11	M-44	M-30	M-27	M-26	M-12
SiO <sub>2</sub>	46.85	47.05	49.02	47.34	48.97	48.93	49.34
TiO <sub>2</sub>	2.51	2.59	2.75	2.63	2.58	2.39	2.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.26	13.48	12.83	13.1	13.79	13.6	13.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	2.02	2.9	5.24	2.97	1.95	2.32
FeO	9.53	8.93	8.86	6.74	8.32	8.76	8.49
MnO	0.17	0.17	0.16	.016	0.15	0.15	0.14
MgO	10.6	10.07	9.01	9.78	8.84	9.36	9.32
CaO	9.61	9.71	9.47	9.54	9.2	9.21	9.18
Na <sub>2</sub> O	3.2	3.23	2.94	3.3	3.47	3.46	3.17
K <sub>2</sub> O	0.72	0.75	0.71	0.78	0.69	0.73	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.42	0.29	0.35	0.29	0.31	0.29
Or	4.3	4.4	4.2	4.6	4.1	4.3	3.9
Ab	22.8	24.4	24.9	27.9	29.3	26.8	
Ne	2.3	1.6	0	0	0	0	0
An	19.7	20.1	19.7	18.6	20	19.4	20.5
Di	20.6	20.4	20.5	20.9	19.1	19.6	18.7
Hy	0	0	7.3	1.3	4.4	1.2	10.1
Ol	20.6	18.4	6.8	12.6	12.5	16.9	10
Mt	2.8	3.8	4.2	7.6	4.3	2.8	3.4
Hm	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	4.8	4.9	5.2	5	4.9	4.5	4.7
Ap	0.9	1	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
Rb	17	16	12	22	15	16	18
Ba	316	284	269	320	270	274	275
Sr	480	396	409	484	415	397	407
La	27	19	17	26	18	20	23
Ce	47	34	38	45	42	30	33
Th	8	6	5	7	3	5	5
Y	20	18	21	19	16	18	20
Zr	190	179	178	195	194	174	178
Nb	36	32	30	39	32	29	30
Cu	68	71	75	64	66	65	72
Co	41	44	31	52	38	46	41
Ni	290	245	283	326	295	271	267
V	282	287	286	274	262	278	274
Cr	527	460	491	532	483	508	483
(M-42): Volcán de El Quemado. (M-11, M-44, M-30, M-27): Mña. Rajada. (M-26, M-12): Calderas Quemadas.							
Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).							

CUADRO 3.5.- (Continuación).

	4ª Fase.					
	M-10	M-9	M-8	M-14	M-31	M-25
SiO <sub>2</sub>	48.16	47.38	48.85	47.66	50.26	49.76
TiO <sub>2</sub>	2.43	2.42	2.61	2.6	2.27	2.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.46	13.26	13.35	13.05	13.39	13.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.47	0.62	4.09	2.97	1.97	2.59
FeO	8.79	9.76	7.7	8.75	8.86	8.35
MnO	0.15	0.15	0.16	0.15	0.13	0.13
MgO	9.83	10.95	7.71	9.1	9.47	9.90
CaO	9.64	9.2	9.87	9.78	9.19	9.03
Na <sub>2</sub> O	2.89	3.5	3.25	3.26	3.05	3.02
K <sub>2</sub> O	0.62	0.9	0.7	0.69	0.7	0.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.54	0.34	0.31	0.34	0.33
Or	3.7	5.3	4.1	4.1	4.1	4.3
Ab	24.5	22.5	27.5	27.5	25.8	25.5
Ne	0	3.9	0	0.1	0	0
An	21.9	17.8	19.8	18.9	20.8	19.8
Di	19.1	19.7	21.6	22.2	18.3	18.3
Hy	7.7	0	9.7	0	14.3	13.8
Ol	12.9	22.8	4.3	15.6	8.4	8.3
Mt	3.6	0.9	5.9	4.3	2.8	3.8
Hm	0	0	0	0	0	0
Ilm	4.6	4.6	4.9	4.9	4.3	4.5
Ap	0.8	1.3	0.8	0.8	0.8	0.8
Rb	13	20	16	17	16	13
Ba	293	354	312	306	278	263
Sr	436	490	474	473	408	391
La	32	31	30	26	27	21
Ce	47	56	47	43	39	31
Th	5	7	5	4	6	5
Y	18	19	23	17	17	17
Zr	177	191	191	197	168	175
Nb	39	39	40	38	36	29
Cu	72	89	70	74	73	69
Co	46	46	44	49	44	49
Ni	273	301	309	305	265	291
V	268	287	266	261	261	271
Cr	489	555	510	500	468	503
(M-10, M-9, M-8, M-14): Mñas. del Fuego, campo de hornitos del NO. (M-31, M-25): Mñas. del Fuego, campo de hornitos del SE.						
Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).						

CUADRO 3.5.- (Continuación).

	5ª Fase.							
	M-1	M-4	M-5	M-7	M-22	M-41	M-3	MC-1
SiO <sub>2</sub>	49.56	49.73	49.36	48.43	49.60	50.15	50.71	49.88
TiO <sub>2</sub>	2.36	2.23	2.39	2.44	2.50	2.14	2.22	2.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	13.66	13.78	13.94	13.92	14.39	12.92	13.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46	3.87	2.23	3.64	3.27	1.42	2.94	3.50
FeO	9.22	6.86	8.26	7.42	7.71	8.96	7.73	7.58
MnO	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.13	0.14	0.14
MgO	9.21	9.17	9.90	9.29	8.25	9.07	10.07	8.45
CaO	9.28	9.31	9.34	9.39	9.52	9.09	8.9	9.32
Na <sub>2</sub> O	3.12	3.17	3.38	3.6	3.46	2.95	3.19	3.26
K <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.56	0.63	0.66	0.65	0.55	0.62	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.24	0.38	0.41	0.35	0.24	0.3	0.29
Or	3.4	3.3	3.7	3.9	3.8	3.3	3.7	3.6
Ab	26.4	26.8	28.6	30.5	24.9	24.9	26.9	27.6
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0
An	21.6	21.4	20.6	19.9	20.5	24.4	19.1	21.0
Di	18.5	18.5	18.7	19.2	19.6	30.2	18.5	18.7
Hy	10.3	14.9	4.8	0.4	8.3	17	16.5	14.3
Ol	11.4	3.6	14.7	14.7	7.5	7.3	5.8	3.6
Mt	2.1	5.9	3.5	5.3	4.7	2.1	4.3	5.1
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	4.5	4.3	4.5	4.6	4.8	4.1	4.2	4.7
Ap	0.6	0.6	0.9	0.9	0.6	0.6	0.7	0.7
Rb	13	12	18	16	16	16	7	11
Ba	229	229	305	300	302	229	237	203
Sr	366	343	506	524	485	358	398	437
La	19	18	33	35	28	15	22	20
Ce	28	28	60	58	48	18	34	39
Th	5	4	5	7	3	2	4	5
Y	19	18	19	18	20	17	19	24
Zr	152	139	176	192	186	132	162	195
Nb	25	25	36	35	39	23	28	37
Cu	83	73	70	67	75	70	72	74
Co	53	47	40	38	42	41	48	47
Ni	260	258	281	287	303	296	333	243
V	254	254	274	252	260	233	247	235
Cr	500	511	485	481	481	498	534	464
(M-1, M-4, M-5, M-7, M-22, M-41): Mña. de las Nueces. (M-3, MC-1): Mñ. Colorada.								
Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).								

CUADRO 3.5.- (Continuación).

Grupo II (Fase volcánica de dudosa asignación a 1730)					
	E-3	M-32	M-34	E-5	E-4
SiO <sub>2</sub>	41.54	44.04	43.64	43.72	42.58
TiO <sub>2</sub>	2.89	2.97	2.63	2.66	3.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.35	12.83	12.5	11.54	12.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.46	3.24	2.7	9.64	8.34
FeO	5.43	8.57	9.03	2.97	3.95
MnO	0.22	0.18	0.18	0.2	0.21
MgO	14.11	11.26	12.11	12.64	13.73
CaO	10.19	10.56	10.82	10.75	10.19
Na <sub>2</sub> O	3.05	3.24	3.32	3.03	2.38
K <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.26	1.25	1.05	0.88	1.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.01	0.61	0.77	0.75	0.7
Or	7.5	7.4	6.2	5.2	6.5
Ab	9.9	11.2	9.4	16.8	14.1
Ne	8.6	8.8	10.1	4.7	3.3
An	13.5	16.9	16.1	15.3	19.7
Di	23.7	25.2	26.1	25.8	20.5
Hy	0	0	0	0	0
Ol	16.9	17.6	20.1	13.6	17.3
Mt	9.8	4.7	3.9	2.5	4.3
Hm	0.7	0	0	7.9	5.3
Ilm	5.5	5.6	5	5.1	5.9
Ap	2.4	1.4	1.8	1.8	1.7
Rb	33	29	25	22	28
Ba	632	557	565	514	581
Sr	919	623	794	806	732
La	76	48	71	67	63
Ce	121	77	114	114	102
Th	13	7	9	12	12
Y	24	22	22	23	22
Zr	306	259	232	248	267
Nb	81	64	60	70	73
Cu	39	64	67	73	70
Co	67	49	50	62	72
Ni	560	266	332	447	539
V	304	355	315	314	331
Cr	769	516	633	706	715
E-3: Mña. de las Junqueras. M-32, M-34: Mña. de Mazo.					
E-5: Timanfaya antiguo. E-4: Caldera del Corazoncillo.					
Anal: M. I. Ruiz Pineda, M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).					

CUADRO 3.5.- (Continuación).

Erupción de 1824				
	L-79	L-64	L-62	L-63
SiO <sub>2</sub>	43.34	43.98	43.64	43.46
TiO <sub>2</sub>	2.67	2.52	2.59	2.71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.14	12.07	11.63	12.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	1.85	2.37	3.92
FeO	8.25	9.22	8.84	7.53
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16
MgO	13.44	12.27	14.52	12.27
CaO	10.27	10.67	10.37	10.74
Na <sub>2</sub> O	3.25	3.43	2.73	3.16
K <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.25	1.19	1.2	1.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.87	0.91	0.77	0.89
Or	7.4	7	7.1	7.6
Ab	8.8	9.3	8.4	10.5
Ne	10.1	10.7	7.9	8.8
An	14.8	14	15.9	15.4
Di	24.2	26.5	24.3	25.5
Hy	0	0	0	0
Ol	21.8	21.2	24.9	17.8
Mt	4.4	2.7	3.4	5.7
Hm	0	0	0	0
Ilm	5.1	4.8	4.9	5.2
Ap	2.1	2.2	1.8	2.1
Rb	31	25	24	21
Ba	604	587	500	564
Sr	852	754	618	752
La	72	66	53	62
Ce	122	134	97	125
Th	11	9	7	9
Y	24	23	25	22
Zr	262	246	235	242
Nb	75	94	72	75
Cu	61	59	55	52
Co	47	46	43	41
Ni	399	283	401	301
V	311	233	298	260
Cr	630	525	653	498
L-79: Volcán Nuevo del Fuego. L-64: Volcán de Tao. L-62, L-63: Tinguatón.				
Anal: M. I. Ruiz Pineda; M. A. Vallejo y R. González Martín. Dep. de Geología, (MNCN).				

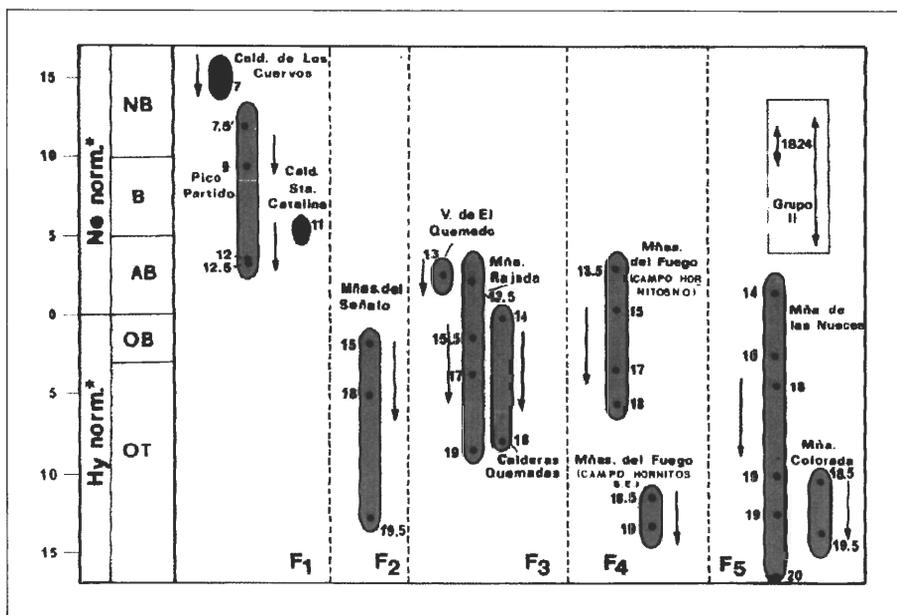


Fig. 3.7.- Representación de los valores normativos de nefelina e hiperstena (normalizados a  $Fe_2O_3 \leq 1.5$ ) de lavas procedentes de edificios volcánicos de la erupción de 1730, agrupados por fases (F1 a F5) que se indican en su orden de sucesión. Como elemento de referencia se representan los valores obtenidos a partir de muestras de la erupción de 1824 y de edificios volcánicos del Grupo II (ver Cuadro 3.1), algunos de dudosa asignación a 1730 (en recuadro). Los valores numéricos indicados en la figura indican los porcentajes de fusión parcial. NB: Basanitas nefelínicas; B: Basanitas; AO: Basaltos alcalinos; OB: Basaltos olivínicos; OT: Toleitas olivínicas. F1 a F5: Fases eruptivas de 1730. Explicación en el texto.

No es posible establecer diferencias significativas entre los materiales emitidos por los diferentes centros eruptivos de 1730 en base solamente a observaciones petrográficas, ya que sus características texturales y mineralógicas no son suficientes para su discriminación; la clasificación de los materiales estudiados se ha efectuado utilizando criterios de yacimiento y por sus características geoquímicas y normativas.

A partir de los datos analíticos (Cuadro 3.5), se confrontan los diversos episodios eruptivos en relación a sus contenidos de valores normativos de nefelina e hiperstena (para valores normalizados de  $Fe_2O_3 \leq 1.5$ ). Su representación (Fig. 3.7) pone en evidencia la gran diversidad de tipologías, aun cuando con diversos rangos de dispersión en relación con los diferentes episodios eruptivos. Mientras los materiales del Grupo II y de la erupción de 1824 únicamente llegan en su evolución desde las basanitas a los basaltos alcalinos, con una seriación casi continua, los materiales lávicos de 1730 muestran una gran diversificación de tipolo-

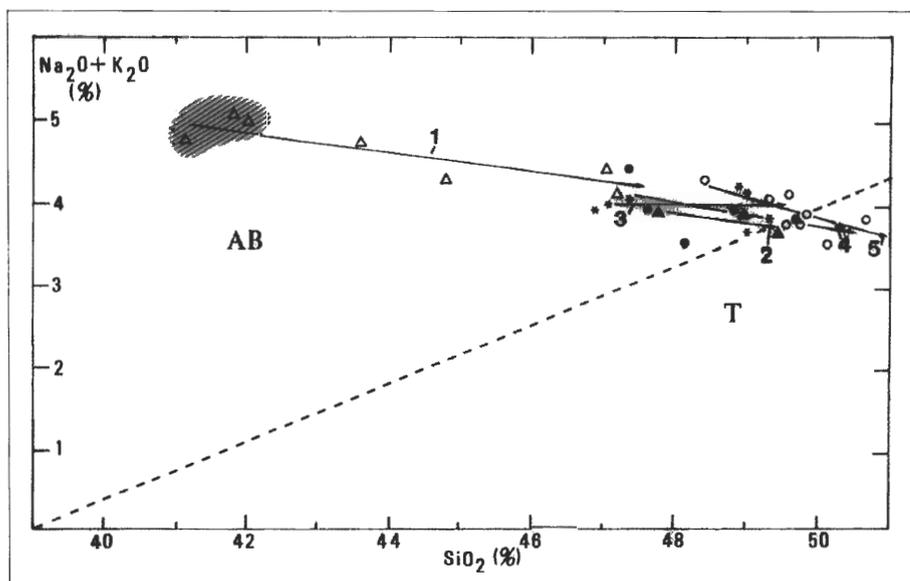


Fig. 38.- Diagrama silice-álcalis de materiales lávicos de la erupción de 1730. Las flechas indican el orden de emisión de estos materiales, agrupados en fases (1 al 5). Triángulos vacíos: Fase 1 (en rayado La Caldera de Los Cuervos, primer centro de emisión); Ídem llenos: Fase 2; asteriscos: Fase 3; círculos llenos: Fase 4; Ídem vacíos: Fase 5. AB: Campo de los basaltos alcalinos; T: Ídem de las toleitas. Explicación en el texto.

gías, que se hace evidente aún dentro de cada una de las diferentes fases, entrando en todos los casos a partir de la 2.<sup>a</sup> fase, en el campo de las toleitas olivínicas.

Las erupciones iniciales de la Caldera de Los Cuervos tienen predominio de materiales lávicos extraordinariamente básicos (basanitas nefelínicas). El siguiente episodio, Pico Partido, se inicia con materiales básicos y próximos a los emitidos por la Caldera de Los Cuervos, pero en el transcurso de la erupción estos materiales se diversifican en basaltos alcalinos y toleitas olivínicas. En la siguiente fase, Mñas. del Señalo, la evolución es aún más extrema hacia el campo de las toleitas olivínicas. Esta pauta de variación composicional es igualmente evidente en los episodios eruptivos siguientes de la erupción de 1730, característica que se acentúa en sus fases finales, como se evidencia en los materiales emitidos por Mña. de las Nueces y Mña. Colorada.

La presencia de términos de tendencia toleítica en las erupciones basálticas del siglo XVIII constituye una de las peculiaridades más controvertidas de este volcanismo, como fue puesto de manifiesto por Fúster et al. (1968) a partir de los datos analíticos de Fúster, Ibarrola y López Ruiz (1966) y de Ibarrola y López Ruiz (1967), trabajos donde se indicaba el carácter más ácido de los materiales basálti-

---

cos correspondientes a la erupción de 1730 en relación con los de la de 1824. Posteriormente **Brandle y Fernández Santín (1976, 1979)** pusieron en duda el carácter toleítico real de este volcanismo, efectuando, en base a los datos analíticos disponibles en el «Banco de Datos del Departamento de Petrología de Madrid», un análisis crítico de la sistemática de clasificación propuesta por diversos autores para la separación de las series basálticas toleíticas y alcalinas. Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo confirman sin embargo que parte de los puntos proyectivos en el diagrama sílice-álcalis (Fig. 3.8.) quedan incluidos inequívocamente en el campo toleítico, aun cuando la mayoría de los términos presenten marcado carácter alcalino.

### **Petrología de elementos mayores.**

El examen en detalle de los datos geoquímicos de los materiales de 1730 pone en evidencia la diversidad composicional en lo referente a sus concentraciones en elementos mayoritarios, como se había puesto en evidencia con la aplicación de criterios normativos para su clasificación. Especialmente significativas son las variaciones en el contenido en sílice, por lo que supone un elemento discriminante en su confrontación con los restantes óxidos mayoritarios. Los materiales emitidos durante la primera fase presentan importantes variaciones en composición, mientras que en las fases eruptivas posteriores la dispersión composicional es más restringida, tendiendo a agruparse en un rango similar —donde predominan los términos más silíceos— que enlaza con los correspondientes al final de la primera fase (ver Fig. 3.8).

Los diagramas de variación interelemental, indicados en la (Fig. 3.9), presentan correlaciones poco significativas en relación con el incremento de sílice, a excepción de las marcadas variaciones observables en los contenidos en magnesio, potasio, fósforo, y en menor proporción, el titanio. Es precisamente la disminución en la concentración de potasio al progresar la erupción, el factor responsable de que los puntos proyectivos correspondientes a la confrontación de los contenidos en sílice frente a la suma de álcalis —indicados en la (Fig. 3.8)— converjan hacia el campo de la serie toleítica, ya que, en contraposición, el contenido en sodio presenta pocas variaciones a lo largo del proceso eruptivo (ver Fig. 3.9).

En términos generales puede establecerse que, si exceptuamos el ligero incremento en el contenido en sílice y aluminio y las variaciones poco significa-

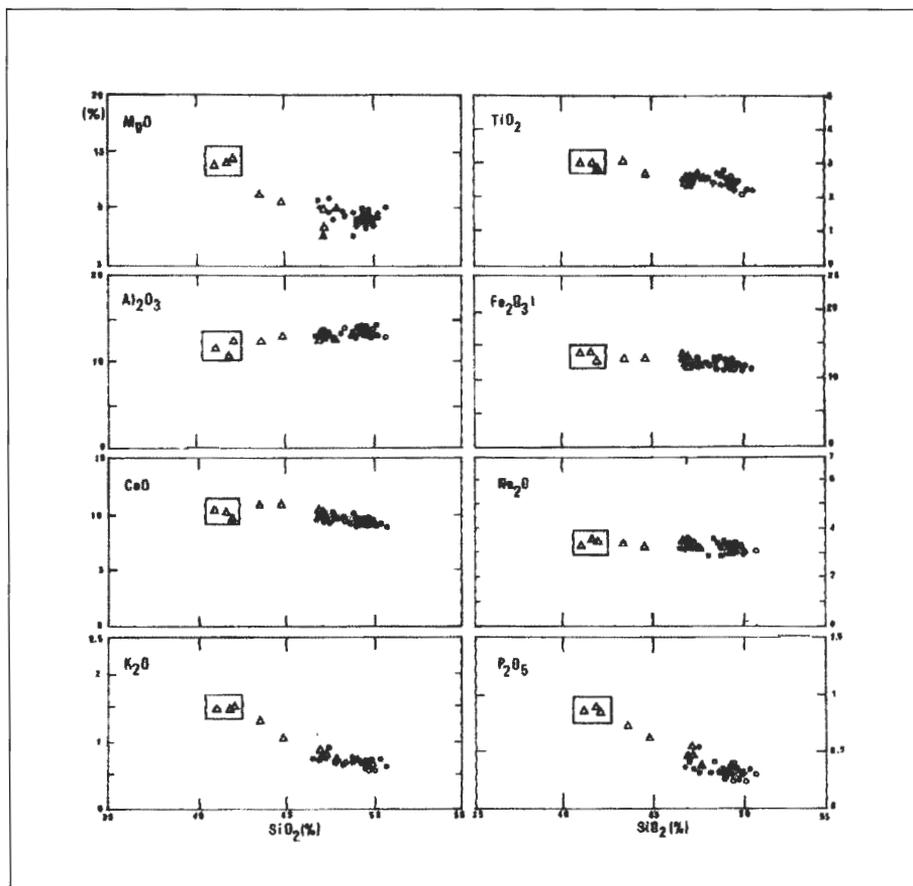


Fig. 3.9.- Diagramas de variación de elementos mayores (en %) de lavas de la erupción de 1730 (símbolos como en la Fig. 3.8). En recuadro la Caldera de Los Cuervos, primer centro de emisión de la erupción. Explicación en el texto.

tivas de hierro, calcio y sodio, los restantes componentes mayoritarios presentan variaciones geoquímicas tendentes a disminuir paulatinamente sus concentraciones a medida que se desarrolla la erupción.

### Evolución petrogenética.

A través de la identificación y evaluación del comportamiento que presentan los elementos minoritarios o traza, que por sus peculiaridades de bajo coeficiente de reparto hacen posible una aproximación al conocimiento del proceso

---

petrogenético, se pueden llegar a establecer las características de los magmas responsables del volcanismo y evaluar y cuantificar la incidencia que los procesos petrogenéticos —fusión parcial y cristalización fraccionada— han tenido en el condicionamiento de las características composicionales observadas en los materiales emitidos en esta erupción.

La metodología petrogenética utilizada en este trabajo ha sido extensamente desarrollada por diversos autores **Allegre y otros, 1977; Minster y Alegre, 1978; Minster y otros, 1977; Joron y Treuil, 1977; Allegre y Minster, 1978; Joron y otros, 1978**, y ha sido recientemente resumida por **López Ruiz (1986)**. Su aplicación al estudio de los materiales volcánicos de la erupción de 1730 se ha realizado mediante el planteamiento de diagramas binarios, en los que se confrontan concentraciones elementales de un elemento fuertemente incompatible (La y/o Ce), con bajos coeficientes de reparto ( $D \ll 1$ ) y cuya concentración es poco afectada por procesos de segregación de fases minerales, frente a otros que son susceptibles de ser incorporados en las fases mineralógicas de temprana cristalización. Los resultados obtenidos (Fig. 3.10) indican que en el caso de elementos que presentan coeficientes de reparto semejantes, como La y Ce, las relaciones interelementales muestran una marcada correspondencia lineal para los productos emitidos durante la erupción de 1730. Esta consideración puede asimismo hacerse extensiva a las relaciones entre el La (ó Ce) y otros elementos como Nb, Ba y Sr, que, aun cuando tienen coeficientes de reparto mayores que el elemento de referencia, presentan una marcada correlación. Se evidencia sin embargo una marcada dispersión en las relaciones La (ó Ce) frente al Rb y Zr. Esto parece indicar la existencia de diferencias en el origen de los magmas, probablemente en relación con cambios en la profundidad de generación. Por el contrario las relaciones entre los contenidos en Cr y Ni frente al La evidencian una marcada falta de correspondencia interelemental y la tendencia a presentar pocas variaciones frente al elemento de referencia.

Las relaciones observadas serían indicativas de que en el proceso petrogenético evolutivo del volcanismo, los mecanismos de cristalización y separación de fases minerales —plagioclasa, anfíbol y otras que virtualmente controlan el contenido de Rb, Ba, Sr, etc.— no han intervenido de forma significativa; sí por el contrario han tenido un papel relevante fases minerales como olivino, clinopiroxeno y magnetita, que básicamente controlan los contenidos de Cr y Ni. Estas consideraciones se corresponden con las observaciones petrográficas, en las que se ha indicado que en la práctica solamente los fenocristales

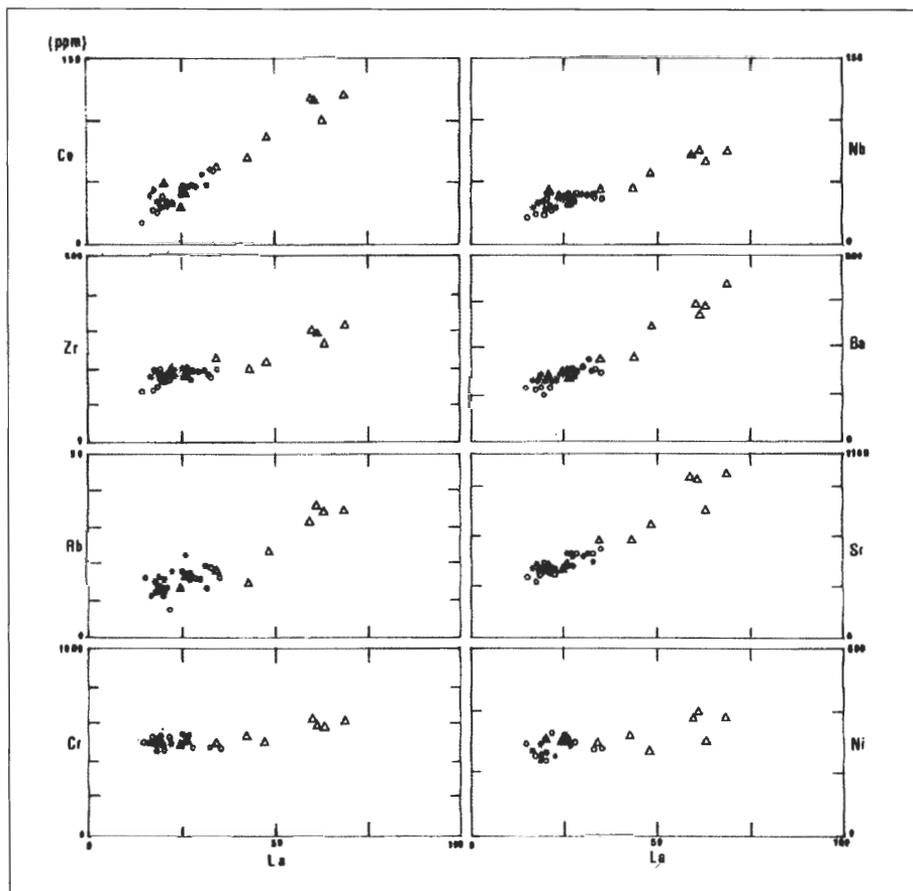


Fig. 3.10.- Diagramas de variación de elementos traza (en ppm) en lavas de la erupción de 1730. Los mismos símbolos. Explicación en el texto.

de olivino, conjuntamente con clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, constituyen las fases predominantes.

Se hace patente en todos los casos que en el proceso de evolución de las diferentes etapas del volcanismo, desde las primeras fases de la Caldera de Los Cuervos y Pico Partido hasta las fases finales de Mña. de las Nueces y Mña. Colorada, se ha generado un progresivo empobrecimiento en elementos fuertemente incompatibles y otros afines, llegando a valores de deflación extremos. Este empobrecimiento estaría relacionado con un extendido proceso de fusión parcial, que en los primeros estadios originaría fundidos relativamente enrique-

---

cidos en elementos incompatibles, tal como se observa en los materiales de la Caldera de Los Cuervos y primeros episodios de Pico Partido, y que al progresar originaría la continua extracción de materiales lávicos; se producirían así líquidos progresivamente más empobrecidos, a causa de la deflación originada en consonancia con el volumen de material emitido. Aun cuando este proceso de deflación puede seguirse sistemáticamente durante las diferentes fases eruptivas, debe sin embargo señalarse que, con el reinicio de cada fase, se observan incrementos en los contenidos de elementos incompatibles, lo que sugiere el aporte de nuevos fundidos enriquecidos. Estas pautas se hacen particularmente evidentes en las últimas fases de la erupción, donde el rango composicional es más extremo.

Las variaciones composicionales de los elementos compatibles, Cr y Ni, no están sujetas a las mismas pautas de comportamiento que en el caso de los elementos incompatibles, ya que sus concentraciones están relacionadas con el grado de cristalización y segregación de minerales ferromagnesianos a lo largo del proceso eruptivo. La identificación de la existencia de procesos de cristalización fraccionada puede establecerse mediante el empleo de diagramas de relaciones logarítmicas interelementales como los propuestos por **Alegre y Minster (1978)**, **Minster y Allègre (1978)** y **Joron y otros (1978)**. En concreto, la relación  $\text{Log Cr/Log Ni}$ , indicada en la (Fig. 3.11), señala la existencia de procesos de fraccionación superpuestos a los de fusión parcial durante todas las fases del proceso eruptivo, aun cuando la fusión parcial sea totalmente predominante.

### 3.5 Modelo Petrológico.

Ya se indicó anteriormente la peculiaridad del proceso eruptivo de 1730-36 en relación con el volcanismo reciente de Canarias, destacando su larga duración y el elevado volumen de material lávico emitido, la continua migración de los centros de emisión a lo largo de una extensa fractura y la existencia de diferentes fases eruptivas con importantes variaciones composicionales, cada una de ellas con varios centros de emisión diferenciados. Esta gran complejidad de la erupción hace difícil la formulación de un modelo petrogenético único, capaz de armonizar los factores ya indicados: sucesión de eventos eruptivos, cambios en la composición de las lavas, etc. El objetivo propuesto por el cálculo numérico trata de establecer y cuantificar la incidencia que han tenido los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada en la generación y evolución de

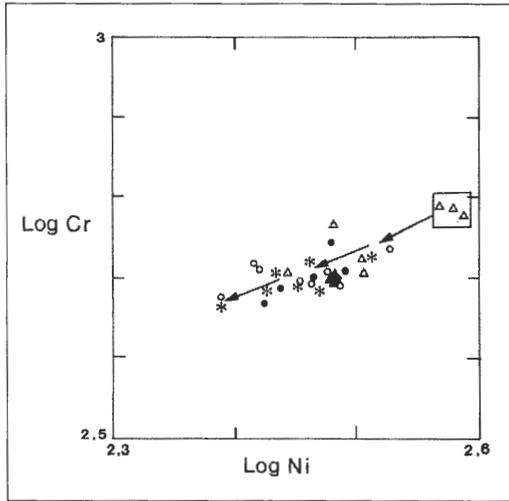


Fig. 3.11.- Relación cromo-níquel de lavas de 1730. Los mismos símbolos. Explicación en el texto.

los magmas, utilizando un mecanismo semejante al propuesto por **Barsley y Briggs (1984)** en las aproximaciones consecutivas entre los valores observados y los calculados. En el planteamiento del modelo se ha tratado de establecer la composición del material de partida del que derivaron los productos de la erupción de 1730, optándose por uno de características mineralógicas próximas a las de los enclaves peridotíticos (ver nota 9) englobados en cantidades muy elevadas en las lavas de 1730.

La concentración elemental del material primario se ha evaluado a partir de los materiales procedentes de la Caldera de Los Cuervos, centro de emisión con el que se inicia la erupción de 1730, constituidos por basaltos poco diferenciados ( $n.^{\circ}$  de Mg > 0.70) y con altos contenidos de níquel, que podrían considerarse representantes primarios o parentales, tal como sugieren **Frey y otros (1978)**. A partir de la composición modal del material primario propuesto por **Allegre y otros (1973)** y de la valoración de las concentraciones en elementos traza de los materiales originales (**Cuadro 3.6**) se ha planteado un proceso de fusión parcial fraccionada y/o en equilibrio, bajo condiciones modales, como mecanismo responsable de la génesis de los magmas, cuya segregación continua a medida que se forman permite la alimentación de las cámaras magmáticas.

El cómputo numérico se ha efectuado en base a las ecuaciones de **Shaw (1970, 1979)** sobre modelos de fraccionación de elementos traza durante los pro-

CUADRO 3.6.- Composición del material original (ppm).

Rb	2
Ba	40-42
Sr	70-72
La	4-5
Ce	7-8
Th	0.5-1.0
Y	2-3
Zr	20-22
Nb	6-8
Co	90-100
Ni	2000
V	150-160
Cr	1600

cesos de fusión, mientras que los valores de los coeficientes de reparto globales se han calculado en base a las proporciones modales de las fases mineralógicas de los materiales primarios y de los coeficientes de reparto cristal/líquido seleccionados por **López Ruiz y Rodríguez Badiola (1985)** y **Pearce y Norry (1979)**. El cálculo se hace extensivo a valores de fusión parcial comprendidos entre 5 y 25%, con objeto de cubrir el amplio rango composicional —basanitas, basaltos, toleitas olivínicas— observados en los materiales emitidos durante la erupción de 1730. Sobre los resultados teóricos resultantes de la fusión parcial se superpone un proceso de cristalización fraccionada, según las ecuaciones de **Rayleigh (1896)** y **Arth (1976)**, que simulan la separación de proporciones variables de olivino, clinopiroxeno y magnetita.

Los resultados obtenidos con la utilización de elementos trazadores del proceso petrogenético se presentan en la (Fig. 3.12), donde se han proyectado los valores analíticos obtenidos, sobre las curvas teóricas resultantes del modelo de fusión parcial y fraccionación propuesto, en correspondencia con los valores de  $F$ , representativos de las proporciones de líquido segregado. Se evidencia así una marcada coincidencia entre los valores teóricos que potencialmente se podrían derivar del modelo petrogenético propuesto y los valores analíticos observados; esta correspondencia es patente en lo que concierne fundamentalmente a los elementos incompatibles y en particular a los materiales emitidos durante la primera parte de la erupción. Las disgresiones del modelo que se observan en los contenidos de algunos elementos —Zr, Y y Rb— en las etapas

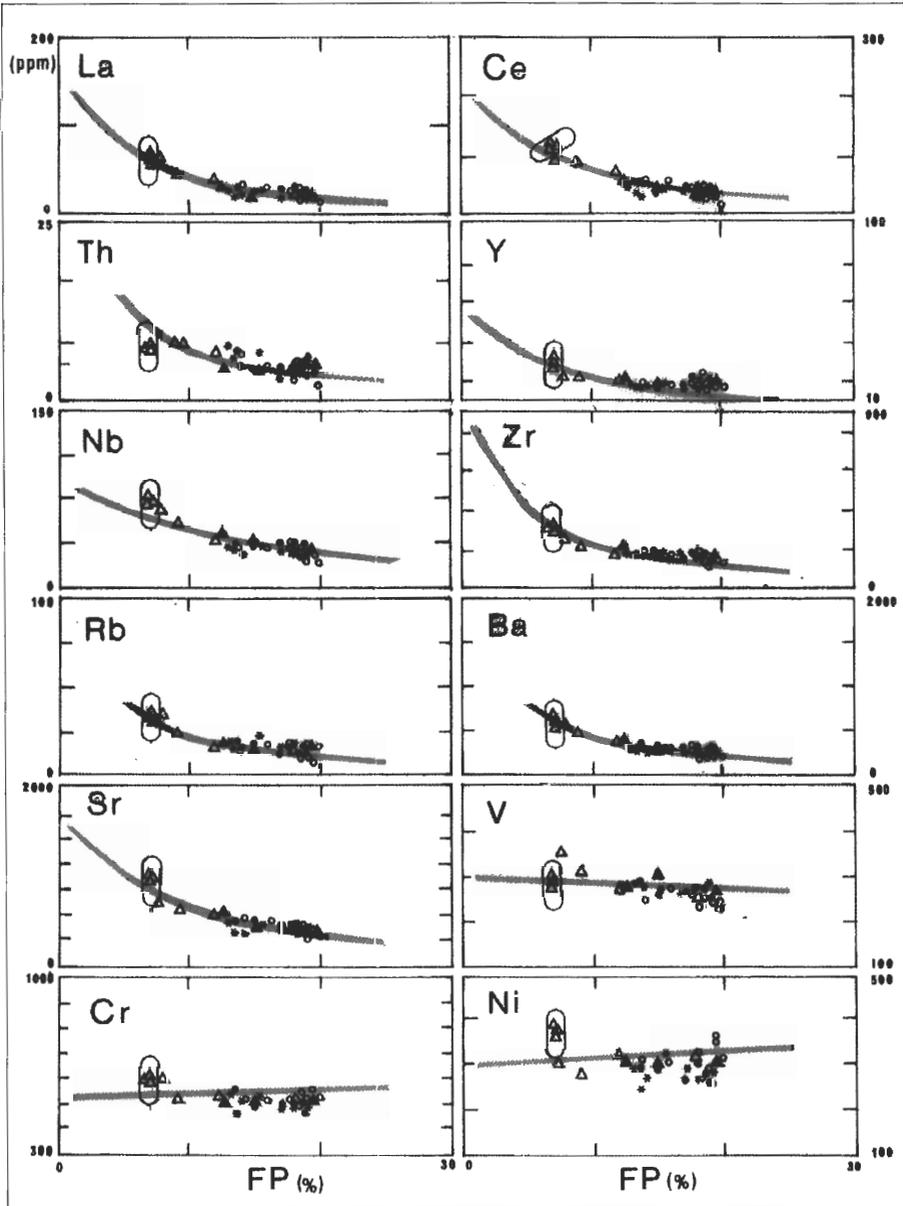


Fig. 3.12.- Relaciones composicionales entre la curva teórica resultante del proceso de fusión parcial propuesto y los valores experimentales obtenidos para las diferentes fases volcánicas de la erupción de 1730. Los mismos símbolos. Explicación en el texto.

---

finales de la erupción pueden ser indicativas de variaciones composicionales de las paragénesis de los materiales primarios, como por ejemplo la presencia de flogopita (**Sagredo, 1969**), que condicionarían el aumento de la concentración de estos elementos en el fundido. En cuanto a los elementos compatibles —Cr y Ni—, se observa una mayor dispersión composicional en relación a las curvas teóricas de fusión parcial y cristalización, lo que podría explicarse por el carácter global del proceso de fraccionación testado, que no contempla algunos de los procesos de acumulación de fenocristales de olivino.

Como síntesis de este modelo se deduce que los términos basaníticos estarían relacionados con bajas tasas de fusión parcial (7-7.5%), los **basaltos olivínicos y alcalinos** con valores comprendidos entre el 12-15% y los términos **basálticos con tendencias toleíticas** se corresponderían con tasas de segregación superiores al 17%, alcanzando límites cercanos al 20%, resultados congruentes con los propuestos por **Frey y otros (1978)**. Por otra parte, los líquidos originados por fusión parcial han sufrido un proceso de cristalización fraccionada general, que ha supuesto la segregación de cristales de olivino, clinopiroxeno y magnetita y de líquidos residuales en proporciones elevadas (93-95%). Esta valoración se ha efectuado mediante balance de masas (**Bryan y otros, 1969; Morris, 1984**), deduciendo la cuantificación de las fases minerales (ver Cuadro 3.4) que han intervenido en el sistema, a partir de las composiciones de los magmas iniciales y sus derivados.

Estos resultados sugieren la existencia de variaciones en los mecanismos de generación de los magmas responsables de la erupción de 1730. La fase inicial de la erupción (Caldera de Los Cuervos y Pico Partido) respondería a un mecanismo magmático bajo condiciones de presión y temperatura semejantes a las que han dado lugar a las erupciones recientes de Lanzarote y del Archipiélago, con bajos grados de fusión y magmas relativamente enriquecidos en elementos incompatibles. Es en las etapas siguientes donde la erupción de 1730 adquiere su carácter singular, con un empobrecimiento sistemático de estos elementos y en las que los magmas evolucionan hacia contenidos en elementos trazas alejados de la composición originaria, hecho que parece indicar que, a partir de la primera fase, cambian las condiciones termodinámicas responsables del magmatismo.

De acuerdo con los datos experimentales de **Green y Ringwood (1967)** y **Green (1971)**, la composición de los magmas basálticos generados por procesos de fusión parcial no es determinada por la profundidad a la que tiene lugar el proceso de fusión, sino por aquella en la que el magma se separa del residuo cristalino. Aun cuando los procesos de generación de los magmas en el manto son comple-

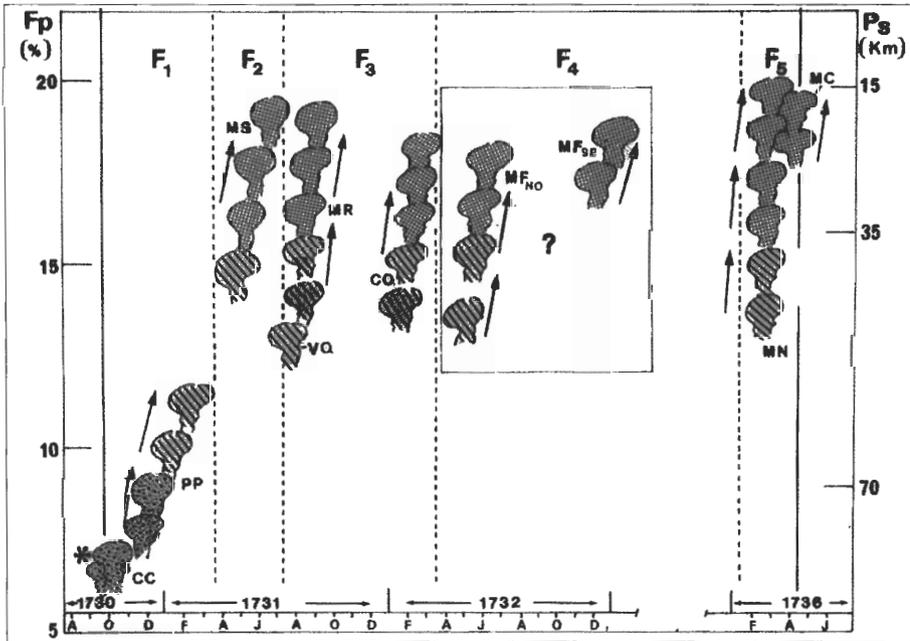


Fig. 3.13.- Representación muy esquemática de las variaciones en las tasas de fusión parcial calculadas y en la composición de los magmas durante el desarrollo de las sucesivas fases eruptivas de 1730. El inicio y duración de los episodios volcánicos se ha deducido de los relatos de la época (ver Cuadro 3.3). CC, PP, etc. como en la (Fig. 3.2). Punteado irregular: Basanita; Rayado: Basaltos; Punteado regular: Toleitas. La distribución temporal de la fase 4 es muy especulativa por falta de referencias. Explicación en el texto.

jos, los resultados experimentales obtenidos por estos autores indican que a profundidades superiores a los 70 km. y con bajas tasas de fusión se segregarían magmas de naturaleza basanítica; a 35-70 km. y grados de fusión parcial moderados se producirían líquidos basálticos alcalinos y a 15-35 km. y elevados índices de fusión los líquidos cambiarían hacia toleitas olivínicas.

### 3.6 Implicaciones en el sistema de alimentación interna de la erupción de 1730.

Las conclusiones que hemos alcanzado en el estudio petrológico de los materiales de 1730 nos permiten abordar, siquiera sea tentativamente, un modelo del sistema de alimentación magmática de esta erupción.

En la compleja historia de esta erupción, resultado de múltiples eventos de generación de magma por procesos de fusión parcial, parecen evidenciarse dos estadios claramente diferenciados. En el primero de ellos, correspondiente a la fase

---

inicial (Caldera de Los Cuervos-Pico Partido) el magma se habría generado a profundidades por encima de los 70 km., en la vertical del eje estructural. La emisión de materiales inicialmente muy poco diferenciados (basanitas nefelínicas) se produciría de forma similar a las restantes erupciones recientes de Lanzarote, por conductos asociados al eje estructural, sin que sea evidente una alineación definida de los aparatos volcánicos. En el desarrollo de esta fase, cuya duración (unos 3 meses) hubiera sido asimismo normal en las erupciones de este tipo en Canarias, se produce una evolución desde los términos basaníticos hacia basaltos alcalinos, lo que parece indicar un sistema de producción magmática cerrado. En algún momento de esta primera fase, el frente de generación de magma se desplaza en sentido lateral y hacia arriba a favor de una fractura de gran desarrollo asociada al eje estructural, emplazándose a profundidad intermedia (unos 50 km). En el escenario resultante existirían dos fuentes de generación de magma a diferente profundidad, relacionadas entre si. Este modelo podría explicar los bruscos y extremos cambios, composicionales observados en episodios eruptivos muy breves. En cada una de estas fases eruptivas los materiales iniciales son siempre basaltos alcalinos, evolucionando en su desarrollo hacia términos toleíticos (Fig. 3.13). Esta pauta constante de emisión de basaltos alcalinos-evolución a toleitas-reposo-basaltos alcalinos, parece sugerir que esta zona de magmatismo intermedia funcionó en efecto como un sistema semicerrado, en que las altas tasas de material emitido superaban la capacidad de realimentación desde niveles más profundos, permitiendo la rápida evolución del magma en cada evento eruptivo; los períodos de reposo favorecerían esa realimentación, volviendo los magmas a su composición basáltica inicial. En las emisiones muy seguidas, sin apenas período de reposo, se evidencia este fenómeno, al reiniciarse la emisión con materiales que no llegan a recuperar totalmente la composición inicial, como se ilustra en el caso de la Mña. Colorada (Fig. 3.13).

La presencia de esta zona intermedia de producción de magma, de gran desarrollo longitudinal congruente con el eje estructural, se pone de manifiesto asimismo en el transcurso de las fases 2 y 3 de la erupción, en las que las emisiones se producen sin solución de continuidad en puntos muy alejados de la fractura (al menos 13 km, ya que las emisiones de la 3.<sup>a</sup> fase parecen iniciarse mar adentro en el extremo occidental de la fractura, en cuyo caso esa distancia podría ser considerablemente mayor), lo que parece indicar la llegada a la superficie de forma diferenciada de materiales procedentes de esta zona intermedia de generación.

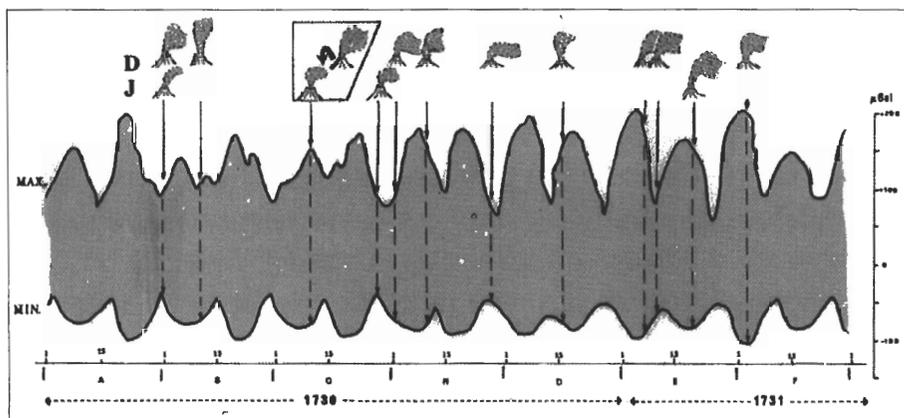


Fig. 3.14.- Correlación entre la fecha de ocurrencia de los principales episodios volcánicos de la erupción de 1730 y la amplitud de la onda de marea terrestre. Se indica en la figura la envolvente de las oscilaciones (máximos y mínimos) diarias. El período de análisis abarca únicamente los 6 primeros meses de la erupción, intervalo en el que se solapan los relatos de la Junta (J en la figura) y el Diario del cura de Yaiza (D). Los dos episodios enmarcados corresponden en realidad al reinicio de la actividad después de finalizar la erupción de la Caldera de Los Cuervos; aunque el Diario da como fecha el 18 de octubre, nos inclinamos a aceptar la fecha de la Junta: 10 de octubre. La curva ha sido determinada por Mariano García y Emile Klingelé, del ETH de Zurich.

Parece, pues, que esta derivación hacia una profundidad intermedia del área de generación de magma sería la circunstancia específica que confiere a la erupción de Lanzarote de 1730 su carácter peculiar, explicando su larga duración y la anómala composición toleítica de las lavas, no representadas en las demás erupciones del Archipiélago.

El conocimiento de la fecha de ocurrencia de los diferentes episodios volcánicos durante la erupción de 1730, deducidos de los relatos de testigos oculares —la Junta de Lanzarote y el Diario del cura de Yaiza— nos permiten analizar su posible correlación con los ciclos de marea terrestre. La influencia de estos ciclos, especialmente los relacionados con las fases lunares, fue puesto de manifiesto por **Hamilton** en **1973**: los esfuerzos de componente vertical impuestos por las mareas terrestres sobre la corteza —con máximos y mínimos de periodicidad aproximadamente quincenal—, pueden actuar como elemento desencadenante y de modulación de las erupciones volcánicas y de sus diferentes episodios. Otros autores han encontrado asimismo una clara tendencia en algunos aparatos volcánicos a activarse coincidiendo con mínimos de amplitud de la componente vertical de las mareas terrestres: **Johnston y Mauk (1972)** en el Stromboli (Islas Eolias, Italia); **De Mendoca (1962)** en la erupción del Capelinhos (Azo-

---

res); **Golombek y Carr (1978)** en la erupción de 1879 del volcán Islas Quemadas (Lago Ilopango, El Salvador).

En el caso de la erupción de Lanzarote de 1730 hemos considerado únicamente el período que abarca desde el inicio de la erupción hasta febrero de 1731, por ser el intervalo en que las fechas de los episodios descritos tienen mayor fiabilidad. En los resultados obtenidos, que se muestran en la (Fig. 3.14), esta correlación no es totalmente aparente, aunque sí parece deducirse una cierta modulación de la fecha de ocurrencia de los diferentes episodios en relación con la curva de ciclos de marea.

## NOTAS

- 1 Los materiales volcánicos, que tienen en general un elevado contenido en minerales ferromagnesianos, se orientan, al enfriarse, en la dirección del campo magnético terrestre (CMT) presente en ese momento. Estas direcciones impresas en las rocas pueden determinarse mediante técnicas de laboratorio. Por otra parte, el vector del CMT experimenta cambios en el tiempo: en dirección, sentido e intensidad. Las variaciones en dirección (Curva de Deriva Polar) y en sentido (Inversiones geomagnéticas) se utilizan como métodos clásicos de datación de largo período, que sólo pueden detectar diferencias de edad superiores a varios centenares de miles de años.

Existe, sin embargo, una pauta de cambio del CMT de muy corto período, con variaciones que llegan a ser de 20-30 grados en tan sólo 1.000 años. Estas «*variaciones seculares del CMT*» se conocen desde su descubrimiento por Gellibrand, en 1635. Como ejemplo, el CMT en la zona de Londres ha cambiado gradualmente de 11.5 °E a 24 °O desde 1576 a 1823. Si definimos la curva de variación o deriva secular (CDS) para una zona determinada —a partir de materiales de edad conocida— dispondremos de un método de datación, por correlación, de una gran precisión, capaz de detectar diferencias de edad de tan sólo 25 o 50 años.

La CDS de Canarias, definida a partir de lavas históricas y datadas del Archipiélago (Soler, Carracedo y Heller, 1984), presenta diferencias de hasta 30 grados en inclinación y declinación en el período que abarca desde el Siglo XV hasta la actualidad, constituyendo un método adecuado para la datación de rocas de hasta 1.500-2.000 años de antigüedad.

- 2 La existencia de una «vieja» montaña de Timanfaya es idea bastante extendida entre los geólogos que han estudiado la zona. Lo resume muy bien Hernández Pacheco (1909) al decir: «*Fácilmente se aprecia que la cresta es de lavas antiguas y de capas de tosca que asoman aquí y allá en las abruptas escarpas a través de las escorias y lapilli modernos, y que corresponde a la vieja montaña de Timanfaya, muy destruida por las erupciones del siglo XVIII.*». Más adelante se refiere al Lomo del Azufre como el borde de un viejo cráter. Hemos podido comprobar, en efecto, que la extensa planicie ondulada recubierta de lapilli rojo de gran espectacularidad, que se encuentra al sur del grupo de Timanfaya y rodeada por las lavas de 1730, parece corresponder a un gran cono volcánico completamente destruido, con estructuras concéntricas de colapso claramente visibles en fotografía aérea, que son precisamente las que dan el aspecto escalonado a la zona.
- 3 La Caldera de Santa Catalina está prácticamente libre del manto de piroclastos que, con un espesor de varios metros en algunas zonas, recubre los edificios anteriores a 1730, excepto precisamente a esta Caldera; únicamente puede apreciarse una tenue capa de lapilli, que parece proceder de las vecinas Mñas. del Señalo. En el pequeño domo de lava que ocupa el fondo del cráter pueden verse pequeñas bombas volcánicas soldadas a la lava, cuya trayectoria de impacto parece señalar, en efecto, al grupo de las Mñas. del Señalo como el punto de origen.

Al este de la Caldera de Sta. Catalina aparece un pequeño centro de emisión adventicio, que se apoya sobre la Mña. de Los Rodeos; aunque está muy destruido por las extracciones de lapilli, en los cortes pue-

---

den verse piroclastos de aspecto muy reciente, entre los que aparecen bombas de gran tamaño (incluso de más de 1 m de diámetro); se trata indudablemente de piroclastos de facies netamente proximal, que de ninguna forma pueden proceder sino de este mismo centro de emisión. Tanto la propia Caldera como este centro adventicio están rodeados por las lavas de las Mñas. del Señalo, por lo que parece lógico pensar que corresponde a la primera fase de la erupción. En nuestra opinión, la Caldera de Santa Catalina es, en realidad, una de las dos bocas que se abrieron el 10 de octubre de 1730 a 3/4 de legua (unos 4 kms) del centro de emisión del 1 de septiembre (Caldera de Los Cuervos). Esta boca, localizada según el relato de la Junta «*muy cerca de Sta. Catalina*» —la Caldera de Sta. Catalina—, estaría a su vez a «*un tiro de buén mosquete*» de la otra, «*contigua a Mazo*» —Pico Partido—.

En realidad la distancia entre estos centros de emisión, alineados en dirección NO-SE, es de sólo 3 kms en línea recta, pero hemos podido comprobar —a través de las distancias indicadas en los relatos entre accidentes geográficos y poblaciones existentes en la actualidad— que su apreciación de las distancias era bastante laxa. En efecto, en el mismo informe de la Junta (los mismos autores) podemos leer: «*De esta villa (se refieren a Haría) a Yaiza cuatro leguas y media. De Yaiza a la ultima punta de la Isla, que es la Pechiguera, avra legua y media*». Como estas distancias son de 34 y 15 km respectivamente, su apreciación de la legua sería de 7.5 y 10 km en cada caso. Sin embargo, más adelante dan una distancia de 3 leguas entre la Punta de Fariones y Haría, lo que supone una equivalencia de 3.5 km/legua. Por su parte, el cura de Yaiza dice que el punto inicial de la erupción se localizó a dos leguas de Yaiza; como la Caldera de Los Cuervos dista 8 kms de este pueblo, el valor resultante de 4 kms/legua es coherente.

Por otra parte, entre la Caldera de Santa Catalina y Pico Partido hay 1 km en línea recta. Sabemos que están hablando personas que debían saber apreciar profesionalmente el alcance de las armas de fuego. Aunque le siguen llamando mosquete, se trata en realidad de fusiles, ya que este tipo de arma (calibre 16) se adoptó oficialmente en 1703. Según el Tratado de Artillería de Tomás de Morla (1816), el alcance eficaz de estas armas era de unas 300 toesas (unos 600 m); el alcance real debía ser, sin embargo, mayor. En todo caso no llega a 1 km, que es la distancia que separa ambos conos. Tal vez quieren dar a entender esa diferencia al recalcar que se trata de «*un tiro de buen mosquete*».

- 4 El hecho de que no existan diferencias en inclinación (sólo en declinación) entre los materiales de 1730 y los dudosos del Grupo II resta indudablemente capacidad de prueba al método. No puede descartarse algún fenómeno secundario (postdeposicional) que haya modificado en este sentido la remanencia magnética primaria en los materiales de estos edificios volcánicos concretos, aunque no hayamos podido encontrar evidencia de laboratorio en este sentido.
- 5 Ver nota 2.
- 6 En cualquier caso, hemos dejado estos centros de emisión de dudosa asignación a 1730 fuera de los cálculos geoquímicos —como medida de precaución—, ya que esto no supone una modificación apreciable de los resultados. Su composición es similar a los de la primera fase (ver Fig. 3.7), lo que parece indicar que, en todo caso, se trataría de centros de emisión de la fase inicial de la erupción.
- 7 En un intento de contrastar los datos obtenidos en la aplicación de la CDS se han determinado las paleointensidades de lavas de algunos edificios volcánicos representativos de los grupos que venimos considerando. Las paleointensidades constituyen un método de datación absoluta que se basa en el supuesto de que éstas reflejan una variación constante, de período más largo que la deriva secular, de la intensidad del CMT, que en los últimos 2.000 años ha aumentado progresivamente hasta alcanzar un valor de  $10.70 \times 10^{22} \text{ Am}^2$  para el momento total de dipolo, desde  $8.45 \times 10^{22} \text{ Am}^2$  en la actualidad (McElhiny y Senanayake, 1982). Estos valores han sido determinados en Canarias para los últimos 2.500 años a partir de materiales volcánicos de edad conocida, encontrándose una variación constante desde  $8.45 \times 10^{22} \text{ Am}^2$  para el momento actual (Teneguía, 1971) a  $12.36 \times 10^{22} \text{ Am}^2$  en lavas de Mña. Blanca, datada por  $C^{14}$  en 2.500 años (Solér, 1986).

Las paleointensidades se determinaron sobre 11 muestras de cinco edificios volcánicos diferentes, empleándose el método Thellier-Thellier (1959). La mayoría de las muestras presentan resultados aceptables: únicamente en las de Mña. de Mazo no ha podido definirse un valor suficientemente fiable de la paleointensidad ya que sus materiales pierden más del 40% de la remanencia en el corto intervalo de 25 °C, siendo este margen en las temperaturas de bloqueo excesivamente estrecho para este tipo de determinaciones.

---

Del análisis de los resultados (ver el Cuadro 3.2) se deduce que este método no presenta una resolución equiparable a la CDS. Parece, sin embargo, que los datos obtenidos por ambos métodos concuerdan aceptablemente, presentando los materiales de 1730 (Calderas Quemadas, Caldera de Los Cuervos) valores inferiores a los del grupo II (Calderas del Corazoncillo y Sta. Catalina) y ambos muy inferiores a los de la Mña. de Juan Perdomo (Grupo I).

- 8 Ver mapa de la (Fig. 3.3) y la sección 4 del capítulo 2.
- 9 Como ya indicara **Sagredo** en 1969, los enclaves peridotíticos más frecuentes de la isla de Lanzarote están constituidos predominantemente por cristales de olivino (dunitas) y en menor proporción por ortopiroxenos (harzburgitas) y clinopiroxenos (lerzolititas); aparecen también espinelas (cromitas) como accesorio y más raramente plagioclasas y flogopita, no habiéndose encontrado granate. Estas paragénesis minerales son semejantes a las propuestas por **Allegre y otros (1973)** como material de partida: **Moda** (50% Olivino, 25% Ortopiroxeno, 20% Clinopiroxeno y 5% de Espinela) para la generación de corteza oceánica. En la erupción de 1730 abundan extraordinariamente los enclaves en la primera fase (Caldera de Los Cuervos y Pico Partido) y en la última (Mña. Colorada), pero no en el resto, donde aparecen en efecto enclaves, pero muy dispersos en las lavas.
- 10 Según hemos podido comprobar en conversaciones con vecinos de Tinajo, se ha conservado la tradición oral de que el poblado de Sta. Catalina estaba ubicado entre la Mña. de este nombre (situada unos 500 m al norte de la Caldera de Sta. Catalina) y la Mña. de Los Rodeos. Por consiguiente, este centro eruptivo estaría en efecto situado «sobre» el poblado.
- 11 En los mapas se da intuitivamente a este cono volcánico el nombre de Caldera de Sta. Catalina y Caldera de La Rilla, siendo evidentemente preferible utilizar el primero de ellos. Algunos autores asignan la Mña. de Mazo a esta primera fase de la erupción de 1730 (**Hernández Pacheco, 1909; Bravo, 1964; Alonso y otros, 1967; Cendrero y otros, 1967a, 1967b**), en cuyo caso habría que pensar que sería esta la «boca eruptiva» del 10 de octubre contigua a Mazo; varios hechos parecen desmentir sin embargo este supuesto además de la datación paleomagnética citada (efectuada en este caso en materiales piroclásticos y en coladas, lo que confiere mayor fiabilidad). En efecto este cono volcánico es anterior a las coladas iniciales de Pico Partido y, al parecer, a las de la Caldera de Los Cuervos, que se apoyan sobre ella, rodeándola; por otra parte, dista unos 5.400 m de la Caldera de Los Cuervos y casi 2.200 m del cono más próximo de Pico Partido (casi 4 kms de la Caldera de Sta. Catalina), distancias que no concuerdan con las indicadas en los relatos. En este caso nos inclinamos a pensar que se trata de un centro de emisión correspondiente a una fase eruptiva anterior a 1730.
- 12 Ver nota 3.
- 13 En relación con estos 3 centros de emisión que se alinean con el principal de Pico Partido en dirección 80° N, parece que podría tratarse de las tres bocas nuevas a las que hace referencia la carta que envía la Junta al regente el 23 de noviembre de 1730, donde dicen «*estando escribiendo esta, hemos tenido aviso, que el Bolcan ha abierto tres bocas, todas contiguas a la que tenía viva* (Pico Partido, único centro activo a partir de primeros de noviembre, en que se «apaga» la Caldera de Sta. Catalina); *hace mucha mas llama, que estos días...*».
- 14 Algunos autores ponen en duda la prolongación a 1736 de la erupción basándose en referencias de **Hernández Pacheco (1909)** y **Castillo (1737)**, que aluden a que ésta «*duró cuatro años*». A nuestro juicio esta suposición carece de fundamento. El propio Hernández Pacheco hace numerosas referencias en este mismo trabajo a la erupción de «1730-1736», mientras que Castillo, aunque indica «*Esta isla la destruyó, quasi la mitad un furioso volcán que rebentó el día Viernes primero de Septiembre del año millseptecientos y treinta...*, que repitió abriendo diversas vocas, *cuatro años...*» titula el capítulo de su obra donde aparece este texto «*Volcán de 1730-1736 y otros*» (**Santiago, 1960**). Existen otras referencias incorrectas a la duración de esta erupción, como la de **Kerhallet (1851)**, que la cifra en 3 años (1730 a 1733), pero todos los autores que se han detenido en la descripción de este fenómeno volcánico coinciden en su duración de 6 años (**Viera y Clavijo, 1783; Buch, 1825; Hernández Pacheco, 1909; A. de la Hoz, 1960**). Es posible,

---

sin embargo, encontrar una explicación a esta disparidad en las referencias a la duración de la erupción. Si analizamos los episodios eruptivos de 1730, cuyo desarrollo puede estimarse con bastante precisión a través de los relatos de la época, parece deducirse su corta duración: desde un par de semanas (Mña. Colorada) hasta 3-4 meses (Pico Partido), muy similar a la pauta seguida por las erupciones históricas del Archipiélago. Parece, pues, razonable suponer que entre el final de la actividad de las Mñas. del Fuego, iniciada a principios de 1732, y el inicio de la erupción de Mña. de Las Nueces, en marzo de 1736, se hubiera producido un período de reposo de al menos dos años, discontinuidad que pudiera haber originado las interpretaciones mencionadas.

- 15 Nos cuenta Agustín Pallarés que ha oído comentar a vecinos de la zona como algunos han penetrado en el tubo volcánico que parte de la Mña. de Las Nueces (en su cara este) y, después de recorrer una gran distancia pasando por debajo de las lavas de Mña. Colorada, lograron salir por otro «jameo» en las cercanías de El Sobaco. Uno de los tubos volcánicos de Mña. de Las Nueces es el conocido como Cueva de Los Naturalistas, del que hace una detallada descripción **Hernández Pacheco (1909)**.
- 16 La considerable longitud alcanzada por una de las coladas iniciales de la Mña. de Las Nueces merece algunos comentarios. Se trata de una colada masiva, relativamente poco vacuolar y de superficie lisa, aunque abombada por grandes túmulos de presión y con crestas de compresión muy marcadas en los bordes de colada; discurre en dirección este —aunque intenta, sin conseguirlo, fluir al norte, hacia Tinajo, y al sur, por Tegoyo—. Después de pasar por Mozaga se bifurca en dos brazos, uno de los cuales logra alcanzar finalmente la costa a la altura del muelle de Los Mármoles, donde se adentra aún unos 300 m en el mar (según referencia directa de **A. Pallarés**, que hizo esta observación durante el acondicionamiento del puerto) después de recorrer una distancia de algo más de 20 kms. A 11 kms de la salida, cerca de Mozaga, conserva una potencia de unos 2 m. Composicionalmente se trata de un basalto alcalino con nefelina normativa. La temperatura de emisión de estas lavas, calculada a partir de la relación Fe/Mg, está entre 1.250 y 1.300 °C. Lo llamativo de esta colada es que por su longitud se sitúa justo en la envolvente límite calculada por **Walker (1974)** —a partir de coladas del Etna— para la longitud máxima que pueden alcanzar las lavas en función de la altura del punto de emisión. Este mismo autor ya indicó (**Walker, 1973**) que la distancia recorrida por las coladas está fundamentalmente controlada por las tasas de emisión, siendo ambos factores directamente proporcionales. Las lavas emitidas a tasas elevadas llegarán más lejos antes de enfriarse lo suficiente para que el aumento en la viscosidad impida el movimiento. Otros factores, como la pendiente e incluso la composición, aunque tienen influencia en este aspecto, son de menor importancia. Ya hemos visto como la Mña. de Las Nueces estuvo en erupción pocos días, como el volumen emitido es considerable, se deduce que las tasas eruptivas debieron ser muy elevadas. Por paralelismo con las relaciones long. máx./tasa de efusión obtenidas en lavas del Etna (**Lopes y Guest, 1982**), esta colada es el resultado de la emisión de 80-100 m<sup>3</sup>/s. Otros mecanismos típicos de emisiones de altas tasas —como las bocas efímeras y los tubos volcánicos— son muy abundantes en este centro eruptivo. El primero consiste en que, incluso a distancias de varios kilómetros del punto de salida, la lava se escapa por su propia presión o aprovechando grietas en la costra externa solidificada de la colada, originando flujos de lava que discurren sobre esta capa externa consolidada; este fenómeno indica que la lava mantiene a estas distancias, por debajo de la costra térmicamente aislante, condiciones reológicas muy similares a las del punto de salida, lo que explica sus largos recorridos. El gran tubo volcánico (ver nota 15) que acompaña a estas lavas al menos hasta las cercanías de Mozaga —visible por el rosario de jameos—, es un excelente mecanismo en la consecución de largos recorridos por las coladas; al inhibir la pérdida de calor por irradiación a través de la superficie. Los tubos lávicos permiten el tránsito de lava en su interior en condiciones reológicas adecuadas para el flujo a muy largas distancias. A igualdad de tasa de emisión, las coladas con tubos alcanzan distancias considerablemente mayores. Las tasas eruptivas en la primera fase de la erupción (Caldera de Los Cuervos-Pico Partido) debieron ser también importantes; la posición de estos centros de emisión —que favorecía el flujo directo hacia el mar, a una distancia de entre 8 y 12 km— nos impide saber el máximo recorrido que hubieran alcanzado estas coladas. La morfología de las coladas parece indicar que las tasas de emisión en las demás fases debieron ser, en general, inferiores; son frecuentes los casos en que las coladas se detienen sin alcanzar el mar.
- 17 La localización y características de las muestras analizadas pueden solicitarse a los autores.

## 4 LA ERUPCIÓN DE 1730 Y EL RIESGO VOLCÁNICO

Nos centraremos en este capítulo en el análisis detallado de los efectos de la erupción de 1730 en la infraestructura económica de Lanzarote y en su población, así como en las medidas que se fueron adoptando para mitigar los daños y perjuicios a sus habitantes. A partir de este análisis, trataremos de extraer conclusiones en relación con el riesgo volcánico actual de la isla, su definición y zonificación y el planteamiento de respuestas en función de los diversos escenarios posibles para una eventual reactivación del volcanismo, de muy baja probabilidad en esta isla, pero en absoluto totalmente descartable.

En Lanzarote están presentes en la actualidad las manifestaciones volcánicas más espectaculares del Archipiélago, relacionadas precisamente con esta erupción de 1730: En la zona de las Mñas. del Fuego aparecen fuertes anomalías térmicas, que en el lugar denominado Islote de Hilario, superan los 600 °C a tan solo 13 m de profundidad. Este fenómeno, con toda probabilidad de carácter postvolcánico en relación con 1730, ha atraído el interés científico, es la base de una próspera explotación turística y originó grandes esperanzas en cuanto a su posible explotación como un campo geotérmico. Trataremos a continuación estos aspectos, así como sus implicaciones en el volcanismo activo y el riesgo volcánico de la isla.

### 4.1 Impacto de la erupción de 1730 en Lanzarote.

Para analizar el impacto que esta erupción produjo en la población y en la infraestructura económica y política de la isla, y los diversos tipos de respuesta adoptados y su eficacia, contamos con un auténtico dossier oficial de la época —el Legajo de la Real Audiencia, donde se recogen todas las actuaciones oficiales—, fuente inmejorable para analizar las medidas de protección civil adoptadas.

---

La primera reacción oficial, meramente «administrativa», a la erupción parte del regente de la R. A. de Canarias, que en carta dirigida el 13 de septiembre al alcalde mayor interino de Lanzarote, Melchor de Arvelos, le comunica «*que aviendo entendido que en esa Isla ha rebentado un Bolcan a los primeros días del mes corriente, y haziendome cargo del daño, que podra ocasionar el fuego en los granos empaxerados*», le encarga que «*eficazmente cuide con el maior desvelo, y aplicacion su resguardo, y quanto conduzca a hazer menos perjudicial esse daño, dandome quenta de quanto ocurra, para que dandola yo a esta R. Audiencia, se den por ella las Ordenes convenientes*».

Es interesante destacar que la primera noticia que tiene el Regente del inicio de la erupción parece ser en esta fecha del 13 de septiembre y no por vía de Lanzarote. Aún sigue sin noticias directas cuando, más tarde (20 de octubre), y una vez que tiene más noticias de la erupción «... *que nos avisan de Sta. Cruz, visto por el Capitán de un navío francés...*» ordena a Melchor de Arvelos «*que continúe la administración de Justicia; que mande a todos los de esa Isla y a todos los patrones de barco, no permitan salir ni reciban familias, granos, ni otros muebles...*». Más que ordenar una evacuación, está tratando el Regente de impedir el abandono precipitado de la Isla de personas y bienes, especialmente granos. Esto supone en la práctica una organización de los recursos ante la crisis, medida que desarrollará más adelante. También ordena en esta misma carta la restauración de «... *cuanto hubiere el fuego destruido y sea preciso para la manutención de esos vecinos*», e insiste «*que se cuide mucho de los granos, que se sacaron de los paxeros a causa del Bolcan; Que los que no puedan guardarse, se vaian gastando para todos essos vezinos con quenta, y valga para satisfacerlo de lo emparexado*».

Es seguro que estas personas, ilustradas, sabían la corta duración y escasos daños de las erupciones que habían ocurrido hasta entonces sólo en Tenerife y La Palma. En Tenerife habían conocido apenas unos pocos años antes las de Arafo, Fasnía y Siete Fuentes (diciembre de 1704 a febrero 1705), cada una de ellas de pocos días de duración y que no originaron prácticamente daños<sup>1</sup>, así como la de Garachico (1706), también de escasa magnitud pero cuyos efectos fueron importantes sobre la economía de Tenerife por el hecho excepcional de que sus lavas rellenaron la bahía y puerto de Garachico. Es posible pues que sobre estas autoridades encargadas del manejo de la crisis de 1730, pesara la idea del previsible corto desarrollo de la erupción y estuvieran pensando hacer acopio de recursos para afrontar los hechos sin programar la

---

evacuación o traslado de los habitantes a otras islas, asimismo con graves carencias de recursos para hacer frente a un súbito incremento de la población.

Al mismo tiempo que el Regente, informado vagamente del inicio de la erupción, diseña y ordena cumplir estas primeras medidas de protección civil (muy sencillas y obvias, por otra parte), las autoridades de Lanzarote han adoptado por su cuenta una serie de iniciativas de urgencia<sup>2</sup>, entre ellas la creación de una Junta provisional el 15 de septiembre<sup>3</sup>. A través de la carta que el Ayuntamiento envía al regente (17 octubre) con las primeras informaciones sobre el fenómeno volcánico, nos enteramos no sólo del desarrollo de la erupción como ya vimos, sino también del estado de ánimo general, de tintes dramáticos: *«porque por nuestras culpas hasta los Paxaros, y conejos con las inmundicias de Ratonos, y otros animalillos andan vagos por encima de dichas arenas sin tener de que alimentarse siendo todo lo insinuado nada en comparazion del dolor, que causa el lloro, y lamento de hombres, mugeres y niños, que se ven a rigores del ingrato elemento»*.

La situación debía ser realmente alarmante —no olvidemos que estas gentes jamás habían sufrido una experiencia semejante— y necesitada de una firme dirección y de toma rápida de decisiones, incluso la posibilidad de tener que evacuar a la población: *«... despojados de su propiedad y expuestos en los campos a la inclemencia de los tiempos... buscando simas incultas para alojarse en ocasión tan incómoda como la presente, a boca del invierno... por cuyo motivo y el de no haber casas en los lugares contiguos a los perdidos, ni aun en las mas distantes, para acoger gente... precisados de necesidad tan urgente han ocurrido (acudido) a este Cavildo los desamparados, instando sobre que los dejemos salir para las otras islas y sacar sus granos...»*. A esta angustiosa situación, se suma el pánico producido por la actividad sísmica asociada a la erupción: *«... y los continuos temblores que no cesan en toda la Isla, por que continuamente está palpitando<sup>4</sup>, a cuya vista los habitantes, especialmente el mugeriego (sic) se hallan rendidos al temor...»*.

La Junta provisional además de hacer lo posible *«... por alentar a los desanimados con el horror del fuego...»*, acuerdan *«... para consuelo de estos pueblos hemos determinado detener los Barcos que se hallen arribados...»*. El propósito de esta medida, aunque confusamente expresado, no es planificar una eventual evacuación, sino el de impedir la saca de granos de la Isla *«... porque esperamos que V.S. con la brevedad posible determine, para sosiego de alguna inquietud que se va reconociendo, que no tome cuerpo; mayormente cuando*

---

*el Administrador del Tabaco, la Cruzada y Bula, pretenden extraer diferentes porciones de granos, a que intentan preferencia los incomodados... esperamos que V.S. nos apresure sus órdenes...».*

Como vemos, tanto los gobernantes de Lanzarote como la propia Audiencia han coincidido por separado en este importante aspecto; si se permitía la salida incontrolada de personas y bienes, especialmente el grano, no sólo quedaría la isla totalmente desabastecida, sino que, probablemente, se hubiera perdido toda posibilidad de control de la crisis. La contundente respuesta a esto del Regente aparece en su decreto de 31 de octubre: «... *Aviendo visto la carta remitida por la Justicia y Regimiento de la Isla de Lanzarote y su consideración de los gravísimos perjuicios que podran seguirse a la causa pública, y contra el bien universal de todas estas Islas, y contra el servicio de su Magestad, de que aquellos vecinos desamparen la suya, sacando de ella sus bienes y granos... como assimismo la que pueden padecer aquellos Naturales totalmente pobres por la falta de su diario alimento, y de habitaciones bastantes para acogerse de los temporales*», la R. A. promulga un decreto comisionando a Melchor de Arvelos para que, su vez «*de orden a las demás Justicias de la Isla bajo graves penas, no permita que alguna de las familias de ella se embarque en Puerto, o caleta para pasar a otra. Que se de la misma orden bajo las mismas penas a los Maestros y Patronos de Barco para que no les reciban. Que no se permita con ningun pretexto, ni motivo, sacar granos de ninguna especie, aunque sean de personas, y Jurisdicciones privilegiadas hasta nueva orden*». Como vemos, el decreto es claro y concluyente, sin dejar resquicio a la picaresca. Para evitar esto precisamente ordena que se haga un cómputo —dice regulación o Tasmia— de todos los granos existentes en ese momento en la Isla<sup>5</sup>, de sus propietarios, de las cantidades perdidas y de la necesaria para el abastecimiento de la población y la nueva siembra, y todo «*con la mayor claridad*».

Otros dictámenes a destacar en este decreto disponen el traslado a Fuerteventura de los granos que no puedan asegurarse y los ganados que no puedan mantenerse en Lanzarote, así como el que ordena dar raciones diarias de pan y grano a los pobres de la isla, «... *a quienes no sea posible mantenerse con la diaria charitativa limosna...*»; en relación con su alojamiento, indica: «... *Si estos pobres no tuvieran las habitaciones bastantes para recogerse de noche y guarecerse contra los temporales, se les precise y ayude a que soliciten y fabriquen en el modo correspondiente al modo de vivir que antes tenían y al nuevo y miserable estado de la Isla*».

---

Podemos decir que, en conjunto, estas medidas de protección civil son acertadas. Este tipo de volcanismo por su baja explosividad y velocidad de flujo de lavas, no es directamente peligroso para las personas. El mayor peligro reside en los efectos secundarios, principalmente la falta de alimentos<sup>6</sup>, que afecta con mayor dureza precisamente a los más afectados por las pérdidas, o los de menos recursos; de ahí la referencia explícita a los «*Pobres*» en el texto de los dicámenes. En la carta de remisión que acompaña al mencionado Decreto, Juan Francisco de la Cueva insta a Melchor de Arvelos a su cumplimiento «... *Con la mayor aplicación, zelo y eficacia...*» y le expresa su propósito de devolver a Lanzarote, a través de la requisa «*al comercio*», aquellos granos que se sacaron de la Isla «... *para la manutención de los otras...*» antes de producirse la erupción. Como vemos, el diseño de protección civil es correcto y proporcionado al tipo de erupciones que podemos considerar «normales» en Canarias. Poco podían saber los encargados de dirigir esta crisis, que esta erupción de 1730 iba a ser precisamente «anómala», de magnitud y duración muy superior a la pauta normal del volcanismo reciente del Archipiélago.

Consciente la R. A. de la necesidad de formalizar un comité o Junta en la isla, que representara los diversos «poderes» con autoridad suficiente para hacer cumplir estas órdenes, manejar adecuadamente la crisis y mantenerle cumplidamente informado, o, como lo expresa el propio regente en el informe-resumen que envía al Rey el 4 de abril de 1731 «*para cuidar las confusiones correspondientes a tanta desgracia y lograr el acierto en la práctica de las providencias*», se «*formase Junta de los primeros sujetos eclesiásticos y seculares de aquella Isla, para su gobierno, sintiendo la Audiencia no tener bastante copia de Ministros, para embiar uno con esta comisión, y quedar con los prezisos para el despacho de pleitos y causas...*». En este decreto de 31 de octubre de 1730 se indica la composición que debe tener la Junta, además del alcalde mayor, que la preside: «*Seis diputados, que se compongan de dos Regidores (jueces), un eclesiástico, un militar, y dos hombres de honra, y conciencia*». En realidad la Junta quedará integrada por el capitán de caballería Melchor de Arvelos, Alcalde Mayor interino y juez comisionado de la Real Audiencia en Lanzarote; el coronel Pedro Britto, Gobernador de Las Armas; el Rector, Vicario y Comisario de los Santos Tribunales de Inquisición y Cruzada, Ambrosio Cayetano de Ayala; los tenientes capitanes Francisco Nantes y Félix Amaro, regidores; los dos hombres de honra son Melchor de Larena y Ayala y el teniente capitán de caballería Bernardo Cabrera. Vemos, pues, que finalmente la Junta acabará

---

constituida por seis militares, un eclesiástico —comisario del Tribunal de la Inquisición— y un civil. La abrumadora mayoría de militares en esta Junta, motivada por ser de esta profesión, además del alcalde y sargento mayor, los dos regidores y uno de los «*hombres de honra y conciencia*» elegidos, tendrá una gran incidencia en las medidas de protección civil que se adoptan y en la gestión global de la crisis, como veremos más adelante.

En el «dossier» de la R. A. figuran una serie de cartas que el Regente envía a distintas autoridades dando órdenes o información sobre los hechos. Hay cartas, —además de las citadas al Alcalde y Ayuntamiento de Lanzarote— dirigidas al Alcalde Mayor de Fuerteventura (30 de octubre), al Cabildo Eclesiástico (29 octubre)<sup>7</sup>, al Inquisidor más antiguo y al Juez Subcolector. Todos aceptan de buen grado o con «*resignada obediencia*» estas providencias, por lo que queda finalizado hasta este punto el diseño de protección civil ante la erupción. Estas medidas hubieran sido sin duda suficientes si, como ya hemos apuntado, ésta hubiera sido normal y no la mayor en varios órdenes de magnitud que ha conocido el Archipiélago en el período reciente y una de las mayores en su clase en el mundo. El que la erupción no termine sino que se refuerce con el paso del tiempo, origina finalmente la salida de la Isla de parte de sus habitantes. En carta de 30 de noviembre de 1730 del Alcalde Mayor de Fuerteventura (Gerónimo Falcón) al Regente, informa éste que el Gobernador de Armas de Fuerteventura le ha comunicado que «... *se le venian muchos vecinos sin su licencia y la del Alcalde Mayor...*» y le pide que dé órdenes en los puertos de desembarco para que no reciban a los que no dispongan de la preceptiva licencia. Se ha iniciado pues la evacuación descontrolada de la población hacia la vecina isla de Fuerteventura. El número de personas que se trasladan hasta esa fecha a esa isla es de 363.

Finalmente las autoridades ceden y, con fecha 9 de diciembre<sup>8</sup>, la R. A. promulga un Decreto de provisión en que se autoriza «... *a algunas familias sin habitación ni forma de hacerlas por su pobreza para que pasen a la isla de Fuerteventura, y no a otra, permitiéndoles sacar libremente los granos y muebles que fueren suyos...*». Como precaución se ordena que queden en Lanzarote «... *el vecindario suficiente para sostenerla contra cualquier invasión...*» pero que «... *no se dejen con ningún pretexto ni motivo perecer personas...*».

Es evidente que las medidas iniciales para el manejo de la crisis ya han sido sobrepasadas por los hechos y la preocupación es ahora el mantenimiento en la Isla del mínimo de personas necesario para su defensa. Y hay que te-

---

ner en cuenta que aún se está en el inicio de la crisis —primera fase, erupción de Pico Partido—; la erupción progresará en sus efectos devastadores, dando lugar a la apertura de numerosos nuevos centros de emisión y recubriendo grandes extensiones adicionales con lavas y piroclastos, proceso que continúa al menos hasta el año 1732, en que las erupciones parece que se localizan y fijan en un área (Mñas. del Fuego), se espacian en el tiempo y las circunstancias llegan a un equilibrio que permite que los habitantes logren acostumbrarse y convivir con los volcanes.

Del desbordamiento de las medidas de protección civil adoptadas da idea lo descrito en documentos de 1731. El 12 de enero, en carta a la Junta de Lanzarote expresa el Regente su preocupación por el mantenimiento del orden público, de que puedan darse «... *circunstancias de confusión tumultuaria...*». La falta de coordinación y relajamiento de los planes iniciales se hacen evidentes en las quejas expuestas en carta del 12 de enero de 1731 por el Regente a la Junta de Lanzarote, de no haber tenido desde el 23 de noviembre pasado (1730) «... *ni por vía de Sta. Cruz ni en derechura noticias de esa Isla...*». En esta misma carta expresa: «... *habiéndose dado órdenes repetidas para que estén en los Puertos de esa Isla todos los barcos precisos para la práctica de los proyectos dados en alivio de esos Naturales, me causa mayor admiración el silencio que se experimenta...*». Más adelante, en la misma carta pide información urgente sobre el desarrollo de la erupción, con objeto de dictar «... *qué providencia se necesite nueva para su alivio, poniendo en práctica el de la permisión de sacar granos libremente, a que fuesen suyos, a las familias que pasasen o hayan pasado a Fuerteventura, pues no es razón que les llenemos la Isla de Pobres, y que estos vayan sin los granos que puedan multiplicar para el beneficio comun y particular, sembrando en Fuerteventura...*».

Es en este momento (29 de enero de 1731) en que el regente recibe una carta muy atrasada de la Junta (con salida 29 de diciembre de 1730) respondiendo a su solicitud de censar los recursos de granos y las personas que podían subsistir en la Isla. Según el parecer de la Junta, sólo podrán mantenerse<sup>9</sup> «... *Con mucha incomodidad cuando mas seiscientos vecinos*<sup>10</sup>, y que los cuatrocientos que no pueden mantenerse en ella necesariamente han de irse y partir a esa Isla (Gran Canaria) y parte a la de Tenerife, Palma, Hierro y Gomera...» y previene contra el hecho de encauzar toda la evacuación hacia Fuerteventura, como quedó ordenado en principio, porque «... *es poner aquella Isla en grande aprieto o para no querer salir para ella los que previenen mayores trabajos, dejar expuesta ésta a una total ruina de hambre y necesidad...*».

---

La insolidaridad de algunos, el afán de lucro y el «sálvese quién pueda» se ponen ya de manifiesto en estas fechas (diciembre 1730), tanto por las instituciones «... *las mas de veinte mil (fanegas de grano) que pertenecen al Cabildo Eclesiástico, Catedral y Parroquias, Beneficios, Bulas y Tabaco, las que no ha permitido esta Junta que embarquen, aunque lo han intentado los dueños y administradores de dichos granos...*»<sup>11</sup>, como por particulares «... *con las providencias dadas para que no se embarquen granos hay muchos descontentos, que son los interesados en la extracción de ellos mirando solo el particular fin de su utilidad...*».

A la llegada de esta esperada carta-informe el regente reacciona de inmediato. Promulga un decreto de provisión (de 29 de enero, 1731) complejo y más «técnico», en el que, entre otras decisiones, se adopta la de que «*se permita salgan de ella (se refiere a Lanzarote) para las demas Islas quatrocientas familias, ademas de las que se ha permitido salir para la de Fuerteventura*», con la condición de que «*elijan (según propone la Junta) las islas de su origen...*», y de «*permitir a todas las familias que mudasen sus domicilios a las demas Islas, la total extracción libre de todos sus bienes y granos...*».

Como vemos, se permite ya una evacuación controlada, con especial preocupación en que ésta no suponga una carga insostenible para la economía de las restantes islas. A partir de enero el intercambio de información y órdenes se hace más escaso y espaciado, siendo ya la preocupación fundamental de los gobernantes de la Isla —militares de profesión— el mantenimiento de suficientes hombres para conservar la Isla libre de «... *señorear los enemigos de la Corona, sitiarse en ella y formar puerto franco, de donde con gran facilidad sean invadidas esa y las demas Islas...*» (carta de la Junta a la R. A., 19 de febrero de 1731). La magnitud de la crisis queda puesta así de manifiesto, con un paso cualitativamente importante: de la preocupación por la supervivencia de sus habitantes se pasa al temor del abandono total de la Isla, en cuya eventualidad se solicita «... *que se mantenga en ella a costa de su Real Hacienda un presidio de doscientos o trescientos hombres...*»<sup>12</sup>.

La situación sigue crispándose. Las misivas de la Audiencia a la Junta son ya concisas y perentorias. «... *Veo por carta de la Junta haber recibido las últimas providencias que espero practicadas con la prontitud, equidad y justicia que correspondan a desvanecer las repetidas quejas que experimento de esos vecinos, costándome mas trabajo el sosegarlos que las providencias dadas en su dilatado padecer...*»<sup>13</sup>. En otro «Aviso de provisión de nuevas providencias»

---

de 25 de marzo, 1731, ante la amenaza que supone la aproximación de la erupción a la población de Yaiza<sup>14</sup>, ordena, a la vista del «memorial» que con fecha 17 del corriente le hacen llegar los vecinos de Yaiza «y demas», que «... *se despache mandamiento al Alcalde Mayor y a la Junta... que sin réplica, interpretación ni otra dilatoria, aporten los Barcos para que todos los vecinos de los referidos lugares... saquen los (granos) que les restan libremente como está mandado, para la Isla que eligieren para su domicilio...*» y «... *a los maestros de barcos que cumplan sin falta alguna los contratos que hicieron con los vecinos para la extracción y transporte de sus personas, bienes y granos...*».

Es evidente que el Regente tiene dificultad en hacer cumplir sus mandatos; a diferencia de los cortesés requerimientos iniciales, en este caso insta a «... *que sean prontamente ejecutados, con apercibimiento que de lo contrario tomará la Audiencia las providencias mas severas...*». En la carta de remisión de este aviso de provisión del 25 de marzo expresa que, aunque comprende «... *la murmuración y quejas de los que gobiernan, por no ser dable entre tantos interesados dar a todos gusto, es también cierto que los pobres no se han atendido como ha mandado el incesante cuidado de esta Audiencia... los abusos han sido sin número, las tiranías e infamias de los barqueros en los transportes se han quedado sin castigo, ... la distribución tantas veces encargada no se ha observado...*». El regente es consciente de la intención de atender con prioridad al mantenimiento militar de la isla, como insinúa al decir «... *pues no es racional el sacrificar frutos y vecinos por la manutención de la Isla y que con ella se pierda todo...*». En efecto, la Junta, de carácter claramente militar, atiende ya fundamentalmente a los intereses políticos, dando prioridad absoluta al mantenimiento de condiciones mínimas para la eficaz defensa de la Isla.

Aparentemente desbordado en sus atribuciones, sólo le queda al Regente recurrir al Rey<sup>15</sup> con un amplio informe de la evolución de la erupción, sus efectos y las providencias por él dictadas, que desea «... *sean del agrado y Soberana aprobación...*»<sup>16</sup>. El dossier se cierra con la escueta respuesta con acuse de recibo y aprobación de la Corona.

Intentemos resumir en unas pocas conclusiones los aspectos más destacables del verdadero riesgo que esta erupción supuso para la población de Lanzarote. En primer lugar hay que resaltar que, a pesar de su magnitud excepcional, esta erupción no supuso en ningún momento un riesgo directo para los habitantes de la zona, como lo prueba la inexistencia de víctimas humanas. Podría pensarse, en consecuencia, que si es difícil esperar «estadísticamente» que

---

pueda producirse en el futuro un fenómeno de magnitud mayor y este no originó a la postre grandes desgracias, no existe realmente motivo de preocupación. Esta línea de argumentación, empleada aún en nuestros días, es, sin embargo, totalmente incorrecta. Las últimas erupciones habidas en Canarias no han causado, en efecto, desgracias personales, pero esto se debe, fundamentalmente, al nivel de desarrollo poblacional y económico muy inferior que había en esas islas en el momento de ocurrir esas erupciones —Lanzarote, 1824; Tenerife, 1909; La Palma, 1971— y a lo afortunado de su emplazamiento, siempre en zonas despobladas o cerca del mar. El espectacular despegue económico y demográfico de las Canarias, y entre ellas Lanzarote, y su creciente dependencia del turismo hace que este riesgo haya aumentado correlativamente. Si nos atenemos a la propia definición de riesgo: el producto de la probabilidad de que ocurra un fenómeno —en este caso una erupción— de determinadas características por los daños que éste produciría en la población e infraestructura, es evidente que, para una erupción similar a la de 1730 el riesgo en Lanzarote es hoy mucho mayor, al estar la isla mucho más poblada y desarrollada económicamente. Afortunadamente, en el caso de Lanzarote, el resultado del producto se equilibra por la baja probabilidad de repetición del fenómeno volcánico que ya hemos indicado en anteriores capítulos.

Otra conclusión que podemos extraer del análisis del impacto de la erupción de 1730 en Lanzarote es que, si bien las medidas de protección civil adoptadas hubieran sido correctas para una erupción de características normales dentro de la pauta común en el volcanismo canario, éstas quedaron desbordadas por la evolución real del proceso. La enseñanza que podemos obtener es que la planificación anticipada de estos riesgos debe hacerse teniendo en cuenta los niveles máximos previsibles —no los mínimos o el promedio—, con objeto precisamente de que la realidad no desborde las previsiones. Incluso la erupción de 1730, a pesar de su importancia, no dejó de ser benigna en su desarrollo; para entender esto basta pensar en otras posibles líneas de evolución del proceso: por ejemplo, que la erupción hubiera continuado su progreso en la fractura hacia el este a partir de la fase de Mñas. del Señalo, en vez de saltar bruscamente hacia el extremo occidental, en el mar. Esto, que hubiese parecido incluso más lógico, ya que en estas erupciones fisurales se suele mantener constante el sentido de avance de la fractura, hubiera supuesto la destrucción de toda la zona centro-oriental de la isla, acabando con el resto de las tierras

---

de cultivo y, tal vez, inutilizando el puerto, la principal salida practicable de la isla en caso de evacuación e imprescindible en el abastecimiento de la población.

## 4.2 Implicaciones en la evaluación del Riesgo Volcánico en Lanzarote.

Ya hemos visto que la erupción de 1730 tuvo un impacto catastrófico en Lanzarote. Sin embargo ésta no supuso sino un retraso momentáneo en el desarrollo económico y demográfico de la isla. El aporte de nuevos elementos renovadores de la fertilidad del suelo, el carácter higroscópico de la cobertera de lapilli —capaz de retener la humedad ambiental y proteger el suelo de la rápida desecación por acción del viento, hecho fundamental en una isla de características desérticas— y el seguro descubrimiento e inmediata adopción de técnicas de cultivo sobre lapilli, significó en los años siguientes a la erupción, no una pérdida sino ganancia de capacidad y diversificación de la producción agrícola. Este hecho queda demostrado por la evolución de la población que, como ya hemos visto, pasa de unos 4.967 habitantes al iniciarse la erupción a 7.210 el año 1744 y 9.705 en 1768, lo que supone doblar la población en poco más de 30 años después de la erupción.

Las conclusiones obtenidas en el estudio de la erupción de 1730 nos permiten abordar el análisis del riesgo volcánico de Lanzarote. Aunque existe la posibilidad de que una futura erupción pueda ubicarse en cualquier punto de la isla, ya que de hecho existen centros eruptivos recientes dispersos incluso en las Series Antiguas (erupción del Corona), es evidente que la mayoría de ellos están circunscritos a una banda de unos 8 kms de ancho y dirección NE-SO, que coincide con lo que hemos definido anteriormente como eje estructural de baja actividad. En esta banda los centros de emisión se disponen según alineaciones paralelas, en líneas generales, al propio eje estructural (ver Fig. 3.5).

Si aceptamos, como hecho estadísticamente más probable, que el comportamiento del volcanismo en esta zona mantendrá características similares a las del pasado reciente y que las zonas con igual concentración de puntos de emisión comparten la misma probabilidad de albergar un futuro centro eruptivo, podemos deducir de la observación de este mapa las zonas de mayor probabilidad de ocurrencia de erupciones volcánicas en la isla.

En cualquier caso podemos hacernos una idea, aunque sea aproximada, del riesgo volcánico en Lanzarote acordando un modelo general consistente en los siguientes criterios de partida: a) Erupción en una isla similar a la actual

---

en población e infraestructura; b) mecanismos eruptivos asimismo de parecidas características a los de la erupción de 1730 (fisural, de explosividad relativamente baja, con los centros eruptivos alineados preferentemente a lo largo de una fractura principal, piroclastos extendidos en la dirección dominante del viento —hacia el segundo y tercer cuadrantes— y lavas fluidas o muy fluidas discurriendo a favor de las pendientes topográficas hasta alcanzar el mar).

Con estos condicionantes podemos elaborar diversos escenarios (Fig. 4.1) variando la longitud y ubicación de la fractura eruptiva. Teniendo en cuenta la presencia de las barreras topográficas formadas por las alineaciones paralelas de conos volcánicos anteriores (rayado en la figura) y adoptando el criterio de que las lavas pueden remontar por relleno obstáculos de hasta 30 m de altura, es posible evaluar con alguna aproximación los efectos de una futura erupción volcánica sobre la isla.

En el primero de estos escenarios (Fig. 4.1-1) se ha supuesto que la fisura eruptiva es similar en desarrollo y se localiza aproximadamente en el mismo entorno de la producida en 1730, y en cualquier caso, dentro del ángulo definido por las alineaciones o barreras topográficas mencionadas. En esta hipótesis las lavas fluirían y rellenarían una zona aproximadamente similar a la de 1730. El segundo escenario (Fig. 4.1-2) contempla la posibilidad de que una fisura eruptiva de similares características a la del escenario anterior se prolongue hacia el este, sobrepasando el punto de intersección de las alineaciones —barreras topográficas hasta llegar a los afloramientos de los basaltos de la Serie Antigua de Famara. En el tercer escenario (Fig. 4.1-3) la fisura eruptiva actúa solamente al norte de la alineación más septentrional, en condiciones muy similares a la erupción de 1824. Es ahora la propia alineación de volcanes de 1730 y 1824 la que reforzaría la barrera topográfica hacia el sur, aislando la parte central y meridional de la isla del posible flujo de coladas. Finalmente, en el cuarto escenario la fisura volcánica activa estaría situada al sur de la barrera topográfica meridional (Fig. 4.1-4). La probabilidad de ocurrencia de estos escenarios sería correlativa al orden en que se han descrito y sus efectos serían de mayor importancia en los escenarios 2 y 4. En consecuencia, el riesgo volcánico mayor correspondería a la segunda de las hipótesis descritas.

En cuanto a las medidas de previsión que pueden adoptarse, se nos ocurren, independientemente de las propias de protección civil, la continuación de las investigaciones tendentes a una mejor comprensión del volcanismo activo presente en la isla —significado de las importantes anomalías térmicas de

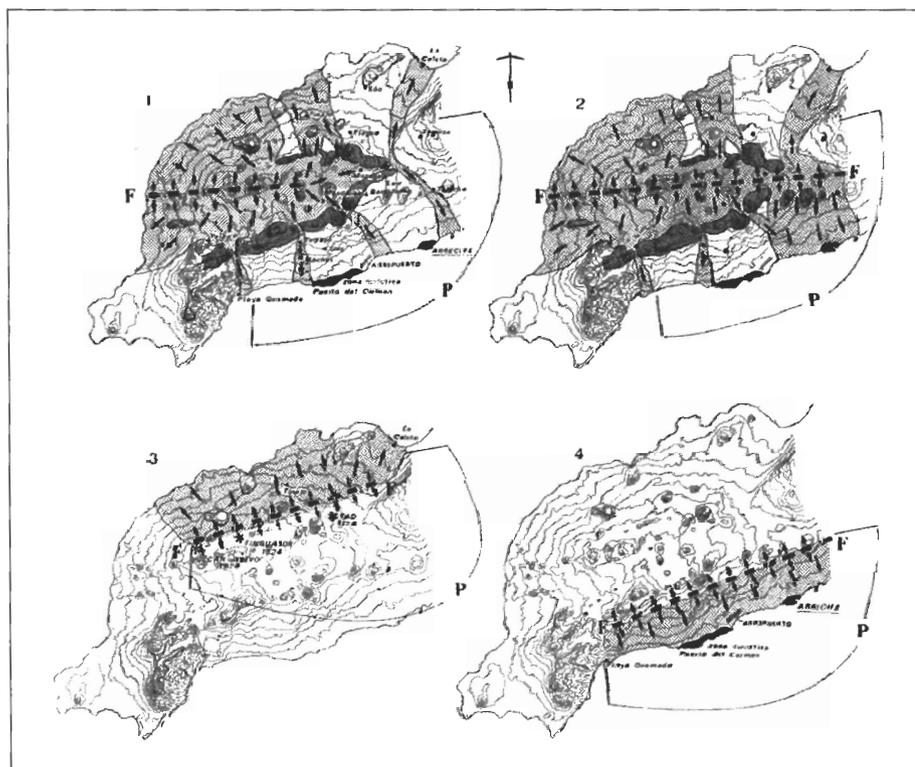


Fig. 4.1.- Diferentes escenarios en la evaluación del riesgo volcánico de una erupción de características parecidas a la de 1730. F: Fractura eruptiva; Rayado: Barreras topográficas-alineación de conos volcánicos; Punteado: Área previsiblemente afectada por coladas lávicas; P: Área de mayor dispersión de piroclastos. Explicación en el texto.

Mñás. del Fuego, ubicación y características de los focos magmáticos en el subsuelo profundo de la isla, etc.— y la instalación de, al menos, una estación microsísmica, que puede contribuir a la detección temprana de cualquier eventual reactivación del volcanismo<sup>17</sup>

### 4.3 Permanencia actual de manifestaciones postvolcánicas de la erupción de 1730. Anomalías térmicas de Mñás. del Fuego.

Uno de los aspectos más espectaculares en relación con esta erupción de 1730 es, sin duda, la persistencia de importantes anomalías térmicas, localizadas en el área de las Mñás. del Fuego. Estas anomalías térmicas, aun cuando

---

presentan una aparente dispersión, se emplazan en realidad en una zona muy restringida (**Carracedo y Soler, 1983**); los valores más significativos quedan circunscritos al área del Islote de Hilario —donde se presentan las máximas temperaturas—, al fondo y borde del cráter de Timanfaya, y a zonas intermedias situadas entre el Islote de Hilario y el cono volcánico de Timanfaya, en conexión clara con fracturas volcánicas (Fig. 4.2). Queda un pequeño vestigio de temperaturas anómalas en el borde del cráter de Mña. Rajada. Es patente la rápida atenuación de las temperaturas en relación con el alejamiento de la zona.

Esta distribución y los valores tan elevados de temperatura medidos indican que el origen del calor está directamente relacionado con la presencia de intrusiones magmáticas, procedentes de los diferentes episodios volcánicos que afectaron la zona durante las erupciones históricas de 1730-36. La peculiaridad más significativa de esta anomalía geotérmica es la ausencia sistemática de manifestaciones de tipo fumaroliano y de carácter hidrotermal, lo que plantea la problemática de establecer las características del agente capaz de transportar el calor desde el foco calorífico hasta la superficie.

Es lógico, por otra parte, que este fenómeno haya atraído el interés general —y en particular el científico— prácticamente desde la finalización de la erupción. Y esto por dos motivos principales: Por una parte, la existencia de temperaturas en superficie suficientes para provocar la combustión espontánea de leña y por encima de los 600 °C a apenas 12 m de profundidad, supone un atractivo problema, que requiere una explicación en cuanto a su origen y características, a cuya solución se han dedicado con más o menos acierto prácticamente todos los científicos que han trabajado en la isla. Por otra parte, las perspectivas de que, como consecuencia de estas anomalías térmicas, existiese un campo geotérmico susceptible de aprovechamiento industrial, suscitó grandes esperanzas en una isla de tan escasos recursos; este interés era explicable, ya que tal campo geotérmico —de existir y ser aprovechable industrialmente— aportaría energía y agua en cantidades casi ilimitadas, perspectiva lógicamente atractiva en una isla sin prácticamente reservas de agua subterránea y con una pluviometría de desierto: apenas 200 mm/año.

Al contrario que en muchos casos, no existieron en éste problemas de apoyo institucional a las investigaciones. Desde los años 40, tanto las instituciones locales (Cabildo de Lanzarote, Mancomunidad de Cabildos), como a nivel central (Ministerio de Industria), alentaron el proyecto aportando los fondos suficientes, culminando los trabajos con la perforación de un sondeo de prospección

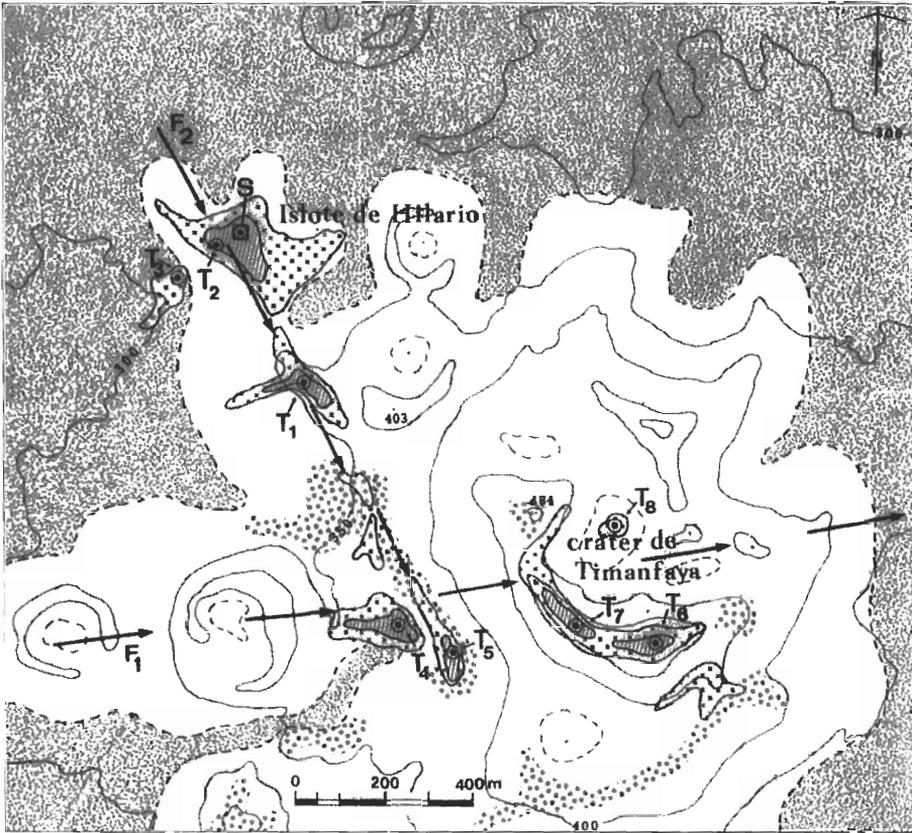


Fig. 4.2.- Distribución de las anomalías térmicas superficiales de Mñas. del Fuego en el año 1982 (fecha de realización de este mapa de anomalías). Punteado: Coladas de 1730; en blanco: Conos y mantos de piroclastos. Anomalías térmicas: Círculos zonas de anomalías antiguas; Aspas: Temperatura ambiente a 100° C; Rayado 100-200° C. F1 y F2: Fracturas a las que se asocian las anomalías térmicas. T1 a T8: Tubos fijos perforados para el control de temperaturas y gases. S: Sondeo de 12 m donde aparece la temperatura más elevada, al menos 612° C a 10 m (límite de longitud del termopar). Las temperaturas que se representan en el mapa han sido medidas con sondas termopar, hundiéndolas en el lapilli a una profundidad constante de 30 cms. En Carracedo y Soler, 1983.

—con un coste por encima de los 200 millones de pesetas— que alcanzó 2.700 m, con mucho el más profundo jamás realizado en las Islas.

En los años 50 tuvo un papel destacado en la promoción de estos estudios Manuel Chamorro, persona autodidacta de gran entusiasmo que recopila todo el conocimiento de la época sobre este tema y estudia por su cuenta el campo de anomalías térmicas. De su perseverancia y empuje nos da idea su «Plan de Riegos e Industrialización de Lanzarote y Fuerteventura» (1951), en el que

---

dedica una parte importante a las posibilidades de aprovechamiento geotérmico en Lanzarote. En la presentación del Plan por el presidente de la Mancomunidad Provincial de Cabildos de Las Palmas, Matías Vega, podemos leer: «A su publicación en la prensa local —en el diario *Falange*, más exactamente— leímos con vivo interés el conjunto de artículos que aquí nos ofrece Dn. Manuel Chamorro... el Sr. Chamorro ampara un criterio que, de tener éxito en la práctica, resolvería los problemas que de antaño angustian y anonadan a las islas del extremo oriental, rescatándolas de su desértica desolación de siglos... es de esperar que el éxito sea una realidad y, por nuestra parte, nos hallamos dispuestos a colaborar en cuanto haya en ella de práctico y viable.». En la presentación que hace el presidente de la otra Mancomunidad Provincial, Antonio Lecuona Hardisson, insiste en el tema: «Este interesante trabajo... es la prueba más evidente del inteligente tesón del Sr. Chamorro, impregnado del patriótico convencimiento de que su visión del futuro de las islas de Lanzarote y Fuerteventura puede ser, si su plan se lleva a efecto, verdaderamente maravilloso.».

Aunque algunos autores apuntan que estas anomalías existen en Lanzarote desde mucho antes de la erupción de 1730: «El fenómeno geotérmico atrajo la atención de los primeros colonizadores de la isla en el siglo XIV» (Araña y otros, 1973), no existe<sup>18</sup> referencia fidedigna alguna hasta la visita a la isla de Buch; apenas llegado (otoño de 1815) a Puerto Naos es informado del fenómeno, y dice: «experimenté alguna sorpresa al enterarme de que la montaña ardía aún, por cuya razón la llaman Montaña del Fuego». El mismo Buch hace ya una descripción del fenómeno: «Cuando uno se aproxima a estas fisuras —se refiere a las que existen en el borde del cráter de Timanfaya— se observa que por ellas se escapan vapores muy calientes, y que la temperatura del termómetro se eleva rápidamente hasta los 145 °F (62 °C) y que es probable que se alcanzase, en la parte inferior de las fisuras, la temperatura del agua hirviente... Estos vapores parecen no ser otra cosa que vapor de agua; se condensan en gotitas sobre los objetos fríos que se acercan a las fisuras». Más adelante interpreta su origen como determinado por «la oxidación de algunos restos de materiales metálicos que permanecen entre las escorias del interior de la montaña, y no son en absoluto el resultado de una fuente potente y activa de calor» (Buch, 1825).

Después de esta descripción de Buch aparecen muchas otras descripciones e interpretaciones de las anomalías de Mñas. del Fuego. Por simplificar, mencionaremos solamente como las más destacables las de **Hernández Pacheco**

---

(1907), que las asocia a intrusión magmática relacionada con la erupción de 1730, en enfriamiento lento<sup>19</sup>; la de **Brun (1908)**, más completa y con apoyo instrumental, que mide ya una temperatura de 360 °C a 60 cm de profundidad y observa que los gases contienen sólo aire atmosférico con vestigios de CO<sub>2</sub> y amoníaco, interpretando su origen como debido a la combustión de hidrocarburos. El mismo **Chamorro (1951)** —después de muchas disquisiciones sobre el tema y de indicar una temperatura de 500 °C a 80 cm de profundidad— concluye afirmando prudentemente que *«el enigma sigue siéndolo y es necesario investigar más a fondo antes de pronunciarse definitivamente»*, y que *«la solución más sencilla nos la daría una serie de sondeos metódicos»*. Tal vez la hipótesis más llamativa sea la de **Bravo (1964)**, que interpreta este fenómeno como *«restos del viejo suelo, con un elevado contenido de carbonatos de cal que quedó aprisionado entre los diferentes centros de emisión —se refiere a 1730—, están devolviendo la energía calorífica recibida en forma de reacción exotérmica»*<sup>20</sup>.

A partir del final de la década de los 60 comienza lo que podríamos denominar el estudio científico-técnico de estas anomalías térmicas. Un curioso documento intitulado **«Nota resumen para el Excmo. Sr. Dn. Gregorio López Bravo, Ministro de Industria, relativa a los últimos estudios realizados en la zona de la Mña. del Fuego de la Isla de Lanzarote»** nos da una precisa idea del «estado de la cuestión» a finales de 1966. Esta nota recoge los estudios de Chamorro y el informe elaborado por una comisión técnica «enviada como consecuencia de la visita del Caudillo a la isla de Lanzarote en 1950», cuya pintoresca conclusión consistía en que *«en el subsuelo de la Montaña existía un magma fundido en circulación convectiva que servía de vehículo para el transporte del calor hasta las proximidades de la superficie. Desde dicho lugar el calor llega a la superficie por simple transmisión»*. Según esta «hipótesis» se trataría de una masa de magma fundido prácticamente en la superficie, con una capa solidificada exterior que se calentaba por simple contacto con el magma. No es extraño que en este mismo documento veamos que, una vez calculados los coeficientes de transmisión de calor del terreno y la distribución de temperaturas, se produjera *«el inmediato abandono de la citada hipótesis»*, y que además *«un cálculo elemental del ritmo de enfriamiento de una masa fundida —se supone que quieren decir a esa profundidad— puso inmediatamente de manifiesto la imposibilidad de que tal hipótesis fuese cierta»*. A continuación proceden, acertadamente, a *«realizar perforaciones en aquel lugar en que el mapa superficial de temperaturas indicaba como más favorable»*<sup>21</sup>. De las características de estos sondeos nos enteramos por una ficha adjunta al documento citado: Se realizaron en marzo de 1963, con profundidades de 9, 11 y 27 m,

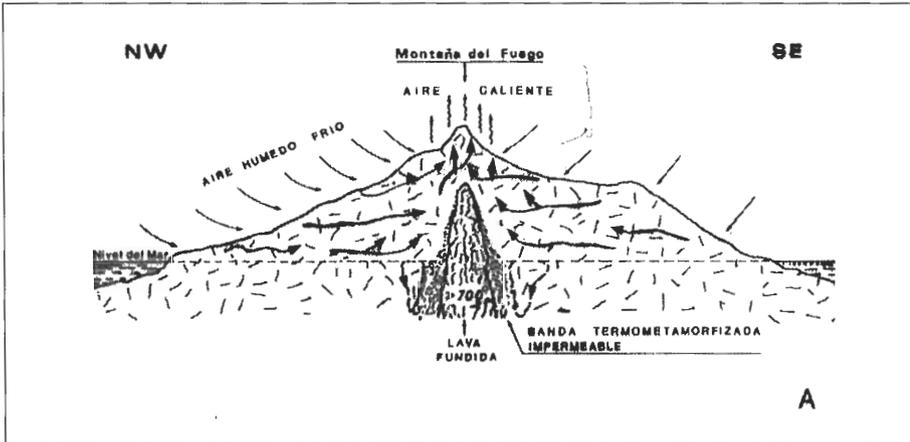
CUADRO 4.1.- Temperaturas del sondeo más profundo perforado en 1963 en el Islote de Hilario. Ficha de los técnicos que lo realizaron.

Profundidad (m)	Temperatura (°C)	Observaciones
1.00	200	Límites del par termoelectrónico <sup>1</sup> .
2.50	300	
9.00	550	
11.00	570	Fusión hilo de aluminio <sup>2</sup> . Los tubos (2.5") se doblaban al golpe de hinca. Se perdió el trépano. ¿La temperatura era la del rojo?
20.00	658	
27.00	700	
<p>1 Se refieren a que las medidas de T se hacen con termopares. 2 Temperatura de fusión del aluminio 660 °C.</p>		

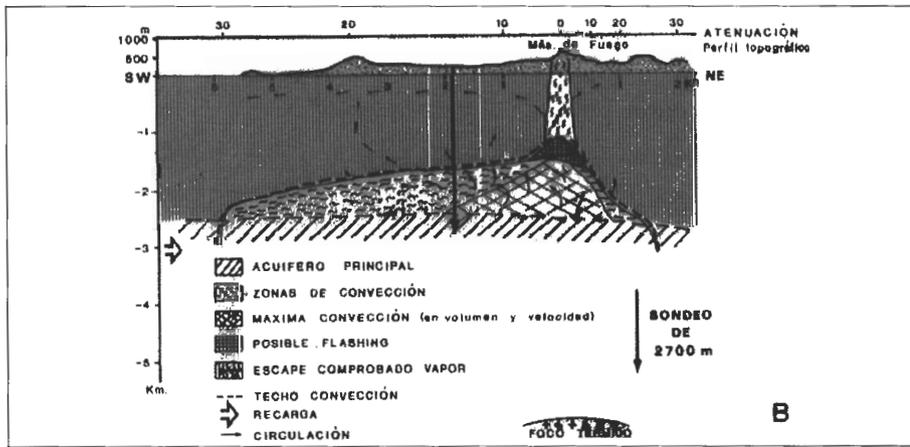
por el método de percusión; la distribución de temperaturas en el pozo más profundo —emplazado en el Lomo del Azufre— es la que se indica en el (Cuadro 4.1).

Al final de los 60 el Gobierno encarga a dos expertos en geotermia italianos del «Ente Nazionale per l'Energia Elettrica -ENEL»<sup>22</sup>, A. Calamai y P. Ceron, el estudio de estas anomalías térmicas. Sus acertadas conclusiones podían haber cerrado este estudio de prefactibilidad del pretendido campo geotérmico de Mñas. del Fuego, ya que el modelo que propusieron era sustancialmente correcto; sólo se ha variado posteriormente en aspectos de detalle que, aunque importantes desde el punto de vista de la explicación del fenómeno, en nada han variado sus aseveraciones en relación con las posibilidades de aprovechamiento industrial del campo geotérmico, en realidad inexistentes. En carta de Adriano Calamai al delegado del gobierno en Lanzarote, Andrés González García, con fecha de 30 de enero de 1969, podemos en efecto leer: «*Seguramente estará ya al corriente del parecer sustancialmente negativo expresado por nosotros en relación con la presencia en profundidad de fluidos endógenos aprovechables industrialmente. Le confieso que soy el primero en sentirlo, pero los elementos que hemos podido valorar no permiten llegar a conclusiones optimistas.*».

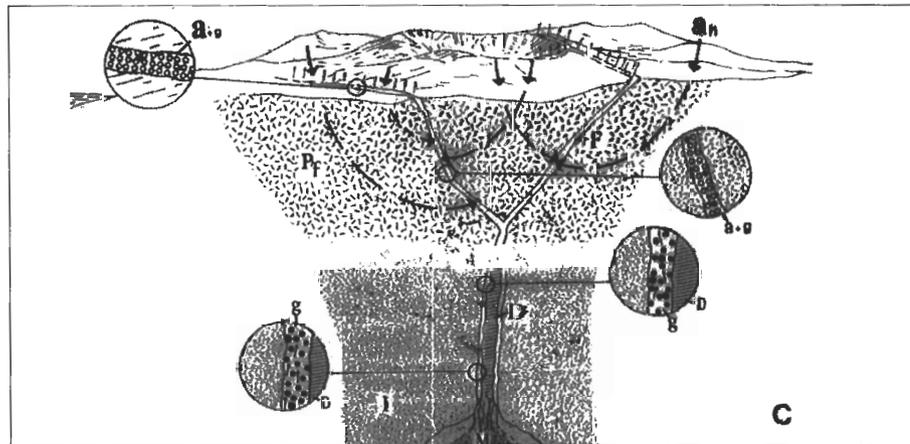
Fig. 4.3.- Modelos que intentan explicar la génesis de las anomalías térmicas de Mñas. del Fuego. A: **Calamai y Ceron**, 1970. B: **Araña y otros**, 1973. C: Modelo propuesto por los autores, en el que: M Intrusión de lava muy caliente ( $T > 800-900^{\circ} \text{C}$ , posiblemente con el interior fundido e incluso en comunicación con las zonas profundas de fusión). La profundidad de esta intrusión caliente es desconocida, pero debe ser de al menos varios kilómetros. La roca encajante (I en la figura) es una formación totalmente impermeable. La intrusión, relacionada con la erupción de 1730, se encaja en el conducto de emisión de la fase de las Mñas. del Fuego, continuando en forma de dique (D). Los gases magmáticos (g) muy calientes (principalmente  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ) se escapan de la roca caliente y ascienden por fracturas asociadas al antiguo conducto de emisión. Al llegar a la zona superficial (últimos cientos de metros) porosa y fisurada (P) los gases magmáticos, que circulan por advección («one-pass flow») preferentemente por fisuras (F) se diluyen en el aire atmosférico húmedo ( $a_1$ ) que penetra por el terreno, al que calientan, saliendo finalmente a la superficie aire caliente (a), con vestigios de gases magmáticos (g) y agua de condensación.



A



B



C

---

Para Calamai y Cerón (1970) el origen de estas anomalías térmicas —que según sus propias observaciones alcanzan temperaturas de «700 °C a sólo 27 m de profundidad»— está relacionado con un modelo convectivo (fig. 4.3-A), en el que el gas —constituido por aire atmosférico con CO<sub>2</sub> y NH<sub>3</sub> en pequeñas proporciones— actúa como el agente que transporta el calor desde una masa de lava fundida poco profunda, hasta zonas superficiales, a través de los materiales porosos de la cobertera volcánica reciente. Aunque admiten que «es imposible descartar la existencia de circuitos de convección de carácter residual con agua marina, en el contacto con las paredes que la separan de la lava fundida», puntualizan sin embargo que: «aún suponiendo que éstos no estén totalmente agotados, no pueden ser suficientes como para permitir la formación de vapor».

No se aceptaron estas recomendaciones de Calamai y Ceron, en el sentido de abandonar la idea de un campo geotérmico convencional y centrar las perspectivas en el posible aprovechamiento de la energía del calor superficial (roca caliente seca)<sup>23</sup>. Estas conclusiones eran sin embargo sustancialmente correctas y coinciden a grandes rasgos con las expuestas recientemente por varios autores (Carracedo y Soler, 1983; Camps y otros, 1983; Sánchez Guzmán y Abad, 1986).

En 1973 se inicia el programa «Plan Coordinado para la Evaluación de las Posibilidades de Energía Geotérmica en Canarias». En este programa de investigación se inicia «ex novo» el estudio de estas anomalías térmicas, apuntando sus autores diferencias muy significativas en datos sustanciales para decidir el modelo explicativo de las anomalías térmicas: las temperaturas máximas<sup>24</sup> y la naturaleza del fluido transmisor del calor. El primer aspecto —las temperaturas— es sorprendente. A pesar de mediciones anteriores —al parecer fiables, al haberse realizado con termopares comerciales<sup>25</sup>— que mostraban una temperatura de unos 700 °C a 27 m, en este caso indican que «en algunos puntos la temperatura superficial supera los 100 °C, siendo 300 °C la temperatura máxima medida a pocos metros de profundidad» (Araña y otros, 1973), añadiendo: «Calamai y Ceron (1970) señalan una temperatura de 700 °C a 27 m de profundidad, probablemente porque han aceptado una medida antigua no fiable». En otro trabajo se precisa: «... una zona —se refieren al sondeo inclinado de 12 m de profundidad que existe en el Islote de Hilario— donde la temperatura registrada es de 320 °C a 12 m» (Araña y Panichi, 1974). En este mismo trabajo y a través de análisis isotópicos de muestras de gases de esa zona, los autores

---

precisan que esa temperatura de 320 °C es estable en profundidad. Su idea, pues, es que el conjunto del sistema tiene una temperatura de poco más de 300 °C, conclusión que les llevará a proponer un sistema geotérmico convencional como modelo explicativo de estas anomalías térmicas.

No parece, sin embargo, que existan dudas sobre la corrección de las medidas iniciales recogidas por Calamay y Ceron. Comprobaciones relativamente recientes realizadas con termopares comerciales apuntan claramente en ese sentido: **Tonani (1981)**, encuentra 483 °C a 3 m de profundidad, longitud máxima del termopar de que dispone; **Carracedo y Soler (1983)** registran 612 °C a 10 m, longitud máxima del termopar. Estas temperaturas elevadas son aceptadas finalmente de forma general<sup>26</sup>; **Araña y otros (1984)** registran asimismo 605 °C a 13 m al utilizar termopares comerciales.

En relación con el fluido transmisor se producen discrepancias más difíciles de resolver. Si bien había quedado establecido que éste estaba constituido por aire atmosférico con vestigios de CO<sub>2</sub> y amoníaco (**Brun, 1908; Calamai y Ceron, 1970**), **Araña y otros (1973)** proponen dos nuevos modelos alternativos: El primero de ellos supone la existencia de una cámara magmática próxima a la superficie —similar a la que describen **Eaton y Murata (1960)** para Hawái—, que al contactar con el agua del subsuelo la calentaría y ésta, por convección, llevaría el calor a la superficie, lo que explicaría las elevadas manifestaciones termales. Este modelo es posteriormente desechado por sus autores al no haberse detectado tal cámara superficial en la prospección gravimétrica realizada por **MacFarlane y Ridley (1969)**. El segundo modelo postula la existencia de una capa impermeable que separa y «sella» un acuífero profundo, alimentado por agua marina y calentado por una cámara magmática profunda (más de 4 km). El vapor originado en este sistema circula de forma convectiva en la zona fracturada del acuífero permeable. Una pequeña cantidad de los fluidos convectivos, mezclados con gases magmáticos, alcanza la superficie a través de fracturas de la capa impermeable generando las anomalías térmicas superficiales.

En base a estas hipótesis **Araña y García Luis (1974)**, estudian el carácter geoquímico de los supuestos fluidos geotérmicos de Montaña de Fuego, estableciendo que las emanaciones gaseosas, las cuales salen prácticamente a la presión atmosférica, están constituidas mayoritariamente por vapor de agua en proporciones superiores a la humedad ambiental. Sin embargo, los datos obtenidos por estos autores<sup>27</sup> parecen indicar más bien que las proporciones de

---

agua condensada son inversamente proporcionales a las temperaturas medidas en los puntos de muestreo, indicio claro de que gran parte del agua muestreada es agua meteórica superficial, no relacionada en absoluto con un sistema hidrogeotérmico. En cuanto a las características composicionales de estos fluidos, los análisis químicos convencionales reflejan que el vapor de agua condensada carece prácticamente de componentes solutos, como se desprende de los bajos contenidos en los residuos de evaporación (8 mg/litro). Por el contrario se han determinado elevadas concentraciones de CO<sub>2</sub>, en coincidencia con los resultados obtenidos por **Calamai y Cerón (1970)**.

La realización por Tonani (1978) de un cuidadoso estudio de las emanaciones en la zona del Islote de Hilario, volvió a poner, una vez más, de manifiesto *«que las emisiones de gases consisten en nitrógeno prácticamente puro (95%), procedente con toda seguridad de aire reducido al estar en contacto con roca a alta temperatura, y escaso vapor de agua (35 mg/l, equivalente a un 2% en volumen, cuando el contenido atmosférico normal es de 1 a 4%)»*; el contenido en gases magmáticos (CO<sub>2</sub>) es pequeño, de 0.05 a 0.5% (Fig. 4.4). La repetición del muestreo por Tonani<sup>28</sup> en 1981 dio resultados analíticos similares. Parecidos resultados arrojaron las medidas efectuadas por **Carracedo y Soler (1983)** en el mismo punto, con un contenido aún menor de agua (23 mg/l) y una composición casi idéntica a la del aire atmosférico<sup>29</sup>.

Con objeto de comprobar el modelo propuesto por **Araña y otros (1973)**, de características similares al de un campo geotérmico convencional (Fig. 4.3-B), se realiza finalmente un sondeo de prospección de 2.702 m<sup>30</sup>. Las previsiones del sondeo —yacimiento geotérmico en terrenos calcáreos a profundidad de 2.000-3.000 metros, con temperaturas de 300-500 °C (**Sánchez Guzmán y Abad, 1986**)— no se cumplieron, a pesar de estar emplazado en una zona favorable en relación con el modelo citado: las temperaturas no sobrepasaron en ningún momento los valores normales y los gradientes geotérmicos *«por encima de los 1700 m de profundidad oscilaban entre 0.5 y 1.5 °C/100 m, lo que indica la presencia de terrenos porosos y permeables conteniendo agua a baja temperatura, y a partir de 1700 m eran algo mayores que el normal (1.4 a 1.8 veces). Esto indica la presencia a estas profundidades de terrenos impermeables<sup>31</sup> en los que la circulación de agua es prácticamente nula. Sin embargo, no parece indicar la existencia de un foco de calor en las proximidades»* (**Sánchez Guzmán y Abad, 1986**). El informe del sondeo, de estos mismos autores, concluye afirmando que el estudio de los resultados *«nos lleva a la conclusión de que el mo-*

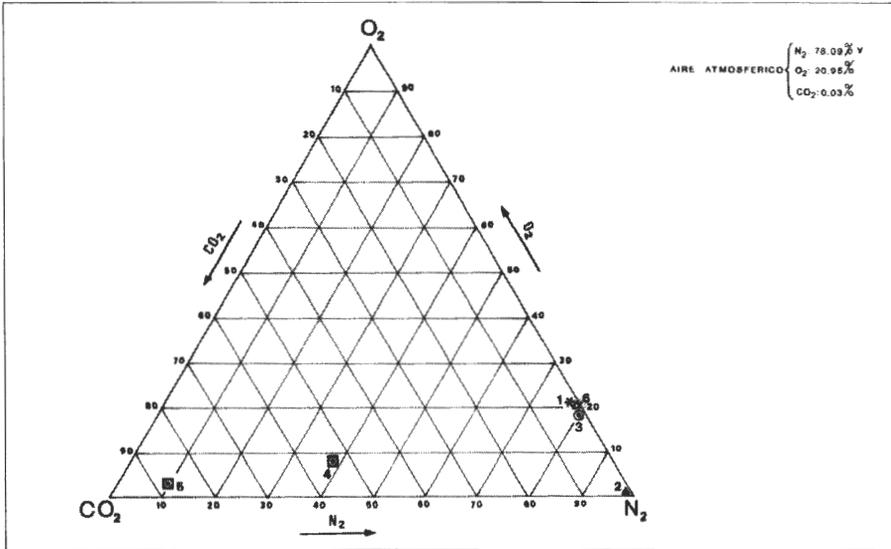


Fig. 4.4.- Diagrama volumétrico  $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-O}_2$  de emanaciones gaseosas asociadas a anomalías térmicas elaborado por **Tonani (1981)**. 1 Aire atmosférico. 2 Islote de Hilario (tubo de 12 m.). 3 Tenegua (La Palma). 4 y 5 Teide. 6 Análisis de gases del Islote de Hilario de **Carracedo y Soler (1983)**.

delo sobre el cual se fundamentó —se refieren al yacimiento geotérmico propuesto por Araña— la situación y posterior perforación del sondeo no era suficientemente correcto», y añaden: «... no se encontró ningún indicio de que el basamento sedimentario, cuyos 100 primeros metros se perforaron, exista un almacén fracturado extendido conteniendo vapor de agua». De los resultados del análisis deducen que «el calentamiento de la superficie no se produce por la circulación de vapor de agua escapado de un yacimiento geotérmico... por el contrario la composición de los gases parece apoyar la hipótesis de la existencia de un cuerpo de roca caliente seca», y terminan proponiendo: «Así pues queda aún, desde el punto de vista geotérmico, una tercera alternativa a la explotación energética... la de extracción de energía de rocas calientes secas».

Nos queda el intentar encontrar un modelo que armonice los datos reales aportados por los numerosos trabajos publicados sobre el tema<sup>32</sup>, así como evaluar el significado de estas anomalías térmicas en el contexto del volcanismo activo y riesgo volcánico de Lanzarote. Tal modelo debe explicar la presencia muy cerca de la superficie de temperaturas de hasta 700 °C, la casi total ausencia en el exterior de fluidos geotermales y la distribución de las anomalías

---

exclusivamente en el ámbito restringido de unas fracturas tectovolcánicas determinadas.

El modelo que nos parece más adecuado es bastante simple y en cierto modo parecido al de **Calamai y Ceron (1970)**, con algunas importantes modificaciones (Fig. 4.3-C). Lo primero que exige este sistema es una intrusión de lava a una temperatura superior a 700 °C y que haya mantenido dicha temperatura desde 1730. Lo más lógico es suponer que dicha masa de lava caliente esté emplazada en los conductos, de carácter fisural, de la erupción de 1730. Ya vimos en capítulos anteriores como la actividad volcánica parece estacionarse en la fase eruptiva de Mñas. del Fuego, lo que podría haber favorecido el ensanchamiento de un conducto eruptivo inicialmente en forma de dique hasta hacerlo evolucionar a formas cilíndricas, proceso al parecer posible (**Wadge, 1981**) si se estaciona y prolonga la erupción, capturando así mayor cantidad del flujo del magma desde las zonas vecinas del dique y ganando en eficacia mecánica en la conducción de magma a la superficie. A favor de este proceso estaría la intersección de la fractura general con otra de dirección NO-SE, puesta asimismo de manifiesto por sondeos magnetotelúricos (**García, 1983**). Podemos, pues, aceptar un cuerpo de lava aún muy caliente (por encima de 800-900 °C) a una profundidad desconocida, pero que podría ser de al menos varios kilómetros, rellenando los conductos eruptivos de 1730 en la vertical de la zona de las Mñas. del Fuego. Es incluso probable que este cuerpo de lava esté parcialmente fundido, al menos en su interior; esto abre una nueva perspectiva en cuanto al tamaño mínimo que ha de tener para mantener la temperatura actual (**Jaeger, 1968**), ya que podría entonces estar comunicada con magma más profundo y producirse nuevos aportes de magma al interior fundido de esta intrusión, homogeneizando la temperatura por convección y manteniéndola de forma más estable que la que correspondería a un simple proceso de enfriamiento constante. Esta idea, más acorde con el concepto de eje estructural activo que hemos expuesto en el capítulo 1 y con la propia dinámica y sistema de alimentación de la erupción de 1730, y de otros sistemas volcánicos similares (**Hardee, 1982**), daría menos rigidez a las condiciones de emplazamiento, forma y tamaño del cuerpo magmático generador de las anomalías térmicas.

El mecanismo de transporte del calor a la superficie, habida cuenta de que el fluido transmisor sólo parece tener cantidades muy bajas de otros componentes que el aire atmosférico, sólo puede hallar una explicación congruente si no se requieren, para mantener estas anomalías de Mñas. del Fuego, flujos

---

y velocidades muy elevados. Precisamente **Araña y otros (1984)**, que han calculado estos parámetros (flujo=8 kg/m<sup>2</sup> día; v=35 cm/día, valores que nos parecen excesivamente reducidos), aseguran que «*el flujo calculado es muy débil, lo que hace la detección del gas muy difícil*».

Con estas premisas de partida no parece difícil proponer un modelo congruente. En el conducto o conductos de emisión de la erupción de 1730, ensanchados en la zona de Mñas. del Fuego por el estacionamiento de la actividad volcánica, se encuentra un resto de lava a temperatura próxima aún a la de fusión, siendo incluso posible que su interior esté parcialmente fundido y conectado con magma más profundo, y que reciba eventualmente algún aporte de este magma, lo que contribuiría a mantener de forma más estable las condiciones iniciales del sistema. Este cuerpo engrosado de lava caliente se continúa por un dique, ya «frío», encajado en el conducto de emisión. De las zonas más calientes se escaparían gases magmáticos —mayoritariamente CO<sub>2</sub>— a temperaturas muy elevadas (en exceso de 700 °C) que hallarían su salida a la superficie en régimen de flujo en un solo sentido (advección o «*one-pass flow*») por fracturas secundarias<sup>33</sup> semiabiertas, paralelas al dique. Estos gases magmáticos, de lenta velocidad de ascenso, se mezclarían con el aire atmosférico húmedo —por el régimen casi constante de los alisios— a través de fracturas, incorporándolo al flujo. Al llegar a la cobertera de formaciones porosas y permeables (últimos cientos de metros) la mezcla y dilución de estos gases magmáticos se efectúa con mucha mayor facilidad y eficacia con el aire atmosférico —en gran volumen, lo que explica su predominio casi total en el fluido que escapa finalmente a la atmósfera— produciéndose la salida a la superficie en el ámbito de fracturas muy localizadas.

Es preciso un último comentario sobre las implicaciones de estas espectaculares anomalías térmicas en el volcanismo activo y riesgo volcánico en Lanzarote. Si la larga permanencia de la fuente de calor se explica por su tamaño y condiciones de yacimiento (**Jaeger, 1968**), el escenario en poco se diferencia —aparte de la permanencia e importancia de las anomalías térmicas— con lo que ha debido ocurrir con las demás erupciones del Archipiélago<sup>34</sup>. Sin embargo, si esa permanencia tiene alguna relación con un proceso de inyección repetitiva de magma en el eje estructural —en este caso concreto en el cuerpo de lava caliente que produce las anomalías—, podría suponerse que las erupciones se produjeran en el futuro preferencialmente a través de este sistema, por un mecanismo similar al descrito por **Hardee (1982)** según el cual el incre-

---

mento en la tasa de inyección acabaría conformando una cámara magmática y disparando la erupción. No parece ser este el caso en Lanzarote, al menos por lo que sucedió después de 1730, ya que la erupción de 1824 volvió a ser «normal» (ver el apartado «Implicaciones en el sistema de alimentación interna...» del capítulo 3) en su procedencia (muy profunda), composición, duración, régimen eruptivo, etc., es decir, totalmente desconectada del sistema a que nos hemos venido refiriendo. Las erupciones tienen, pues, al parecer, una mayor preferencia de ocurrencia en el ámbito del eje estructural, área mucho más extensa que el sistema de anomalías de Mñas. del Fuego.

# NOTAS

- 1 El daño fue más bien sicológico. El pánico producido por estas erupciones, las primeras que se registraban en período histórico, fue provocado fundamentalmente por los fuertes temblores de tierra que las precedieron.
- 2 Nos enteramos de ellas por la carta que envía el alcalde de Lanzarote al regente de la R. A. (17 de octubre), que se cruza con la que envía el regente el 20 de octubre, de ahí su falta de noticias.
- 3 Ya el 15 de octubre —días después de la reanudación de la erupción con los centros de Pico Partido y la Caldera de Sta. Catalina— habían constituido en Lanzarote una Junta provisional, formada por el propio alcalde, por Francisco Nantes Betancourt (regidor), y Nicolás Clavijo, por el Cabildo eclesiástico.
- 4 Posiblemente se refieren al tremor volcánico que suele acompañar en ocasiones a una erupción.
- 5 Por una curiosa diligencia que realiza la Real Audiencia nos enteramos que en diciembre de ese mismo año, aún no le había llegado al regente dicha regulación o tasmia. Por ello, enterada la R. A. de que está en Gran Canaria Manuel Fernando Castro Basconcelos «fiador, y Compañero del alferes Andrés Antonio de Castro, Rematador de los derechos de Quintos» se ordena «se le reciba declaración de que cantidad de granos halla a su entender existirá al presente en dicha isla». Se le obliga a prestar juramento y declara que «tendra la Isla existentes oy cien mil fanegas de pan, poco mas, o menos, de las quales a su parecer seran las veinte, y cinco mil de trigo, y las restantes de cebada romana, rabuda, y centeno». El balance que hace es muy conservador; cuando le llega al regente la carta «atrasada» de la Junta, aparece una regulación más realista «incluimos la regulacion, y tasmia, por donde consta haver en lo presente tres, y siete mil, quatrocientas, sesenta, y ocho fanegas de trigo; setenta, y cinco mil, y trese de cebada blanca; cinco mil, seiscientas, y tres de cebada romana, y quinientas, y catorce de centeno».
- 6 La experiencia en este sentido de los efectos de la erupción de Lakagíggar (Islandia, 1783) es determinante, como vimos en la sección 2.2.
- 7 En esta carta, dirigida al «Dean, y Cavildo, sede vacante, de la Sta. Iglesia Cathedral de estas Islas», el regente «tranquiliza» a la Iglesia sobre sus medidas de requisita de granos, asegurándole que «luego que por estas se logre el restablecimiento, que deseamos, y la quietud de la popular miseria», todo volverá al «antecedente regular estado».
- 8 Estamos en plena erupción del grupo de Pico Partido. Pocos días después —alrededor del 16— se abrió una nueva boca eruptiva que arrasará Chupadero y la Vega de Uga, abriendo un nuevo frente a la destrucción de la zona.
- 9 Hay que tener en cuenta que esta previsión la hace la Junta en una fase muy inicial de la erupción; las circunstancias empeoraron espectacularmente más adelante.

- 
- 10 La población total de la isla en diciembre de 1730 era, según indica la propia Junta, de 1.077 vecinos o 4.967 personas. Aquí hablan de 1.000, es decir, unas 4.600 personas. Según su estimación, sólo había recursos de subsistencia para unas 2.760 personas, por lo que debían evacuar la isla las 1.840 restantes. Estas aparentemente pesimistas estimaciones (probablemente incluso exageradas en aquel momento de forma intencionada, al objeto de apoyar con más fuerzas sus demandas) se quedaron en realidad muy cortas; conforme evoluciona la erupción se llegará a proponer, en marzo de 1731, que quede al menos «un presidio» de 200 ó 300 hombres para su defensa (carta de P. de Brito y M. de Arvelos al regente, 19 de febrero de 1731).
- 11 En la carta que el Marqués de Valhermoso (Capitán General) envía al regente el 6 de noviembre (1730), respaldando su actuación, podemos ver como —aparte de expresar su preocupación por la seguridad de la plaza «hemos menester mantener aquel Puerto, como V.S. vera prevengo en la mía, rezeloso, no se descuiden, y lo que pueden intentar las embarcaciones de Sale, y Sta. Cruz de Berbería», y manifestar su poca confianza en sus súbditos de la isla, de los que no tenía precisamente una gran opinión: «aseguro a V.S. que si el estado de las cosas de las demas Islas me lo permitiera, ya hubiese pasado a dicha Isla, cuios Naturales considero medrosos, y aturridos en superlativo grado, y como acostumbrados al desorden, rezelo no pierdan la obediencia»— aprueba las contundentes medidas del regente para cortar el desabastecimiento de la isla, ya que cuando le informan que: «haviendo llegado el Coronel Governador de Las Armas y visto que algunos de los Ricos sin lizencia se avian pasado a Fuerteventura con sus familias, y querían transportar todos sus granos, y demas bienes, avia puesto presos los dos Maestros (patrones de barco), y embarasado el transporte de los efectos», sólo comenta «bien ha hecho». En esta misma carta expresa el Marqués sus recelos respecto a los comerciantes extranjeros «que no duermen». Le preocupa el que estos comerciantes, principalmente los ingleses «que son la Ley de Dios destos Naturales, con el motivo de la saca de sus vinos» puedan especular «en el punto de granos, y manifestando fineza encajarse en los abastos, para despues alterar los precios». Avisa al regente por si llegan por la R. A., ya que «son astutos, y si encontrasen abertura son capaces de comprar todos los que tenemos en las Islas (grano), para hazer venir la carestia».
- 12 Ver nota 9.
- 13 Carta del regente a la Junta, 8 de marzo de 1731.
- 14 Se inicia ya la actividad de las Mñas. del Señalo, que, como vimos en el capítulo anterior, amenaza —sin llegar— varias veces a Yaiza.
- 15 El regente prepara un amplio informe de la evolución de la erupción y de todas las actuaciones llevadas a cabo. El informe, que termina el 4 de abril de 1731, lo envía a Felipe V, incluyendo el mapa de la erupción y «copia de las providencias mas substanciales», con carta de remisión al encargado de la casa real, Marqués de La Compuerta, de fecha 6 de abril.
- 16 La remisión a la Corona de este amplio legajo, con el mapa, ha permitido su preservación y la posibilidad de su consulta pública, como hicimos nosotros en 1987 —Archivo de Simancas, Gracia y Justicia, Legajo 89—. La falta casi total de documentos originales sobre las erupciones en Canarias, hace sospechar que la gran mayoría haya desaparecido (como es el caso del Diario del cura de Yaiza), o estén en manos de particulares. Existe la desgraciada costumbre de que los encargados de archivos se «reserven» para su uso particular —se supone que para su estudio— estos documentos, que en la mayoría de los casos extraen de las instituciones que los albergan. Esta práctica sería menos nociva si, al menos, se decidieran a trabajar sobre ellos y publicar sus estudios —con transcripción de los originales—, pero esto sucede en contadas ocasiones, por lo que se priva a los investigadores de piezas esenciales en su trabajo.
- 17 Viera y Clavijo (1783) habla, al referirse a la erupción de 1730, de que ésta sobrevino «... después de un violentísimo terremoto». No podemos saberlo, pero es posible y aún probable, que hubiesen muchos más de menor intensidad, apenas perceptibles, salvo a nivel instrumental (microsismos). Este fenómeno es habitual en las erupciones históricas de Canarias, y una potente técnica de detección temprana de estas erupciones. Concretamente en la ocurrida en Lanzarote en 1824 esta actividad microsísmica premonitoria fue

---

importante; según **Hernández Pacheco (1909)** —que transcribe el manuscrito en forma asimismo de diario del alcalde mayor de Lanzarote, el capitán Ginés de Castro y Álvarez, denominado «**Noticias del volcán que reventó en la isla de Lanzarote el año 1824**»— nos enteramos que «*Desde el año de 1823 se sienten en esta isla algunos terremotos, que, aunque no fueron continuos, no dejan de advertirse cada año, ya en unos pueblos, ya en otros y con especialidad en los parajes del Grifo, Mosaga, Tao y Villa de Teguisse. El día 29 de Julio del mismo año, a las cinco de la mañana, se advirtió un terremoto en muchos pueblos de la isla, aunque su movimiento no fue muy grande. El día 30 se oyeron igualmente porción de movimientos subterráneos, así en el día como en la noche...*». Esta erupción, que comenzó finalmente el 31 de julio de 1824, estuvo, pues, precedida por actividad sísmica —y, lógicamente, microsísmica— desde 1 año antes de manifestarse en superficie. Un caso como este plantea otro tipo de problema: si a través del registro instrumental se aprecia una actividad sísmica anormalmente frecuente ¿significa una inminente actividad eruptiva? Como vemos aquí ejemplificado no siempre ocurre así, complicando aún más la vigilancia de erupciones en este tipo de volcanismo. En tal tipo de circunstancia habría que prever una justificada alarma de la población, a la que habría que responder con otras técnicas aplicables en estos supuestos —análisis de variaciones en la temperatura superficial, de las aguas subterráneas, del campo magnético local, etc.—.

- 18 Ya hemos visto (sección 2.3) cómo **M. Santiago (1960)** en su edición crítica de la «**Descripción Histórica y Geográfica de las Islas Canarias**» de Pedro Agustín del Castillo, hace una revisión exhaustiva de referencias a volcanismo reciente en Lanzarote sin encontrar mención alguna a este fenómeno, que no habría pasado desapercibido a autores como Bontier, Torriani, etc.
- 19 Una vez más nos asombra la capacidad de observación de Eduardo Hernández Pacheco, sin duda uno de los más grandes científicos que ha tenido el país en el campo de las Ciencias de La Tierra.
- 20 La reacción sería:
- (1)  $\text{CO}_3\text{Ca} + \text{calor (de la erupción)} = \text{CaO} + \text{CO}_2$ .
- (2)  $\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca(OH)}_2 + \text{calor (12.240 cal/mole)}$ .
- Esta reacción es en efecto exotérmica, pero no puede en forma alguna alcanzar una temperatura tan elevada como la presente en esta zona de anomalías.
- 21 Al menos el sondeo más profundo (27 m) parece que se emplazó en el Lomo del Azufre, cerca de la cumbre del cono volcánico más elevado del grupo de Timanfaya (**Calamai y Ceron, 1970**). Frecuentemente se hace referencia a la presencia de juncos alineados como relacionados con emanaciones de vapor de agua asociado al sistema geotérmico. En nuestra opinión estas plantas se aprovechan, en un ambiente de muy baja pluviosidad, de la condensación de la humedad aportada por los alisios, muy constantes en la zona, de forma similar al efecto que ha dado lugar a los cultivos en este material. La humedad de condensación drena por capas de granulometría más fina o alteradas por el hidrotermalismo que acompañó a la erupción, o por grietas superficiales en los edificios volcánicos. No parece haber relación entre esta agua, de naturaleza meteórica y un supuesto acuífero profundo. Estas alineaciones de juncos son asimismo abundantes fuera de la zona de anomalías actuales (Pico Partido, Mña. de Las Junqueras, Caldera del Corazoncillo, etc.). Es evidente que la realización de un sondeo medianamente profundo en estas zonas de máxima temperatura habría resuelto de forma más concluyente el problema que el emplazamiento que se decidió para el sondeo de 2.700 m.
- 22 Italia era ya en los años 70 el país con mayor producción de energía eléctrica a partir de campos geotérmicos. Los campos de Larderello y Monte Amiata, administrado por el L'ENEL, producían en 1969 2.765 millones de kilovatios hora, siendo la potencia instalada de unos 390 megavatios. No es extraño, pues, que los mejores técnicos en geotermia, como Calamai y Ceron, fuesen precisamente italianos.
- 23 El estudio de las posibilidades de extraer energía de «rocas calientes secas» se intensificó en los años 70, a raíz de la crisis del petróleo. Uno de los centros más activos —el «Sandia National Laboratories» de los Estados Unidos— impulsó importantes programas de investigación en este sentido, pero las conclusiones no fueron muy alentadoras; incluso en las condiciones más favorables, parece que se concluye que «las

tasas de extracción de calor en régimen continuado con intercambiadores de calor en cámaras magmáticas poco profundas serán probablemente inferiores a 10 kilovatios por m<sup>2</sup>, valores muy bajos para su aprovechamiento industrial» (Hardee y Larson, 1977). Tal vez, sin embargo, podría haberse utilizado esta fuente de energía en las propias instalaciones del Islote de Hilario.

- 24 No puede, sin embargo, existir duda alguna de que esas temperaturas en exceso de 600 °C estaban presentes en todo momento: el error fue producido al parecer por usar prototipos de construcción propia (termorresistencias o termómetros de platino y de cuarzo) poco apropiados para registrar temperaturas por encima de los 300-320 °C. Este aspecto es aún más curioso si pensamos que los termómetros para temperaturas elevadas (termopares), totalmente fiables y con gran precisión, son de uso industrial habitual desde hace décadas. Por otra parte, es de sentido común que si una fractura alcanza la superficie con esas temperaturas, no puede haber previamente atravesado un acuífero permeable con temperaturas muy inferiores, aspecto que contraviene los conceptos más elementales de la termodinámica.
- 25 La fusión del hilo de aluminio que citan es una prueba concluyente de que alcanzaron, al menos, la temperatura de 660 °C.
- 26 Todas estas medidas están realizadas en el mismo sondeo inclinado del Islote de Hilario. No existe razón alguna para suponer una variación significativa de la temperatura en tan poco tiempo, por lo que es obvio que esa temperatura en exceso de los 600 °C siempre ha estado presente.
- 27 El cuadro resumen (Araña y García Luís, 1974) de los resultados obtenidos por estos autores en el análisis de fluidos emanados en la zona del Islote de Hilario y cráter de Timanfaya es el siguiente:

Muestra	Agua (g/m <sup>3</sup> )	Valor medio(*)	Relación con ambiente	Temperatura (°C)
<b>Atmósfera.</b>				
1	11			
2	11	11	1.0	ambiente
3	11			
<b>Hilario.</b>				
4	39			
5	36	38	3.4	200
6	38			
<b>Hilario. Pozo de 6 m.</b>				
7	21			
8	21	21	1.9	300
9	22			
10	21			

---

Hilario. Grieta en degollada frente al bar.

11	66			
12	51			
13	50	55	5.0	60
14	53			

---

Fondo del cráter de Timanfaya.

15	19			
16	19	19	7.7	20

---

Fondo del cráter de Timanfaya.

17	40			
18	45	44	4.0	100

---

(\*) Relación entre agua condensada (g)/Vol. gas circulado (m<sup>3</sup>).

- 28 F. Tonani fue uno de los mejores investigadores que ha habido en el campo de la geoquímica de gases aplicada al estudio de la geotermia. Inventor de conceptos básicos en esta materia y de técnicas de termometrías gaseosas.
- 29 Estos análisis, efectuados en el campo con tubos calibrados, fueron posteriormente contrastados con los realizados por R. Vaquer por cromatografía, en el Instituto de Química Bio-Orgánica del CSIC en Barcelona, que dieron como resultado 21.7 de oxígeno y 78.3 de nitrógeno. El muestreo se efectuó en tubos perforados en su tramo inferior, instalados al efecto en varios puntos de la zona (Fig. 4.2). Esta dispersión de los puntos de muestreo se hizo con la idea de contrastar la posibilidad de que el tubo inclinado, en el se tomaron la mayoría de las muestras, estuviese sellado y fuera esa la circunstancia que diera como resultado la composición similar al aire atmosférico de sus gases; los resultados similares en todos los tubos descartan, sin embargo, esta posibilidad. Por otra parte, hay que tener en cuenta que las anomalías térmicas existentes en el cráter del Teneguía (erupción en 1971), posiblemente el resultado de un proceso similar de enfriamiento lento de un resto de lava caliente relativamente superficial en contacto con la superficie por fisuras abiertas, presenta una composición asimismo muy similar al aire atmosférico (Tonani, 1981; Carracedo y Soler, 1983). Recientemente, Cioni y otros (1985) efectúan nuevos análisis (5 muestras) de los gases en el punto de máxima anomalía (Islote de Hilario), midiendo 605 °C y llegando finalmente a las mismas conclusiones: gas constituido por aire atmosférico (Nitrógeno 78.1 a 78.3% en vol.; Oxígeno + Argón 21.6 a 21.8%). Encuentran asimismo pequeñas cantidades de gases magmáticos: CO<sub>2</sub> (0.02 a 0.15%), CO (hasta 0.0048%) e hidrógeno (0.00027%). En base a estos resultados se calculó la relación CO<sub>2</sub>/CO en función de la temperatura, relación que en el sistema cuarzo-fayalita-magnetita coincide con las temperaturas medidas. Más recientemente, Valentín (1988) ha efectuado un nuevo estudio (Tesis doctoral, pendiente de publicación) sobre la fase gaseosa relacionada con estas anomalías térmicas. Sus resultados indican una vez más que la manifestación térmica está directamente relacionada con aire reducido y gases volcánicos, siendo muy escasa la proporción de agua (2-2.5% en vol.) que interviene en el sistema.
- 30 Han sido muy numerosas las técnicas aplicadas en esta zona en un intento de delimitar y establecer la geometría de la intrusión magmática y valorar las anomalías térmicas observadas en superficie. Se efectuaron diversos reconocimientos y prospecciones termométricas y geofísicas (SEV, gravimetría, microsismicidad, etc.), datos que se recogen en parte por Araña y otros (1974), y que en su conjunto permiten estable-

---

cer una mayor precisión en cuanto a la distribución de anomalías térmicas superficiales, zonas de baja resistividad (< 30 hom/m) en relación con aguas y/o depósitos salobres, así como espectros de frecuencias con valores dominantes de 8 Hz, relacionadas con las zonas de anomalía térmica y con fracturas tectovolcánicas de dirección NE-SO. Posteriormente se efectuaron campañas geofísicas de carácter regional: gravimetría (Sevilla y Parra, 1975) y sísmica de refracción (Dañobeitia, 1980), que aun cuando proporcionaron importante información sobre las características y estructura cortical del subsuelo de Lanzarote, no permitieron sin embargo una valoración de la profundidad de emplazamiento de la intrusión magmática. En efecto, los resultados gravimétricos correspondientes a las anomalías de Bouguer presentan un máximo de 220 mgals en la zona de San Bartolomé y un mínimo relativo de 150 mgals en la zona volcánica reciente de Timanfaya. Los perfiles sísmicos presentan para Lanzarote una capa superficial constituida por materiales volcánicos de velocidad 4.0 km/s y un espesor de 4 km, que se apoya sobre un material cortical de 5.9 - 6 km/s que no se corresponde con la velocidad del manto, y que según Banda y otros (1981) y Suriñach (1986), correspondería a intrusiones masivas de magma básico: esta capa sísmica pasaría al manto, sin discordancia inferior, a una profundidad de 11-12 km.

Más recientemente se han efectuado nuevas prospecciones geofísicas mediante sondeos magnetotelúricos (García, 1986), con objeto de intentar detectar zonas altamente conductoras en posible relación con la presencia de cuerpos intrusivos a elevadas temperaturas. Los resultados obtenidos señalan la presencia de **diferentes niveles conductores** a diferentes profundidades, lo que hace que el planteamiento de modelos cuantitativos sea difícil y ambiguo.

- 31 Este sondeo profundo fue realizado por el Ministerio de Industria y Energía en 1977, a través de los Institutos Geológico y Minero de España y Nacional de Industria y el Centro de Estudios de la Energía.
- 32 Cualquiera que esté algo familiarizado con la estructura hidrogeológica de las Canarias sabe que la permeabilidad de los edificios insulares decrece rápidamente con la profundidad; la compactación, alteración y relleno de huecos transforman las formaciones más antiguas en un núcleo impermeable donde las transmisividades son prácticamente nulas. Esta condición se acentúa en las formaciones submarinas y en los complejos basales. El sustrato de Lanzarote es impermeable a pocos centenares de metros de profundidad, como han puesto de manifiesto los sondeos realizados en la Isla por el Servicio Geológico de Obras Públicas. El sondeo de 2.700 m intercepta a los 353 m tobas submarinas totalmente impermeables. Como ya se dijo: *«la escasa porosidad eficaz y transmisividad del acuífero supondría la no rentabilidad de este campo geotérmico, al no disponerse de fluido en cantidades suficientes para mantener un sistema hidrogeotérmico productivo»* (Araña y Carracedo, 1979).
- 33 La presencia de numerosas fracturas abiertas asociadas a los diques de los ejes estructurales ha sido citada por Navarro (1989) como uno de los elementos más importantes en el control de la distribución de las aguas subterráneas de Tenerife. Estas fracturas parecen ser, frecuentemente, paralelas al dique y recorriendo el contacto de éste con la roca caja, disposición que sugiere un despegue de la lava intruida por retracción en el enfriamiento. En el caso de las Mñas. del Fuego podría darse además la circunstancia de que permanecieran ciertas condiciones de generación de magma en esa zona, aún con tasas muy bajas. Podría así mantenerse un régimen más o menos sostenido de empujes ascensionales, lo que podría transmitirse a la intrusión de lava caliente y propiciar un efecto de cuña (*«magmafracting»*) que mantuviese esfuerzos tensionales suficientes para conservar practicables las fracturas de salida de los gases.
- 34 Hasta hace pocos años se han mantenido al parecer anomalías térmicas en el borde de cráter de uno de los centros de emisión de la erupción del San Juan, que se produjo en La Palma en 1949. En el cráter del Teneguía —La Palma, 1971— se mantenían temperaturas superficiales superiores a los 400 °C en 1983 (Carracedo y Soler, 1983).

## 5 LA ERUPCIÓN DE 1730 COMO ESPACIO NATURAL

La erupción de 1730 no puede considerarse solamente como un interesante tema científico —que lo es, como hemos podido ver en los capítulos anteriores—, sino que es también un notable espacio natural, con grandes áreas aún en excelente estado de conservación donde pueden observarse en condiciones inmejorables las principales formas, estructuras y productos del vulcanismo más típico de las erupciones basálticas fisurales, así como los procesos iniciales de implantación y colonización por los seres vivos de un ambiente inicialmente estéril.

Tal riqueza natural, tal vez única en condiciones de observación tan favorables, supone, por una parte, un recurso muy importante para la isla, base de su atractivo turístico, y por otra, una responsabilidad general en lo que supone su preservación.

### **5.1 Valores paisajísticos y medioambientales de la zona. Estado de protección y conservación.**

Cualquiera que recorra la zona ocupada por los materiales de la erupción de 1730 queda impresionado por un paisaje radicalmente diferente de lo habitual en ambientes continentales: en las formas del relieve, color de las formaciones, ausencia casi total de vegetación que lo recubra y enmascare, etc. Esta peculiaridad se debe a dos factores confluyentes: por una parte la importancia en volumen y extensión de los materiales extruidos y la duración del proceso eruptivo de 1730; por otra, el excelente estado de conservación de una buena parte de la zona ocupada por la erupción.

El gran volumen de materiales extruidos y la suave topografía de la zona favorecieron el que los productos volcánicos abarcaran una gran extensión, su-

---

ficiente para que el visitante se sienta sumergido en este peculiar paisaje, sin la perturbación «de borde» en esta especial percepción que se experimenta en ambientes similares pero de menor extensión —lo que ocurre con frecuencia en las demás islas—, donde están siempre presentes las señas del poblamiento y la actividad humanas.

La duración de la erupción ha permitido por otra parte la evolución del proceso, lo que ha dado lugar a la presencia de una gran variedad y complejidad de formas y estructuras volcánicas —siempre dentro de las típicas de las erupciones basálticas fisurales—, aspecto perceptible para el observador no familiarizado con el volcanismo a través de la variedad de formas y colores, que conforman un paisaje siempre en variación, abigarrado y de gran espectacularidad.

El segundo factor de los mencionados es el excelente estado de conservación de gran parte de la zona de la erupción, al que han contribuido a su vez tres motivos concurrentes: La baja agresividad de los agentes erosivos naturales, la escasa presión demográfica existente en la isla hasta hace unos años, y la temprana protección de gran parte de la zona a través de la figura de Parque Nacional. En cuanto a la escasa agresividad de la erosión ya hemos hecho algún comentario al justificar en esta circunstancia la dificultad de separación de edificios volcánicos con diferencias en edad bastante significativas en términos relativos; su causa primordial es la bajísima pluviosidad de la zona, de características netamente desérticas. Esta baja pluviometría, a diferencia de lo que ocurre en las zonas de cumbre de Tenerife o La Palma, es la razón fundamental de la escasa implantación de vegetación, que se limita casi en exclusiva a los estadios iniciales de colonización por líquenes, lo que, más que enmascarar el paisaje, contribuye a aumentar las diferencias de colorido y su espectacularidad.

La buena preservación de la zona ha sido posible asimismo porque Lanzarote sólo se ha incorporado al proceso de desarrollo demográfico y al turismo de masas en los últimos años. Este hecho, sumado a la ausencia casi total de reservas de agua subterránea —lo que descarta totalmente la implantación de cultivos extensivos como el del plátano—, ha condicionado el escaso valor del suelo, prácticamente nulo en las zonas de «volcán» (malpaíses o campos de lava recientes), a diferencia de las islas con abundantes recursos hídricos, en que estas plataformas costeras de volcanismo reciente e incluso histórico (San Juan, Teneguía, etc.) han sido rápidamente transformadas en plataneras de gran rendimiento. El escaso valor del suelo y su falta de utilidad hasta fechas recientes —en que ha empezado a urbanizarse— favoreció el que gran parte de la

---

zona fuera amparada por la figura de protección ambiental más eficaz en el país: el Parque Nacional, y que además esa protección fuera real, a diferencia de otros Espacios Naturales de Canarias y del resto del país, de similar cobertura legal, en que la existencia de recursos agrícolas, forestales, cinegéticos, etc., han originado una continua dialéctica conservación-explotación, casi siempre en detrimento de la primera. Es de lamentar que en la época en que se delimitó el Parque Nacional se hiciera con criterios restrictivos y poco rigurosos. El perímetro del Parque se realizó a partir de vértices topográficos, en vez de seguir criterios geológicos y abarcar el área ocupada por la erupción. Por esta razón quedaron fuera de protección partes importantes de esta formación geológica, que sin embargo no han sido «utilizadas» con otros fines productivos que las extracciones de áridos. Se perdió así una excelente ocasión de que la isla contara con un Parque Nacional aún mejor, aspecto que se lamenta en la actualidad, y se sentirá más, previsiblemente, en el futuro inmediato, a la vista de la pérdida de «calidad ambiental» que está experimentando la isla.

En efecto, un hecho en el que queremos insistir es que, si bien la parte de la erupción de 1730 incluida en el Parque Nacional de Timanfaya está excelentemente protegida, no ocurre así con el resto, donde existen áreas de al menos igual interés ambiental que están siendo destruidas por las extracciones de lapilli (arenas en terminología local), piedras ornamentales (lavas cordadas), y por las edificaciones. En esta circunstancia de total desprotección efectiva se encuentran los edificios volcánicos de las fases iniciales de la erupción (1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup>), y especialmente la final (5.<sup>a</sup>), sujetos actualmente a la ruina acelerada por extracciones masivas. Si este hecho es sorprendente —por lo que supone la destrucción de paisajes de irrepetible espectacularidad en una isla cuya principal industria es el turismo—, aún es más desconcertante el que estas actividades destructivas contravengan frontalmente la protección legal adquirida por esta zona al ser declarada como Parque Natural por la Ley de Declaración de Espacios Naturales de Canarias de 1987.

## **5.2 Itinerarios comentados de observación.**

Para facilitar la observación de los principales edificios volcánicos producidos en la erupción de 1730, y sus formas, estructuras y productos, hemos elaborado un mapa a escala 1/25.000 donde aparecen las principales vías de acceso —con indicaciones de las limitaciones de uso— y estaciones comentadas.

---

Se incluyen los límites del Parque Nacional —para cuyo acceso en cualquier punto se precisa autorización del ICONA— y del Parque Natural, así como algunas indicaciones para extremar el cuidado en algunas zonas de especial fragilidad. Los tiempos de recorrido de los diferentes itinerarios que se indican en el mapa son sólo estimativos, dependiendo lógicamente su duración de la frecuencia y tiempo empleado en las observaciones, toma de fotografías, etc. Para una mejor relación de los itinerarios y estaciones con la evolución de la erupción, separaremos éstas con el mismo criterio de «fases» utilizado en este libro para el estudio de la erupción de 1730.

### Primera Fase: Caldera de Los Cuervos-Pico Partido-Caldera de Sta. Catalina.

#### *Estación 1.*

Caldera de Los Cuervos. Primer centro de emisión de la erupción, surgido en las proximidades del poblado de Timanfaya (ver Figs. 3.2 y 3.3). El acceso es muy fácil desde la carretera GC-730 (de Teguisse a Yaiza por La Geria) o desde Tinajo, por la pista que parte del km 15 de esa carretera y enlaza con Tinajo. En el km 1 de la pista sale un camino hacia el oeste, transitable para turismos (hoy —1991— acertadamente cortado al tráfico rodado), que llega directamente a la entrada del cráter de esta Caldera. Existe asimismo un camino, practicable con dificultad para turismos, que rodea el cono volcánico.

El cono aparece rodeado por el lado occidental por las coladas de Mñas. del Señalo y por el oriental por las de Mña. Colorada, las últimas de la erupción. Rodeando el cono por la pista que lo circunda se puede ver al sur un excelente afloramiento en que se observa con claridad una colada masiva con estructura «*pahoe-hoe*» de Mñas. del Señalo, apoyada directamente sobre el lapilli de la primera fase de la erupción. En ese mismo recorrido se puede observar como el edificio de 1730 se levanta sobre un «islote» de Serie III, que se detecta fácilmente por el color amarillo de alteración de sus piroclastos.

Ascendiendo al cono hasta su mitad, lo que se puede hacer desde su cara norte, se ve hacia el norte, en el plano medio, los centros eruptivos de Mña. de Las Nueces y Mña. Colorada, correspondientes a la última fase de la erupción, al oeste y este respectivamente de la pista que va a Tinajo.

En un plano más corto, a unos 150 m y directamente al norte, se encuentra un gran trozo de la pared del cono —completamente rodeado por las lavas de

---

Mña. Colorada— desgajado y arrastrado por la presión de las lavas que rellenaron la Caldera. Este fenómeno podría corresponder al episodio ocurrido el 7 de septiembre de 1730 mencionado en el Diario del Cura de Yaiza y cuya consecuencia habría sido el desvío del curso de las lavas que a continuación arrasaron los poblados de Sta. Catalina y Mazo (ver la sección 3.2). Huellas de la acumulación de lavas en el interior del cráter de este centro eruptivo pueden encontrarse penetrando en su interior por el portillo originado precisamente por el episodio descrito: las paredes aparecen barnizadas por una pátina de lava, adherida a la pared interior del cráter en el reflujo de la lava.

Otra característica fácilmente observable es la abundancia de enclaves peridotíticos (principalmente olivino, de color verde intenso) en las escorias que forman el cono y en las lavas.

El interior del cráter estaba ocupado por piroclastos de facies distal (lapilli de proyección aérea desde un punto distante) provenientes en su mayor parte de los centros eruptivos de la Caldera de Sta. Catalina y Pico Partido, ya que las lavas de las Mñas. del Señalo los recubren. Han sido explotados totalmente para su utilización en la agricultura y la construcción. Precisamente el carácter distal de los depósitos piroclásticos de esta zona y la de La Geria los hace especialmente atractivos para la agricultura, al provocar una buena selección de tamaños que hace que el lapilli sea de grano fino y uniforme, a lo que hace referencia el término local de «arenas». Esta circunstancia ha propiciado la aparición de numerosas canteras de extracción, con el consiguiente deterioro paisajístico. A partir de 1986 se llegó al acuerdo de acondicionar una cantera integral para la isla —concretamente el cono volcánico de Lomo Camacho, con reservas de varios millones de m<sup>3</sup>—, circunstancia que ha favorecido extraordinariamente la preservación paisajística de Lanzarote.

### *Estación 2.*

Cima de la Mña. de Los Rodeos. El acceso a este punto se logra por la pista, practicable incluso para turismos, que arranca del km 5.3 de la que une la carretera GC-730 y Tinajo.

Desde la cima se dispone de una excelente panorámica en 360°. En un plano medio mirando hacia el norte se ven discurrir las coladas de Mñas. del Señalo, que llevan un curso hacia el mar; un brazo de estas lavas se desvía al NE, pasando entre la Mña. de Los Rodeos y la de Los Rostros, situada justo enfrente. Cruzando este brazo de lavas de la 2.<sup>a</sup> fase, descienden en camino directo hacia el mar las lavas de Mña. Colorada.

---

Si se mira hacia el SO se ven los dos centros de emisión de la 5.<sup>a</sup> y última fase de la erupción; en primer plano y rodeando la base de Mña. de Los Rodeos se encuentran las lavas «*pahoe-hoe*» de Mña. de Las Nueces, con espectaculares estructuras cordadas. Hacia el este, a poco más de 1 km aparece este centro eruptivo, de aspecto achatado, seguido algo más allá por el de la Mña. Colorada, cono volcánico más elevado con el que culmina la erupción de 1730.

En dirección oeste y en un plano más lejano (unos 2 kms) se ve el grupo de Pico Partido, y aún puede entreverse, más hacia el sur, la alineación de Mñas. del Señalo, detrás de la Mña. y la Caldera de Sta. Catalina que se interponen a una distancia de poco más de 1 km. También en plano lejano y en dirección NO se ve el cono freatomagmático de Caldera Blanca, rodeada en ambas direcciones por las coladas de Pico Partido en su curso hacia el mar.

Observando la propia Mña. de Los Rodeos vemos las huellas de la explotación del lapilli, que ha desaparecido prácticamente dejando ver la vieja montaña de la Serie III, con el característico color amarillo de sus piroclastos alterados.

### *Estación 3.*

Cono de escorias sin nombre situado a unos 200 m al oeste de Mña. de Los Rodeos. Aparece casi totalmente enterrado bajo las lavas de Mñas. del Señalo. Por su aspecto reciente y su alineación con los primeros centros eruptivos de Pico Partido —según una fractura de unos 1.500 m y rumbo 80° N— parece corresponder a esta primera fase de la erupción de 1730.

Se puede caminar hasta él por un sendero que parte de la pista que bordea Mña. de Los Rodeos. Visto de cerca tiene el aspecto típico de un cono de escorias soldadas, aplastado y con fracturas abiertas en los flancos, indicio del derrumbe parcial del cono cuando aún estaba en estado pastoso.

### *Estación 4.*

Base de la Caldera de Sta. Catalina. Acceso igual que para la Estación 2.

En este punto puede observarse un centro de emisión adventicio al principal de la Caldera de Sta. Catalina, situado justo en su flanco oriental. Aunque está casi totalmente removido y destruido por las extracciones, se puede comprobar que los piroclastos corresponden a una facies proximal, con escorias y bombas de gran tamaño, con frecuencia superiores a 1-1.5 m de diámetro.

---

En el borde de las coladas de Mñas. del Señalo, que discurren por el norte apoyadas sobre este centro de emisión, se observa un corte de cantera en cuya base aparecen piroclastos alterados de color amarillo, que evidencian el «islo-te» de Serie III del extremo meridional de la Mña. de Los Rodeos sobre el que se levanta el conjunto de la Caldera de Sta. Catalina.

Desde este punto se puede acceder, por un sendero, a la Mña. de Sta. Catalina. En algunos cortes en su base y en su cima, desprovista de los piroclastos que recubren el cono volcánico, se puede comprobar que éste corresponde a la Serie III, por el típico aspecto de sus piroclastos alterados de color amarillo.

Por otro sendero que bordea la Caldera de Sta. Catalina por el norte se puede alcanzar su cima. Desde ella se puede comprobar la estructura de este centro eruptivo, correspondiente a uno de los que inició su actividad el 10 de octubre de 1730, formado por escorias. Las paredes del cráter están fracturadas y son evidentes los desplomes que han agrandado su perímetro. En su fondo se observa una intrusión de lava, sobre cuya superficie aparecen soldadas bombas de pequeño tamaño provenientes, al parecer, del centro eruptivo próximo de las Mñas. del Señalo (Foto 1).

Un aspecto a destacar, al que hemos hecho mención en la sección 1 del capítulo 3, es la ausencia casi total de piroclastos de proyección aérea en el interior del cráter; solamente aparece una capa discontinua de piroclastos de apenas unos centímetros de espesor en las paredes interiores y las bombas mencionadas, que podrían corresponder a proyecciones desde las Mñas. del Señalo. Esta ausencia de recubrimiento de piroclastos —que por el contrario tapizan con un espesor superior a 1 m los edificios circundantes de la Serie III— nos induce a descartar la hipótesis sustentada por los datos aportados por las determinaciones de paleomagnetismo (ver discusión en la sección 1 del capítulo 3) de que este cono volcánico pueda corresponder a una fase eruptiva anterior a la de 1730. El hecho de que las coladas de las Mñas. del Señalo —de la 2.<sup>a</sup> fase de la erupción de 1730— se apoyen sobre este centro de emisión pone un límite superior al momento de su actividad, que debe asociarse a la 1.<sup>a</sup> fase, concretamente a la fecha indicada. El área de dispersión del volumen principal de los piroclastos que recubren una amplia zona de la isla, emitidos asimismo en la 1.<sup>a</sup> fase de la erupción, parecen tener su foco de procedencia fundamentalmente en este centro de la Caldera de Sta. Catalina.

---

### *Estación 5.*

Flanco de la Mña. de Las Junqueras. Se accede a este punto por un sendero que parte de la estación anterior, bordea la Caldera de Sta. Catalina por su cara sur y continúa en dirección oeste cruzando las coladas y campo de hornitos que aparecen en el flanco sur de las Mñas. del Señalo; el último tramo, pasado ya el difícil sendero que cruza estas lavas, es más practicable al discurrir sobre coladas anteriores muy recubiertas con lapilli, que provienen de uno de los primeros centros de emisión de la 2.<sup>a</sup> fase. Este último tramo entra ya en el Parque Nacional, por lo que es preciso contar con la preceptiva autorización.

Una vez alcanzado el nivel medio de la Mña. de Las Junqueras se puede ver, mirando hacia el este, el último sector —el más oriental— de la fractura volcánica de 1730 (Foto 2), con el campo de hornitos del flanco sur de Mñas. del Señalo en primer término; algo más allá la Caldera de Sta. Catalina y, al fondo, los centros de emisión de la 5.<sup>a</sup> fase: la Mña. de Las Nueces, de baja altura y achatado, y la Mña. Colorada, destacando por su altura (471 m) en el último plano.

Mirando hacia el oeste se observa en primer plano la caldera del Corazoncillo (Foto 3), cono volcánico de dudosa posición estratigráfica en relación con la erupción de 1730. Entre ésta y la Mña. de Los Miraderos —cono volcánico de la Serie III muy recubierto de lapilli situado algo más al norte—, se ve el primer centro de emisión de la 2.<sup>a</sup> fase, cuyas lavas —a la derecha de la fotografía— discurren principalmente entre la Caldera del Corazoncillo y la Mña. de Las Junqueras, siendo luego enterradas por las coladas de las Mñas. del Señalo.

Por último, mirando hacia el norte, se observa en primer plano el segundo centro de emisión de la 2.<sup>a</sup> fase (Foto 4), apoyado sobre un cono del grupo de Pico Partido, cuyas lavas discurren hacia el punto de observación y acaban bordeando la Mña. de Las Junqueras por el este y siendo asimismo enterradas por las coladas de las Mñas. del Señalo. Al fondo se ven los centros de emisión más meridionales del grupo de Pico Partido, destacando por su altura (497 m) el que da nombre al grupo.

### *Estación 6.*

Flanco oriental de la Mña. de Los Miraderos. Se llega a este punto a partir de la estación anterior, bordeando la Mña. de Los Miraderos. A partir de aquí se abandona el Parque Nacional.

---

Hacia el este se disfruta de una excelente observación del grupo de Pico Partido, seguramente denominado así por las grandes fracturas abiertas que disecan el ápice del cono más alto del grupo.

### *Estación 7.*

Pico Partido. En este punto se puede realizar una detallada observación del conjunto de centros de emisión de la 1.<sup>a</sup> fase correspondientes a los que iniciaron su actividad a partir del 10 de octubre de 1730 (posiblemente a partir de la «boca eruptiva» más próxima a Mazo a que se hace mención en los relatos de la época). El acceso se realiza por un sendero apenas marcado con piedras («señalo» en la terminología local), que cruza uno de los brazos de lavas de Mñas. del Señalo (2.<sup>a</sup> fase) partiendo del km 9 de la carretera de Yaiza a Tinajo por las Mñas. del Fuego, justo en las inmediaciones de la Mña. de Tingafa.

Apenas se cruza el campo de lavas de Mñas. del Señalo puede observarse cómo éstas discurren sobre mantos de lapilli que provienen de los centros de emisión de Pico Partido (1.<sup>a</sup> fase), apareciendo en el borde de la colada «morrenas» laterales bien desarrolladas.

Una vez que se accede a las proximidades del grupo de Pico Partido se aprecia la abundancia y complejidad de formas y estructuras volcánicas, que hacen de este entorno reducido un verdadero laboratorio volcanológico. Se pueden en efecto observar en excelente estado de conservación lavas cordadas («pahoe-hoe»), lagos de lava rellenando cráteres en distintos niveles con cascadas de lava entre ellos, canales y tubos volcánicos —alguno de éstos desplomados en trechos, lo que permite seguir su recorrido por los sucesivos socavones o «jameos», hornitos —con excelente representación de estalactitas de lava—, etc. Destaca por su espectacularidad el canal lávico que drena el lago que rellena el cráter del cono mayor del conjunto (Foto 5, en claro en la parte central). La colonización por los líquenes es muy patente, fijándose éstos principalmente sobre las lavas; el color claro del canal lávico mencionado se debe a que está tapizado por estos líquenes.

En toda la zona son extraordinariamente abundantes los enclaves peridotíticos (olivino), algunos de gran tamaño, formando generalmente el núcleo interior de bombas volcánicas.

Aunque la zona no está incluida en el Parque Nacional posee unos valores naturales similares, e incluso superiores en muchos aspectos, a los de aquel.

---

El entorno es muy frágil: debe evitarse caminar sobre las lavas cordadas, por ser fácilmente deteriorables y por el peligro que supone el que se hundan al apoyarse sobre ellas, pudiendo originar graves caídas. Los enclaves de olivino han sido sometidos a un saqueo permanente, bien llevándose los como recuerdo o para su venta, o partiendo las bombas volcánicas para localizarlos en su interior. Esta práctica debe evitarse por lo que supone de deterioro para un entorno tan valioso, que además está protegido legalmente como Parque Natural por la Ley de Espacios Naturales de Canarias de 1987.

### *Estación 8.*

Islotes de Rostro Cavero. Restos de coladas de la Serie III completamente rodeados por las coladas de Pico Partido formando lo que en la terminología local se conoce como «islote». Se accede por una pista (Camino de Los Islotes) que parte —hacia el norte— de la carretera de Yaiza a Tinajo por Mñas. del Fuego, aproximadamente en el km 9.5 (poco después de pasar la entrada del Parque en dirección a Tinajo). Hay que seguir esta pista por algo más de 1 km y tomar luego un sendero que va en dirección a Caldera Blanca.

En el punto de arranque del sendero podemos observar como las coladas de Pico Partido rodean el cono volcánico de Mña. de Mazo; teniendo en cuenta que estas coladas son prácticamente de los inicios de la erupción de 1730 y que la Mña. de Mazo no parece tener encaje en los relatos de la época, es de suponer que se trate en este caso de un centro de emisión anterior a 1730 —en el mapa geológico se indica como de posición estratigráfica dudosa—, supuesto que se refuerza al observar el aspecto de este cono volcánico y de las coladas que de él proceden.

Desde el Islote podemos ver varias coladas que fluyen hacia el mar encajadas entre el propio Islote y la Caldera Blanca. Las lavas remontan el obstáculo que supone la existencia del propio Islote formando espectaculares cataratas, lo que nos hace recordar el fragmento del informe de la Junta (de fecha 29 de diciembre de 1730) «... *todavía existe el Bolcán asta oy abierto por la última boca junto a Mazo y corriendo fuego por distintos brazos tan caudalosos como si fuera el Betis...*». Los diferentes «ríos» de lava dan lugar a una excelente representación de «levées» o morrenas laterales.

Si se desciende del Islote hacia las coladas podemos ver en algunos puntos que se trata en realidad de una secuencia de varias coladas superpuestas, todas

---

con un elevado contenido de enclaves peridotíticos —como hemos visto típicos de la primera fase de la erupción de 1730—. Es posible que las coladas inferiores correspondan a las iniciales de la erupción procedentes de la Caldera de Los Cuervos, que en su curso hacia el mar a partir del 7 de septiembre debieron seguir el mismo curso que luego utilizaron las de Pico Partido.

En el mismo fragmento del relato de la Junta se describe que sobre estas coladas «*corren promontorios de graves peñas encendidas...*», seguramente haciendo alusión a los grandes bloques de escorias soldadas transportadas sobre el flujo de las coladas que aquí adquieren un desarrollo espectacular. En el proceso de transporte turbulento van girando y creciendo por acreción, dando lugar a curiosos bloques con estructura de «tapón de champán» (ver nota 14 del capítulo 2).

#### *Estación 9.*

Punto situado en el km 4 del mismo Camino de Los Islotes. El acceso es factible en bajada para turismos, pero en subida sólo para vehículos todo-terreno, por lo que de llegar a este punto se hace preciso continuar hasta enlazar con el Camino de la Mña. de Tenézara que llega a Tinajo.

En este punto se pueden observar los distintos brazos de lava de Pico Partido en su transcurso hacia el mar, así como sus relaciones estratigráficas con las coladas de la Mña. de Mazo —sobre las que discurren—, las lavas de 1824 (Volcán Nuevo del Fuego) —que las remontan y cruzan—, y las que provienen de las Mñas. del Fuego (4.<sup>a</sup> fase), que también se apoyan sobre las de Pico Partido. Estas lavas son a su vez anteriores a las coladas —también de Pico Partido— que, rodeando Caldera Blanca por el norte, se encuentran con ellas y las remontan —lo que puede fácilmente comprobarse siguiendo el recorrido de la pista—, y que corresponden a una fase más avanzada de la actividad del grupo de Pico Partido, forzadas a este nuevo curso por las modificaciones impuestas en la topografía por las emisiones iniciales de la erupción.

#### *Estación 10.*

Cima de Caldera Blanca. Excelente punto de observación del grupo de Pico Partido y sus coladas. Se accede por un camino que se desvía —hacia el SE— de la pista anterior, a la altura del km 5. Al finalizar el camino —transitable para

---

vehículos— se continúa por un pintoresco sendero que remonta la ladera de Caldera Blanca hasta su cima. En los cortes que produce el sendero se pueden observar productos y estructuras (estratificación en capas delgadas de carácter «rítmico» y de bajo ángulo, huellas de impacto, estratificaciones cruzadas, etc.) que demuestran el origen freatomagmático de la Caldera.

Bordeando el cráter se dispone de una espectacular panorámica del campo de lavas de Pico Partido.

#### *Estación 11.*

Playa de La Madera. Se accede tomando, en la intersección de los caminos de Los Islotes y de la Mña. de Tenézara, el ramal de este último que se dirige hacia el mar. Cantiles costeros formados en las lavas de Pico Partido y Mñas. del Fuego. En este punto llegan también al mar las lavas de 1824 (Volcán Nuevo), que se apoyan sobre una playa formada sobre las coladas de 1730.

Punto de partida del sendero que, bordeando la costa hacia el sur, cruza por espacio de varios kilómetros las coladas de Mñas. del Fuego (4.<sup>a</sup> fase) y Mña. Rajada (3.<sup>a</sup> fase).

#### *Estación 12.*

La Geria. Valle entre las alineaciones de conos de la Serie III (Mñas. Diama y Chupaderos al norte, y Tinasoria, Guardilama y Caldera de Gaida al sur) en el que se acumularon potentes mantos de lapilli, la mayor parte de la primera fase (ver Fig. 3.3), que en esta zona no están enterrados por las lavas. Espectaculares cultivos de vid en hoyos practicados en el lapilli (ver el comienzo de la sección 4.2). En algunos cortes se puede apreciar que los piroclastos de 1730 se apoyan directamente sobre suelos y lapillis alterados (de color amarillo) de la Serie III.

### **Segunda fase: Mñas. del Señalo.**

#### *Estación 13.*

Base del ápice meridional de la Mña. de Los Rodeos. Se accede descendiendo por el flanco de la montaña a partir de la estación 4. Las extracciones de lapilli

---

dejan buenos cortes en que se observa como las coladas de las Mñas. del Señalo —que rodean a la de Los Rodeos por el sur— y las de Mña. de Las Nueces —que lo hacen en sentido contrario— discurren sobre los piroclastos de la primera fase. Las relaciones entre estas coladas de cursos opuestos se ven en su contacto, donde puede comprobarse como las de Mña. de Las Nueces se encuentran y remontan a las de Mñas. del Señalo. Estas últimas debían fluir por una superficie inclinada hacia el NE, situación modificada posteriormente de forma drástica por la elevación del cono de Mña. de Las Nueces hasta el punto de invertir la pendiente y el curso de las lavas.

Desde este punto se puede recorrer el campo de lavas «*pahoe-hoe*» (lisas y cordadas, con estructuras espectaculares y fácilmente transitables) de Mña. de Las Nueces o continuar hacia el este hasta la estación 31.

#### *Estación 14.*

Campo de hornitos del flanco sur de Mñas. del Señalo. Partiendo de la estación 4 se accede a este punto por un sendero que bordea la Caldera de Sta. Catalina por el sur y continúa hacia el este, cruzando las lavas de Mñas. del Señalo.

Magnífica representación de lavas «*pahoe-hoe*», con excelentes estructuras cordadas y canales lávicos. El campo de hornitos y conos de escorias, del que parten las lavas que en flujo oblícuo se acercan, sin llegar, a Yaiza (episodios del 6 de abril y 2 de mayo de 1731, Diario del Cura de Yaiza).

En los conos principales de Mñas. del Señalo, perfectamente orientados en dirección este-oeste, se observan claramente estructuras de colapso, posiblemente relacionadas con el episodio descrito en el Diario del 13 de abril de 1730 (Foto 6).

#### *Estación 15.*

Nivel medio de la cara norte de Mña. Diama. A este punto, desde el que se disfruta de una excelente panorámica del campo de lavas de Mñas. del Señalo —que fluyen en dirección del observador—, se accede por una pista —particular— que parte del km 17 de la carretera local de Yaiza a Teguisse por La Geria.

---

Hacia el NE, en segundo plano, la Caldera de Los Cuervos, y al fondo los centros de emisión de la 5.<sup>a</sup> fase (Mña. de Las Nueces y Colorada). Hacia el NO, el contacto de las coladas de Mñas. del Señalo, que discurren en dirección NE-SO, y las que proceden del campo de hornitos del SE de Mñas. del Fuego —que se ven al fondo—, que lo hacen en sentido norte-sur cubriendo a las anteriores.

### **Tercera fase: Volcán de El Quemado-Mña. Rajada-Calderas Quemadas.**

#### *Estación 16.*

Volcán de El Quemado. Primer centro eruptivo en tierra de la 3.<sup>a</sup> fase, originado después del brusco desplazamiento de la actividad volcánica al extremo occidental de la fractura eruptiva de 1730 (ver sección 3.3). A este punto se accede por una pista transitable por turismos (Camino de Yaiza a Juan Perdomo).

Conjunto de cráteres yuxtapuestos situados justo al oeste de la Mña. de Juan Perdomo, dispuestos en la dirección de la fractura general, con un hornito en la prolongación de la fisura eruptiva, a unos 100 m del conjunto (Foto 7).

De la cara norte del edificio volcánico parte una colada con dos brazos que alcanza el mar después de un corto recorrido. Uno de los brazos de lava procedentes de Mña. Rajada —centro eruptivo posterior de la 3.<sup>a</sup> fase— contacta en su frente y se apoya sobre la de El Quemado, aspecto que puede comprobarse recorriendo un corto trecho hacia el norte hasta llegar al contacto.

En la costa se puede observar como las lavas de El Quemado fosilizan una playa de cantos rodados formada sobre las coladas anteriores a 1730.

#### *Estación 17.*

Playa del Paso. Desde la estación anterior y continuando por la pista en dirección norte —dentro ya del Parque Nacional, la pista está cortada por una cadena y se requiere permiso del ICONA— se llega a la costa, después de cruzar las coladas de Mña. Rajada. A la derecha se ve la Mña. Halcones, cono freatomagmático casi totalmente enterrado por estas coladas. Al remontarlo, se producen múltiples ríos de lava con espectaculares «levées».

Cerca ya de la costa, donde la pista tuerce bruscamente hacia el sur y se aproxima a la playa, se observa el cantil formado en las coladas anteriores a 1730.

---

Esta antigua línea de costa ha quedado aislada en el interior, separada de la costa actual por la plataforma —ganada al mar— formada por las coladas de Mña. Rajada.

En el cambio de dirección de la pista parte el sendero que recorre la costa cruzando las coladas de Mña. Rajada y Mñas. del Fuego, hasta enlazar con la estación 11.

### *Estación 18.*

Cara sur de Mña. Encantada. Partiendo de la pista que une Yaiza con Juan Perdomo y poco antes de llegar a la montaña de este nombre, sale en dirección este una corta pista —con cadena, por acceder al Parque Nacional— que bordea por el sur los conos de Pedro Perico y Mña. Encantada, anteriores a 1730 (Foto 9). La pista discurre al principio sobre las coladas de Mña. Rajada y termina al llegar al manto de lapilli de 1730 que recubre estos conos volcánicos. Al finalizar la pista comienza un sendero cuyo trazado pasa —ya dentro del Parque Nacional— entre las Montañas Encantada y de María Hernández, punto en el que las lavas se encajan y forman un notable tubo volcánico y vistosas estructuras de lavas lisas y cordadas.

En la cara oriental de Mña. Encantada, que se opone al curso de las coladas de Mña. Rajada, pueden observarse estructuras de presión y de remonte de las lavas sobre la falda de este cono.

### *Estación 19.*

Cara este de Mña. Encantada. El sendero, descrito en la estación anterior, bordea esta montaña por su cara este. Al llegar al borde del cráter vemos claros indicios de su origen freatomagmático —en su fase de construcción inicial— y el desplome parcial del edificio, con fallas en escalera que vergen hacia el norte.

Hacia el este se ve el campo de coladas de Mña. Rajada que, en segundo plano, rodean totalmente un pequeño cono perfectamente circular, parcialmente sepultado por las lavas (Foto 10). Entre este cono y la Mña. Termesana (al fondo en la fotografía) discurre un canal lávico de espectaculares proporciones, que se origina en el flanco occidental de Mña. Rajada, con un recorrido de varios kilómetros (Foto 11).

---

Un resto de la Mña. Encantada ha quedado desplazado hacia el norte por el colapso del edificio; sobre el lapilli que lo recubre discurren las lavas de Mña. Rajada formando raras digitaciones, a veces de escala centimétrica, con aspecto afiligranado (y de gran fragilidad). Continuando la circunvalación de la montaña entre esta y la de Pedro Perico se llega, sobre el manto de lapilli, a la pista con que se inició el recorrido.

#### *Estación 20.*

Mña. Bermeja. Kilómetro 5 de la carretera de Janubio al Golfo. Lugar de confluencia en sentidos opuestos de dos amplios brazos de lavas de Mña. Rajada; ambos rodean a Mña. Bermeja (Foto 12), siendo el que lo hace por el norte —que proviene del punto de emisión situado en el flanco occidental de Mña. Rajada, de donde parte el gran canal lávico a que hemos hecho referencia en la estación 19—, más reciente que el que rodea a esta montaña por el sur — que debe proceder de centros de emisión del flanco oriental de Mña. Rajada, semisepultados por las lavas de las Calderas Quemadas—, ya que el primero se apoya sobre el segundo.

Estos brazos de lava han hecho retroceder la costa, dejando aislado del mar el cono de Mña. Bermeja, de claro origen hidromagmático en sus etapas iniciales.

#### *Estación 21.*

Cumbre de Mña. Rajada. Extremo occidental de la carretera interior del Parque Nacional. Excelente panorámica (hacia el oeste) de las coladas de este centro eruptivo y del canal lávico mencionado en la estación 19 (Foto 13). Hacia el N y NO se pierde en el horizonte el vasto campo de lavas que se originan en el grupo de hornitos del NO de Mñas. del Fuego. Mirando justo al este se disfruta de la mejor panorámica posible de la alineación volcánica de 1730 (Calderas Quemadas y Mñas. del Fuego).

En el interior de Mña. Rajada se levanta otro cono volcánico, dando lugar a un excelente ejemplo de estructura de cono en cono, que tiene un punto de observación privilegiado desde el Islote de Hilario (estación 26).

---

### *Estación 22.*

Kilómetro 3 de la carretera de Janubio al Golfo. Llegada al mar de las coladas de Mña. Rajada. El largo recorrido que han experimentado estas lavas se aprecia por la superficie de escorias sueltas —típicamente «aa»— donde predominan los bloques muy redondeados, algunos de varios metros de diámetro. Esta circunstancia es característica de las facies distal de una colada, en que la lejanía del centro de emisión permite el desarrollo de una costra externa solidificada más gruesa que en el recorrido próximo —donde las escorias son de menor tamaño en correlación con una costra más delgada— que al romperse origina bloques de un tamaño típico de 0.5 m. El redondeado de estos bloques hasta formas casi esféricas es un aspecto asimismo típico de facies distales, como consecuencia del continuo giro y rozamiento (atrición) de unos bloques contra otros.

En el cantil costero, de varios metros de altura, se puede apreciar el rápido efecto erosivo del mar, facilitando en las partes más escoriáceas de la colada, de mucho menor cohesión que el interior compacto. La diferente resistencia a la erosión marina de unas partes y otras de las coladas da lugar a una diferente penetración del mar, provocando la digitación de la línea litoral, con profundos entrantes en los que se encajan las olas y rompen de forma espectacular, circunstancia que puede contemplarse muy favorablemente en la zona denominada Los Hervideros (km 4).

### *Estación 23.*

Calderas Quemadas. Tramo sur del circuito interior del Parque Nacional (Foto 14). Desde este punto se tiene una buena panorámica del amplio campo de lavas que, partiendo de estos conos volcánicos de la 3.<sup>a</sup> fase, se dirigen hacia la zona de Yaiza y finalmente al mar. Son frecuentes los hornitos adventicios y canales lávicos, algunos de gran desarrollo como el que aprovecha en su trazado la carretera.

Mirando hacia el este se aprecia la perfecta alineación sobre la fractura general de 1730 de los cuatro centros eruptivos conocidos como las Calderas Quemadas, que en su extremo oriental enlazan ya con el grupo de las Mñas. del Fuego (Foto 15).

---

#### *Estación 24.*

Kilómetro 1 de la pista de Yaiza a Juan Perdomo. Facies más lejana de las coladas de las Calderas Quemadas.

#### *Estación 25.*

Mirador del Lomo del Cura. Espigón de la Serie I de más de 200 m de cota, en cuya falda se ha practicado un sendero que finaliza en un mirador desde el que, según la tradición, realizaba el cura de Yaiza las observaciones con las que elaboró el Diario.

Excelente panorámica de casi toda la alineación eruptiva de 1730.

### **Cuarta fase: Mñas. del Fuego.**

#### *Estación 26.*

Islote de Hilario. Cerrete de Serie III rodeado por conos volcánicos, hornitos y coladas de las Mñas. del Fuego, 4.<sup>a</sup> fase de la erupción de 1730 (Foto 16). Excelente punto de observación de la alineación Calderas Quemadas-Mña. Rajada, que se sitúa en posición oblicua respecto al observador. Desde esta distancia se percibe con claridad la estructura de cono en cono de Mña. Rajada.

En dirección al mar se abarca el campo de hornitos del NO de las Mñas. del Fuego y, más allá, hasta donde alcanza la vista, la vasta extensión de lavas que proceden de estos puntos de emisión (Foto 17). Hacia el norte, en primer plano, el cono volcánico del Volcán Nuevo del Fuego, el centro de emisión más occidental de la erupción de 1824.

En el propio Islote se pueden observar diferentes manifestaciones de la presencia de una fuerte anomalía térmica en esta zona (ver sección 4.3), con elevadas temperaturas superficiales que alcanzan la de combustión de la madera a poca profundidad. Este fenómeno ha sido aprovechado turísticamente; el visitante puede asistir a una serie de actividades espectaculares relacionadas con esta anomalía térmica, como hornos donde se preparan alimentos con el calor natural, combustión espontánea de leña, geiseres provocados al verter agua en tubos apropiados, etc.

---

### *Estación 27.*

Grupo de Timanfaya, Mñas. del Fuego. El circuito interior asciende y rodea el núcleo principal de centros de emisión de Mñas. del Fuego, muy agrupados alrededor del edificio principal y de mayor elevación (510 m) de Timanfaya (Foto 18).

En la ascensión por la cara sur se dejan a la derecha un conjunto de conos volcánicos recubiertos de lapilli y con claras señales de alteración hidrotermal, algunos completamente colapsados, que parecen corresponder a una fase eruptiva anterior a 1730 y constituirían la vieja montaña de Timanfaya (Foto 19, parte superior). En el punto más oriental del circuito, antes de iniciar el descenso y girar hacia el norte, se disfruta de una de las panorámicas más espectaculares. En primer plano, hacia el este, la Caldera del Corazoncillo, de dudosa situación estratigráfica en relación con la erupción de 1730; más cerca el campo de lavas de los hornitos del SE de Mñas. del Fuego, con algunos lagos de lava rellenando cráteres (Foto 20). Al fondo Pico Partido y Mñas. del Señalo.

En el regreso hacia el Islote de Hilario se puede contemplar el fondo del cráter de Timanfaya, donde una anomalía térmica con más de 100 °C. ha formado una curiosa mancha circular, producida por la ausencia de líquenes por efecto del calor (el agua de lluvia en contacto con esta roca caliente produce vapor que «esteriliza» totalmente la zona).

### *Estación 28.*

Base sur de las Mñas. del Fuego. Kilómetro 5 de la carretera de Yaiza a Tinajo.

Punto de observación del conjunto de hornitos del SE de las Mñas. del Fuego. En primer plano se observa uno de ellos, con un canal lávico bien desarrollado que discurre por un trecho paralelo a la carretera, en dirección a Yaiza (Foto 21). Las lavas de esta fisura eruptiva jalonada de hornitos alcanzan la zona de Yaiza, discuriendo sobre las coladas de Mñas. del Señalo —al este— y las de las Calderas Quemadas —al oeste—.

### *Estación 29.*

Kilómetro 4.2 de la carretera de Yaiza a Tinajo, zona sur de las Mñas. del Fuego. Punto de arranque de un sendero —utilizado por la caravana de camellos en su ir y venir diario a Yaiza— que discurre en su inicio por el contacto de las lavas

---

procedentes de los hornitos del SE de Mñas. del Fuego con un cono completamente derruido —con fracturas de colapso en forma de semicírculos concéntricos— posiblemente anterior a 1730. El fuerte hidrotermalismo —asociado al régimen de fracturas— ha alterado el lapilli que recubre el entorno, configurando un abigarrado y vistoso paisaje.

Más adelante el sendero recorre el contacto de estas lavas con las procedentes de las Calderas Quemadas, a las que recubren.

### *Estación 30.*

Kilómetro 3 de la carretera de Yaiza a Mñas. del Fuego. Desde su salida del pueblo, la carretera discurre por las coladas que proceden de los hornitos del SE de Mñas. del Fuego.

En algunos «vacíos» dejados por el entrecruzamiento de los diferentes brazos de estas lavas se puede observar —subyaciéndolas— otras coladas recubiertas de lapilli, que podrían corresponder a las emisiones de las primeras fases de la erupción que avanzaron —según el relato del Diario— hacia la zona de Yaiza.

## **Quinta fase: Mña. de Las Nueces-Mña. Colorada.**

### *Estación 31.*

Mña. de Las Nueces. Recibe este nombre por el ruido característico que se produce al pisar las lavas cordadas, muy frágiles en las inmediaciones del cono volcánico.

Se puede acceder al mismo cráter a partir del sendero que parte hacia el oeste de la pista que une la carretera GC-730 con Tinajo.

El centro de emisión es bastante complejo, compuesto inicialmente por escorias y bombas volcánicas sueltas y recubierto posteriormente por escorias soldadas, especialmente en la cara norte, generando un caparazón resistente y muy resbaladizo. El edificio volcánico colapsó en su fase final de construcción, como atestigua la presencia de múltiples fallas en escalera, posiblemente a causa de la excesivamente rápida elevación del cono volcánico. Un conjunto de hornitos periféricos y canales y tubos lávicos distribuyen las lavas —muy fluidas—, que se apoyan por el SO sobre las coladas de Mñas. del Señalo, y en las demás direcciones aparecen sepultadas por las lavas de Mña. Colorada. Entre

---

estos tubos lávicos destaca el de la cara NE, jalonado por hornitos, que se dirige hacia el norte hasta quedar enterrado por las coladas de Mña. Colorada.

Las coladas de este centro eruptivo cubren una gran extensión, alcanzando en su largo recorrido el mar, a unos 20 kms de distancia, a la altura del Puerto de Los Mármoles. En toda la extensión de estas coladas abundan las estructuras típicas de lavas «*pahoe-hoe*»: lavas lisas y cordadas, túmulos de presión y espectaculares bordes de presión en los frentes de las coladas, especialmente bien desarrollados en la cara oeste de la Mña. Tizalaya y en la zona de Mozaga. Las lavas cordadas presentan un magnífico desarrollo en el tramo final del recorrido de la colada, por la zona de Tahiche.

Un tubo volcánico de justa fama —la Cueva de Los Naturalistas, muy bien descrita por Eduardo Hernández Pacheco (ver nota 15 del capítulo 3)—, parte de la cara este de las Mñas. de Las Nueces y discurre en dirección a Mozaga, denunciando su trazado por los frecuentes desplomes de su techo («*jameos*»).

### *Estación 32.*

Colada de Mña. Colorada. Kilómetro 15 de la carretera GC-730. Las lavas, muy canalizadas al rodear por ambos lados la Mña. Negra, expanden su curso al alcanzar zona abierta al sur de este cono volcánico, produciéndose estructuras muy típicas en abanico.

Recorriendo la carretera en dirección a Yaiza se puede observar a 1 km el contacto de las coladas de Pico Partido, con flujo en sentido oeste-este, y las de Mña. Colorada, en sentido contrario. En el frente de la colada que se detiene entre las Mñas. Diama y Peña Palomas se puede comprobar que ésta se apoya sobre una capa de lapilli de unos 60 cms con huellas de incipiente metamorfismo —con la parte superior «almagrizada» (recocida y enrojecida) por efecto del paso de la colada a muy elevada temperatura—. Tanto el lapilli como la colada, ambos pertenecientes a la 1.<sup>a</sup> fase de la erupción, descansan sobre un suelo amarillo de alteración de piroclastos mucho más antiguos (Serie III).

La colada, de aspecto masivo y con superficie escoriácea con grandes bolas de acreción, presenta gran abundancia de enclaves peridotíticos, circunstancia propia —como vimos en el capítulo 3— de la 1.<sup>a</sup> fase de la erupción.

---

### *Estación 33.*

Colada de Mña. de Las Nueces. Brazo de lavas detenido por la barrera que forman las Mñas. Iguadén, Caldera Honda y Tizalaya. Interesantes estructuras de bordes de presión, con grandes túmulos, cuñas de resalida de lavas, etc. Morfología típica de lavas «*pahoe-hoe*».

Se accede a la zona siguiendo una pista que parte hacia el norte de la carretera GC-730 a la altura de Masdache, que enlaza —en el km 3— con un sendero que asciende a la Mña. de El Alto. Desde su cima, desde la que se disfruta de una excelente panorámica de las coladas de Mña. de Las Nueces y del centro eruptivo de Mña. Colorada, el sendero desciende directamente al punto de estación.

### *Estación 34.*

Ermita de Los Dolores. Brazo de lava de la Mña. de Las Nueces que en los primeros días de abril de 1736 amenazó el pueblo de Tinajo. La procesión de rogativa que se organizó, dirigida por el franciscano Guardián (ver capítulo 3) permite datar con gran aproximación el comienzo de la 5ª fase de la erupción de 1730, con la actividad de la Mña. de Las Nueces.

### *Estación 35.*

Mña. Colorada. Último centro eruptivo de 1730 de construcción compleja, que debió iniciarse con un cono de cinder rojizo por oxidación primaria del material —que da nombre a la montaña—; posteriormente quedó semidestruido por grandes explosiones que han dejado grandes bloques en la ladera del cono. Finalmente se levantó la parte superior del edificio volcánico, compuesto de escorias soldadas. Esta última fase debió producirse con una rapidez excesiva, lo que provocó el colapso del ápice del cono, originando una sucesión de fallas en escalera que vergen hacia el interior del cráter. Un pequeño cono, anidado en el cráter, tapiza de escorias y bombas su interior y emite una colada que lo rellena parcialmente y discurren finalmente por la cara norte del cono. Esta colada, de naturaleza más viscosa, presenta vistosas estructuras en «piel de tiburón».

La cara NE del cono de Mña. Colorada y las coladas que parten en esa misma dirección han quedado muy deterioradas por las extracciones de picón y piedra para la construcción.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-MONEM A., WATKINS N. D. and GAST P.W. (1971): Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *Amer. Journ. of Science*, 271: 490-521.
- ALLEGRE C. J. and MINSTER J. F. (1978): Quantitative models trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 38: 1-25.
- ALLEGRE C., MONTIGNY R. and BOTTINGA Y. (1973): Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode genèse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 15, 5-6: 461-477.
- ALLEGRE J., TREUIL M., MINSTER J. F., MINSTER B. and ALBAREDE F. (1977): Systematic use of trace element in Igneous Process. Part I: Fractional Crystallization Processes in Volcanic Suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60: 57-75.
- ALONSO U., FERNÁNDEZ SANTÍN S., FÚSTER J. M. y SÁNCHEZ CELA V. (1967): Mapa geológico de España 1/50.000: Lanzarote. Hoja 1083: Teguiise (Mapa y memoria). *Inst. Geol. y Min. España e Inst. Lucas Mallada CSIC*. Public. 374.
- ANGUITA F. y HERNAN F. (1975): A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27: 11-19.
- ARAÑA V. y CARRACEDO J. C. (1979): *Los Volcanes de las Islas Canarias: Tenerife*. Editorial Rueda. Madrid.
- ARAÑA V. y CARRACEDO J. C. (1979): *Los Volcanes de las Islas Canarias. Lanzarote y Fuerteventura*. Edit. Rueda, Madrid.
- ARAÑA V., Díez J. L., ORTIZ R., YUGUERO J.(1984). Convection of Geothermal Fluids in the Timanfaya Volcanic Area (Lanzarote, Canary Islands). *Bull. Volcanol.*, 47-3, 667-677.

- 
- ARAÑA V., GARCÍA LUIS A. (1974). Características de los fluidos geotérmicos en las Montañas del Fuego. Lanzarote. Islas Canarias. *I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica IGN*, 3, 1373-1380.
- ARAÑA V., ORTIZ R., RÍGUEZ BADIOLA E., YUGUERO J. (1974). Geothermal Power Generations in Basaltic Provinces. *In Proceedings of the Volcano Energy Seminar*: 603-616, Hawaii. USA.
- ARAÑA V., ORTIZ R., YUGUERO J. (1973). Thermal Anomalies in Lanzarote (Canary Islands). *Geothermics*, 2,2: 73-75.
- ARAÑA V. and PANICHI C. (1974): Isotopic composition of steam samples from Lanzarote, Canary Islands. *Geothermics*, 3,4: 142-145.
- ARTH J. G. (1976): Behaviour of trace elements during magmatic processes: A summary of theoretical models and their applications. *U. S. Geol. Survey. Jour. Res.*, 4-1: 41-47.
- BANDA E., DAÑOBEITIA J. J., SURIÑACH E., ANSORGE J. (1981). Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 55: 11-24.
- BARDSLEY W. E. and BRIGGS R. M. (1984): Note on fitting quantitative models of magmatic processes to trace-element data. *Computers & Geosciences*, 10,4: 445-448.
- BONTIER P. y LE VERRIER J. (1402): *Historia del descubrimiento y conquista de Las Canarias*. Traducción de P. M. Ramírez de la edición hecha en París en 1630. Imprenta Isleña, Sta. Cruz de Tenerife, 1847.
- BOOTH B. (1979): Assessing volcanic risk. *J. Geol. Soc. London*, 136: 331-340.
- BOULANGER C. (1836): Traducción del alemán al francés de la obra de Buch de 1825, con el título: «*Description physique des Iles Canaries, suite d'une indication des principaux volcans du Globe*» (revue et augmentée par l'auteur), F. G. Levrault ed., París.
- BRANDLE J. L. y FERNÁNDEZ SANTÍN S. (1976): Sobre la no existencia de series toleíticas en el Archipiélago Canario. *I Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*: 2189-2234.
- BRANDLE, J. L. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1979): On the non-existence of a tholeiitic series in the Canary Islands. *Chemical Geology*, 26: 91-103.
- BRAVO T. (1964): *Geografía general de las Islas Canarias*. Tomo II. Goya Ediciones, Sta. Cruz de Tfe.
- BRUN A. (1908): Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. *Arch. Sci. Phys. Nat.*, Geneve, 25.

- 
- BRYAN W. B. FINGER L. W. and CHAYES F. (1969): Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, 163: 926-927.
- BUCH L. (1825): *Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln*. Berlín. (Traducción de C. Boulanger, París, 1836).
- CALAMAI A., CERON P. (1970): Air Convection within «Montaña del Fuego». (Lanzarote Island, Canary Archipelago). *Geothermics*. Special Issue 2, 2, part I: 611-614.
- CAMPS J. L., CARBONELL F., CASAS S., VEGA D., CARRACEDO J. C., HERNÁN F., SOLER V., TRUJILLO J., JARABO F., AÑORBE J., BOTANA J., CEBRIÁN J., MÉRIDA P. y SALVADOR J. E. (1983): Energía geotérmica y otras energías. 3.<sup>a</sup> Ponencia, *Seminario Cívico Militar de Canarias*. Ciclo IV: 172-289.
- 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*. Edic. del Aula de Cultura de Tenerife.
- CARRACEDO J. C. (1984): Geografía Física de Canarias. En: *Geografía de Canarias*, Tomo I. Edit. Interinsular Canaria. Santa Cruz de Tenerife: 10-16 y 29-104.
- CARRACEDO J. C. (1988a): Riesgo volcánico. *Investigación y Ciencia*, 139: 30-41.
- CARRACEDO J. C. (1988b): El Riesgo Volcánico. En: *Riesgos Geológicos*, Ser. Geología Ambiental, Pub. IGME, Madrid: 83-97.
- CARRACEDO J. C., BADIOLA R. E. y SOLER V. (1990): Aspectos volcanológicos y estructurales, evolución petrológica e implicaciones en riesgo volcánico de la erupción de 1730 en Lanzarote. *Estudios geológicos*, 46: 25-55.
- CARRACEDO J. C. y SOLER V. (1983): Anomalías térmicas asociadas al volcanismo en las Islas Canarias. *V Asamb. Nal. Geodesia y Geofísica*: 2351-2364.
- CAS R. A. F. and WRIGHT J. V. (1987): *Volcanic successions, modern and ancient; A geological approach to processes, products and successions*. Allen and Unwin, London.
- CASTILLO P. A. (1737): *Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias*. Edición crítica de M. Santiago. Ediciones de «El Gabinete Literario» de Las Palmas, Madrid, Tomo I, Fasc. 4: 1509-1538.
- CENDRERO A., FÚSTER J. M. y SAGREDO J. (1967a): Mapa geológico de España 1/50.000. Hoja 1088: Lanzarote. Arrecife (Mapa y memoria). *Inst. Geol. Min. España e Inst. Lucas Mallada CSIC*, Public. 377.

- 
- CENDRERO A., FÚSTER J. M., y SAGREDO J. (1967b): Mapa geológico de España 1/50.000: El Charco (Mapa y memoria). *Inst. Geol. Min. España*, Public. 378.
- CHAMORRO M. (1951): *Plan de riegos e industrialización de las islas de Lanzarote y Fuerteventura*. Mancom. Interins. Cabildos. Las Palmas-Sta. Cruz de Tenerife.
- CHESTER D. K., DUNCAN A. M., GUEST J. E., KILBURN C. R. J. (1985): *Mount Etna: The anatomy of a volcano*. Chapman and Hall, London.
- CHEVALIER L. (1987): Tectonic and structural evolution of Gough volcano: A volcanological model. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33: 325-336.
- CHEVALIER L. et BACHELERY P. (1981): Evolution structurale du volcan actif du Piton de La Fournaise, Ile de La Reunion, Ocean Indien Occidental. *Bull. Volcanol.* 44-4: 723-741.
- CHEVALIER L. et VATIN-PERIGNON N. (1982): Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volcanol.*, 45-4: 285-298.
- CIONI R., VALENTÍN A., FERRARA G. y ARAÑA V. (1985): Geoquímica de las emanaciones volcánicas del Teide y Timanfaya. En: *Mecanismos eruptivos de estructuras profundas de volcanes españoles e italianos*. Reun. Cient. CSIC-CNR. Islas Canarias.
- DALY R. A. (1914): *Igneous rocks and their origin*. McGraw-Hill, New York.
- DAÑOBEITIA J. J. (1980): Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción. *Tesis de Licenciatura*. Madrid, 91 pp.
- DÁVILA y CÁRDENAS P. M. (1737): *Constituciones y Nuevas Adicciones Synodales del Obispado de Canarias*. Madrid.
- DECKER R. W. (1987): Dynamics of Hawaiian volcanoes: An overview. *U. S. Geological Survey Prof. Paper 1350*: 997-1018.
- DÍEZ-GIL J. L., ARAÑA V., ORTIZ R., YUGUERO J. (1987): Stationary convection model for heat transfer by means of geothermal fluids in post eruptive systems. *Geothermics*, 16,1: 77-89.
- EATON J. P. (1962): Crustal structure and volcanism in Hawaii. *Am. Geophys. Union Mon.*, 6: 13-29.
- EATON J. P., MURATA K. J. (1960). How Volcanoes Grow. *Science*, 132, 3432, 925-938.
- FISHER R. A. (1953): Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. (London)*, Ser. A, 217: 295-305.

- 
- FISKE R. S. and JACKSON E. D. (1972): Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: The effect of regional structure and gravitational stresses. *Royal Soc. (London) Proc.*, 329: 299-326.
- FREY F. A., GREEN D. H. and ROY S. D. (1978): Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrology*, 19-3.
- FRITSCH K. (1867): Reisebilder von den Canarischen Inseln. *Pet. Geogr. Mitt. Erg. Bd.*, 5,22: 1-44.
- FRISCH T. (1970): The detailed mineralogy and significance of an olivine-two piroxene nodule from Lanzarote. *Cont. Mineral. and Petrol.*, 28: 31-41.
- FRISCH T. (1971): Alteration of chrome spinel in a dunite nodule from Lanzarote. *Lithos*, 4: 83-91.
- FRISCH T. (1974): Clinopyroxenes as geobarometric indicator in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 315-316.
- FÚSTER J. M. (1975): Las Islas Canarias: Un ejemplo de evolución espacial y temporal del volcanismo oceánico. *Estudios Geológicos*, 31: 439-463.
- FÚSTER J. M. y CARRACEDO J. C. (1979): Magnetic polarity mapping of Quaternary volcanic activity of Fuerteventura and Lanzarote (Canary Islands). *Estudios Geológicos*, 35: 59-65.
- FÚSTER J. M., FERNÁNDEZ SANTÍN S. y SAGREDO J. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias, Lanzarote*. Inst. «Lucas Mallada», CSIC, Madrid.
- FÚSTER J. M., IBARROLA E. y LÓPEZ RUIZ J. (1966): Estudio volcanológico y petrológico de las isletas de Lanzarote (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 21: 185-200.
- GARCÍA A. (1983): *Modelos corticales a partir de sondeos magnetotélúricos. Aplicación a zonas volcánicas activas*. Tesis doctoral. Serv. Public. Univ. Complutense, Madrid.
- GARCÍA A. (1986): Estudio MT del área volcánica de Timanfaya (Lanzarote). *Anal. Fís.*, 82: 35-43.
- GLASS G. (1764): *The history of the discovery and conquest of the Canary Islands*. R. and J. Dodsley, in Pall Mall, and T. Durham, in the Strand, London, 4-VIII.
- GOLOBEK M. P. and CARR M. J. (1978): Tidal triggering of seismic and volcanic phenomena during the 1879-1880 eruption of Islas Quemadas volcano in El Salvador, Central America. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3: 299-307.
- GRACIA Y JUSTICIA (1731): *Descripción del estado a que tiene reducida el Volcán la Isla de Lanzarote desde el primer día de Septiembre de 1730 hasta el 4 de Abril de 1731*. G. y J., Leg. 89, Archivo de Simancas (Manuscrito, 56 pp).

- 
- GREEN D. H. (1971): Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A.*, 268: 707-725.
- GREEN D. H. and RINGWOOD A. E. (1967): The Genesis of Basaltic Magmas. *Contr. Mineral and Petrol*, 15: 103-190.
- GUDMUNSSON A. (1988): Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35: 179-194.
- HAIMSON B. C. (1975): Deep in-situ stress measurements by hydrofracturing. *Tectonophysics*, 29: 41-47.
- HAIMSON B. C. (1978): Near surface and deeper hydrofracturing stress measurements in the Waterloo quartzite. *Eos Trans. Am. Geophys. Union*, 59: 3327-328.
- HAIMSON B. C. (1979): New hydrofracturing measurements in the Sierra Nevada Mountains and the relationship between shallow stresses and surface topography. *XX U. S. Symposium on Rock Mechanics, Austin, Texas.*
- HAMILTON W. C. (1973): Tidal cycles of volcanic eruptions: fortnightly to 19 years periods. *J. Geophys. Res.*, 78: 3363-3375.
- HARDEE H. C. (1982): Incipient magma chamber formation as a result of repetitive intrusions. *Bull. Volcanol*, 45: 41-49.
- HARDEE H. C. and LARSON D. W. (1977): The extraction of heat from magmas based on heat transfer mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2: 113-144.
- HARRISON J. C. (1976): Cavity and topographic effects in tilt and strain measurements. *J. Geophys. Res.*, 81: 319-328.
- HARTUNG G. (1857): *Die Geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura*. Neue Denkschr. allgem. Schw. Gessells. f. d. gesam. Naturwiss. Zurich.
- HAUSEN H. (1959): On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago). *Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys. Math.*, Vol. 23-4.
- HERNÁNDEZ PACHECO E. (1907): *Por los campos de lava (Relato de una expedición científica a Lanzarote y a las Isletas Canarias)*. Manuscrito. El Museo Canario, Las Palmas de Gran Canaria.
- HERNÁNDEZ PACHECO E. (1909): Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T IV.
- HERNÁNDEZ PACHECO E. (1960): En relación con las grandes erupciones volcánicas del siglo XVIII y 1824 en Lanzarote. *El Museo Canario*, 73-74: 239-254.
- HOZ A. de la. (1960): *Lanzarote*. Imprenta Talleres «Anro, S. A.», Madrid.

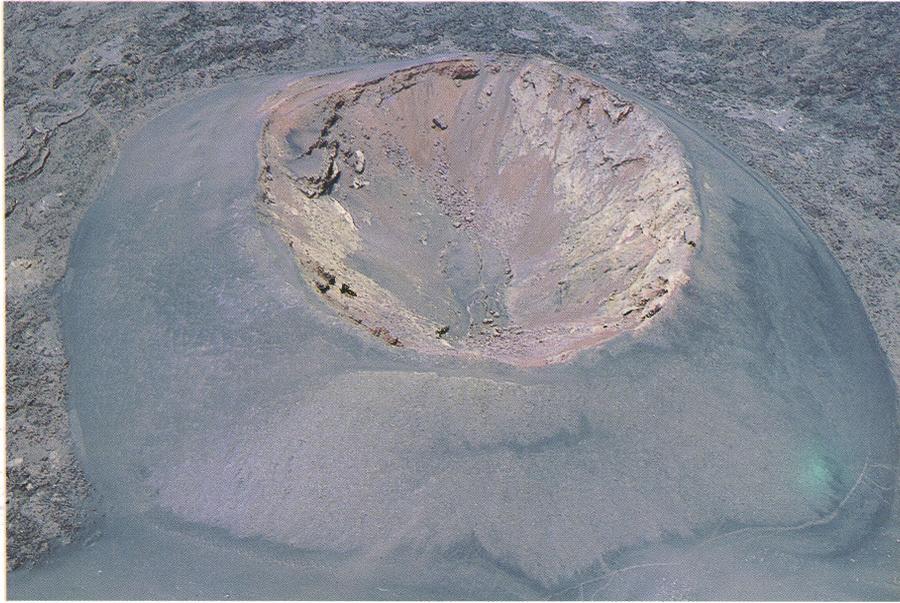
- 
- IBARROLA E., CANTAGREL J. M., FÚSTER J. M., COELLO J. y JAMOND C. (1988): Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote (Islas Canarias). *Actas Simposio sobre Volcanismo*, SGE: 345-348.
- IBARROLA E. y LÓPEZ RUIZ J. (1967): Estudio petrográfico y químico de las erupciones recientes (serie IV) de Lanzarote (Islas Canarias). *Est. Geol.*, 23: 203-213.
- JOHNSTON M. J. S. and MAUK F. J. (1972): Earth tides and the triggering of eruptions from Mt. Stromboli, Italy. *Nature*, 239: 266-267.
- JORON J. L., BOUGAULT H., WOOD D. A. and TREUIL M. (1978): Application de la géochimie des éléments en traces à l'étude des propriétés et des processus de genèse de la croûte océanique et du manteau supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 20-4: 521-531.
- JORON J. L. and TREUIL M. (1977): Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmatophiles pour l'étude de la composition chimique et l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol. France*, 6: 1197-1205.
- KERHALLET C. P. (1851): *Derrotero de Las Islas Canarias*. Traducida al castellano por M. Lobo en 1858. Librería Española, Madrid.
- LARSEN G., GRONVOLD K. and THORARINSSON S. (1979): Volcanic eruption through a geothermal borehole at Namafjall, Iceland. *Nature*, 278; 707-710.
- LENAT J. F. and AUBERT M. (1982): Structure of Piton de la Fournaise Volcano (La Reunion Island, Indian Ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. and Geothermal Res.*, 12: 361-392.
- LIPMAN P. W. (1980): Rates of volcanic activity along the southwest rift zone of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 43: 703-725.
- LOPES R. and GUEST J. E. (1982): Lava flows on Etna, a morphometric study. En *The Comparative Study of the Planets*, A. Coradini and M. Fulchignoni eds., D. Reidel, Dordrecht.
- LÓPEZ RUIZ J. (1986): Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol*, 42: 239-258.
- LÓPEZ RUIZ J. y RODRÍGUEZ BADIOLA E. (1985): La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España. *Estudios Geol*, 41: 105-126.
- LORENZO CURBELO A. (1744): «*Diario de apuntaciones de las circunstancias que acaecieron en Lanzarote cuando ardieron los volcanes. Año de 1730 hasta 1736*». Manuscrito desaparecido, recogido por Buch (1825).
- MAALOE S. (1973): Temperature and pressure relations of ascending primary magmas. *J. Geophys. Res.*, 78-29: 6877-6886.
- MCDONALD G. A. (1972): *Volcanoes*. Prentice-Hall, New Jersey.

- 
- McDOUGALL I. and SCHMINCKE H. U. (1977): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of Shield building volcanism and other magmatic phases. *Bull. Volcanol.*, 40: 57-77.
- McELHINNY, M. W. and SENANAYAKE, W. E. (1980): Paleomagnetic evidence for existence of the geomagnetic field 3.5 Ga. ago. *J. Geophys. Res.*, 85: 3523-3528.
- McFARLANE, D. J. and RIDLEY, W. I. (1968): An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Letts.*, 44: 481-486.
- MENDOÇA DIAS A. A. (1962): The volcano of Capelinhos (Azores), the solar activity and the earth-tide. *Bull. Volcanol.*, 24: 211-222.
- MINSTER J. F. and ALLEGRE C. J. (1978): Systematic use of trace elements in Igneous Processes. Part III: Inverse Problem of Batch Partial Melting in Volcanic Suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 37-52.
- MINSTER J. F., MINSTER J. B., TREUIL M. and ALLEGRE C. J. (1977): Systematic use of trace elements in Igneous Processes. Part II: Inverse Problem of the Fractional Crystallization Process. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61: 49-77.
- MORRIS P. A. (1984): MAGFRAC: A basic program for least-squares approximation of fractional crystallization. *Computers & Geosciences*, 10-4: 437-444.
- MURRAY J. B. (1988): The influence of loading by lavas on the siting of volcanic eruption vents on Mt. Etna. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 35: 121-139.
- NAVARRO, J. M. (1974): La estructura geológica de Tenerife y su influencia en la hidrogeología. *Simp. Intern. Hidrogeol.*, Lanzarote.
- NAVARRO J. M. y FARRUJIA I. (1989): *Zonificación hidrogeológica de la isla de Tenerife. Aspectos geológicos e hidrogeológicos*. Plan Hidrológico Insular de Tenerife, Gobierno de Canarias-Cabildo Insular de Tenerife (Informe interno). Sta. Cruz de Tenerife.
- PALLARES A. (1984): Toponimia del Parque Nacional de Timanfaya. Límites (I). *Lancelot*, 6-55.
- PALLARES A. (1984): Toponimia del Parque Nacional de Timanfaya. Límites (II). *Lancelot*, 6-56.
- PALLARES A. (1984): Toponimia del Parque Nacional de Timanfaya. Límites (V). *Lancelot*, 14-62.
- PEARCE A. J. and NORRY M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PERRAUD, B. (1982): *Etude volcano-structurale des iles Maurice et Rodrigue (Ocean Indien occidental)-origine du volcanisme*. Thesis, Univ. Grenoble, Grenoble.
- RAYLEIGH J. W. S. (1986): Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag*, 42: 77-107.

- 
- RIDLEY W. I. (1976): Transitional basalts from Lanzarote, Canary Islands. *Eos*, 57-6: 343.
- RUMEU A. (1950): Piraterías y ataques navales contra las Islas Canarias. T III-1.
- SAGREDO J. (1969): Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura. *Est. Geol*, 25: 189-223.
- SÁNCHEZ GUZMÁN J. y ABAD J. (1986): Sondeo geotérmico Lanzarote-1, significado geológico y geotérmico. *Anal. Física*, 82, núm. especial: 102-109.
- SANTIAGO M. (1960): Edición crítica, estudio bibliográfico y notas de la «Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias» de Pedro Agustín del Castillo. *Edic. de «El Gabinete Literario» de Las Palmas*, 1-4: 1509-1539.
- SAPPER K. (1906): Beitr-84-ge zur Kenntnis von Palma und Lanzarote. *Petermanns Geograf. Mitteilungen*, VII: 145-153.
- SCHMINCKE H. V. (1982): Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. In: *Geology of the Northwest African continental margin*, V. von Rad, K. Hinz, M. Sarthein and E. Seibold editors, Springer-Verlag, New York: 273-306.
- SEVILLA M. J., PARRA R. (1975). Levantamiento gravimétrico de Lanzarote. *Seminario de Astronomía y Geodesia*, 86, 257-284.
- SHAW D. M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 34: 237-243.
- SHAW D. M. (1979): Trace element melting models. in: *Origin and distribution of elements*, (L. H. Ahrens edit.), Pergamon Press, Oxford: 577-586.
- SHAW H. (1980): The fracture mechanics of magma transport from the mantle to the surface. In: *Physics of Magmatic Processes*. Hargraves, R. B. ed., Princeton Univ. Press. New Jersey: 201-264.
- SIGURDSSON H. and SPARKS R. J. (1978): Lateral magma flow within rifted Icelandic crust. *Nature*, 274/5667: 126-130.
- SOLER V. (1986): *La variación secular del campo geomagnético en la zona de Canarias y su aplicación al estudio del volcanismo reciente*. Tesis doctoral. Universidad de La Laguna.
- SOLER V., CARRACEDO J. C. y HELLER F. (1984): Geomagnetic secular variation in historical lavas from the Canary Islands. *Geophys. J. R. astr. Soc*, 78: 313-318.
- SURINACH E. (1986): La estructura cortical del Archipiélago Canario. Resultados de la interpretación de perfiles sísmicos profundos. *Anal. Fis.* 82: 62-77.
- SWANSON D. A., DUFFIELD W. A. and FISKE R. S. (1976): Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones. *U. S. Geological Survey Professional Paper* 963: 1-93.

- 
- THELLIER E. et THELLIER O. (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Annales de Géophysique*, 15/3: 1-92.
- THORARINSSON S. (1969): The Lakagigar eruption of 1783. *Bull. Volcanol*, 33: 910-929.
- TONANI F. (1978): *Geochemical-geothermal evaluation of thermal manifestations in Montañas del Fuego, Lanzarote, Canary Islands*. IGME, Informe interno.
- TONANI F. (1981): *Geoquímica y termometría de los gases volcánicos de Canarias*. CGS, Informe interno.
- VALENTÍN M. A. (1988): *La fase gaseosa relacionada con la actividad volcánica y tectónica*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- VALVERDE C. (1989): Aproximación histórica a las erupciones ocurridas en Lanzarote. ESF meeting on Canarian Volcanism (abstract).
- VIERA Y CLAVIJO J. (1783): *Noticias de la Historia General de las Islas Canarias*. Madrid. (Reedición: Goya Ediciones, T. II (2 y 3), Sta. Cruz de Tenerife, 1982).
- WADGE G. (1981): The variation of magma discharge during basaltic eruptions. *J. Volcanol. and Geotherm. Res.*, 11: 139-168.
- WALKER G. P. L. (1973): Lengths of lava flows. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 274: 107-118.
- WALKER G. P. L. (1974): Volcanic hazards and the prediction of volcanic eruptions. In *The Prediction of Geological Hazards*, Misc. Paper 3, Geological Society, London: 23-41.

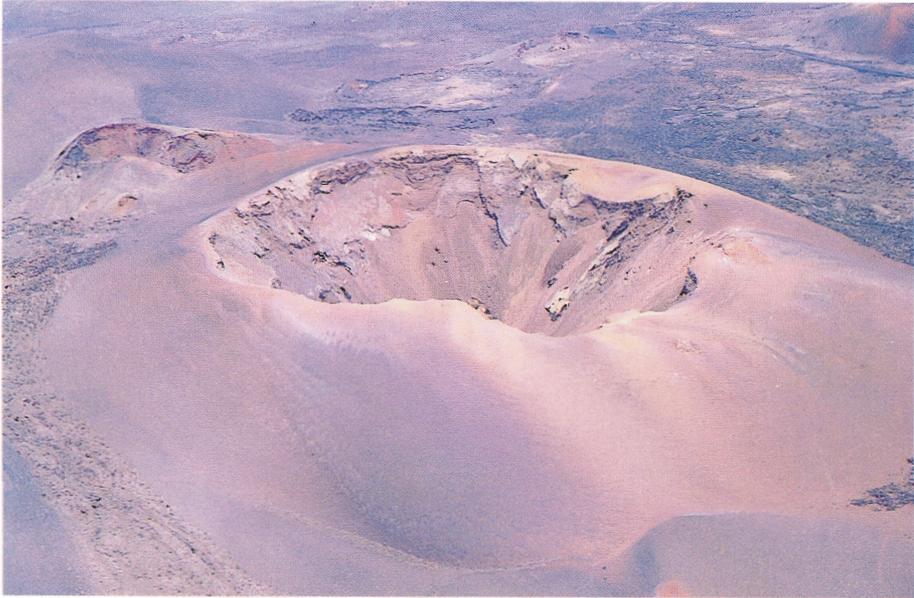
# LÁMINAS



Caldera de Santa Catalina.



Extremo oriental de la alineación de centros de emisión de 1730. Al fondo los centros eruptivos de Mña. de Las Nueces y Mña. Colorada, ambos de 1736.



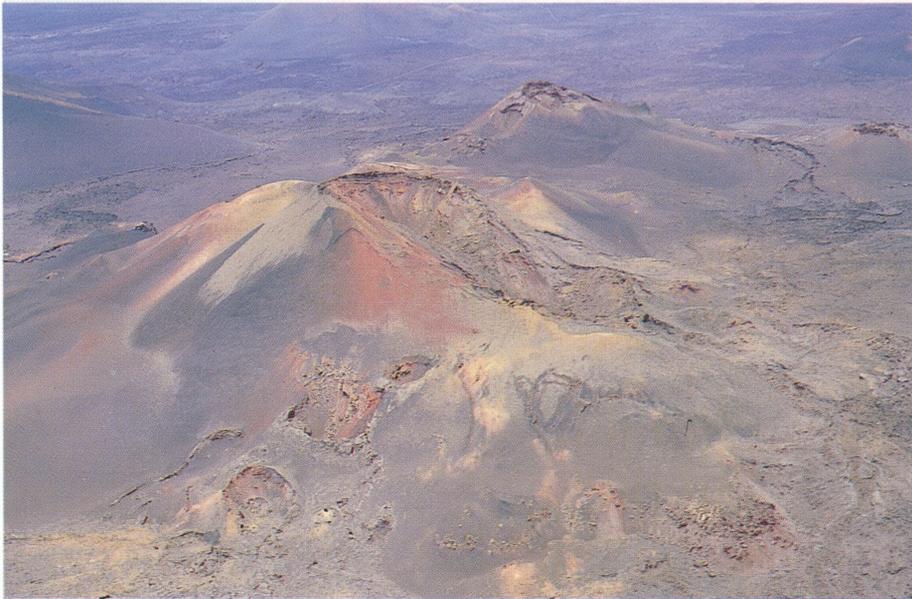
Caldera del Corazoncillo. En la parte superior derecha uno de los centros de emisión con que se inicia la fase de Mñas. del Señalo.



Pequeño centro de emisión de la fase de Mñas. del Señalo (a la derecha) adosado al conjunto volcánico de Pico Partido.



Vista de conjunto del grupo de Pico Partido, de la primera fase de la erupción, con profusión de lagos y canales de lava.



Conjunto principal de las Mías. del Señalo, correspondiente a la segunda fase de la erupción de 1730.



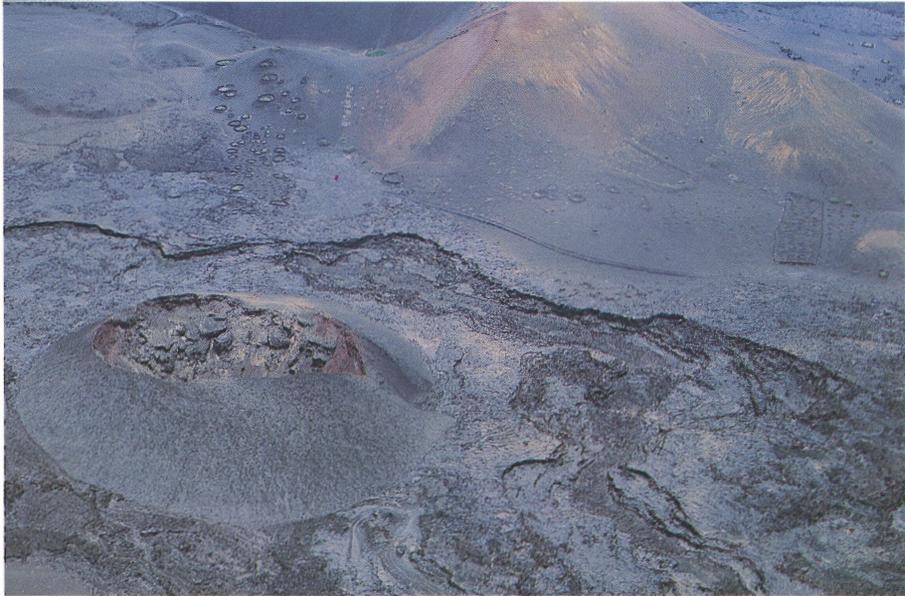
El Volcán de El Quemado, primer centro eruptivo en tierra de la tercera fase de la erupción. Las coladas que vienen por la parte superior izquierda corresponden al siguiente centro eruptivo de esta fase: la Caldera Rajada.



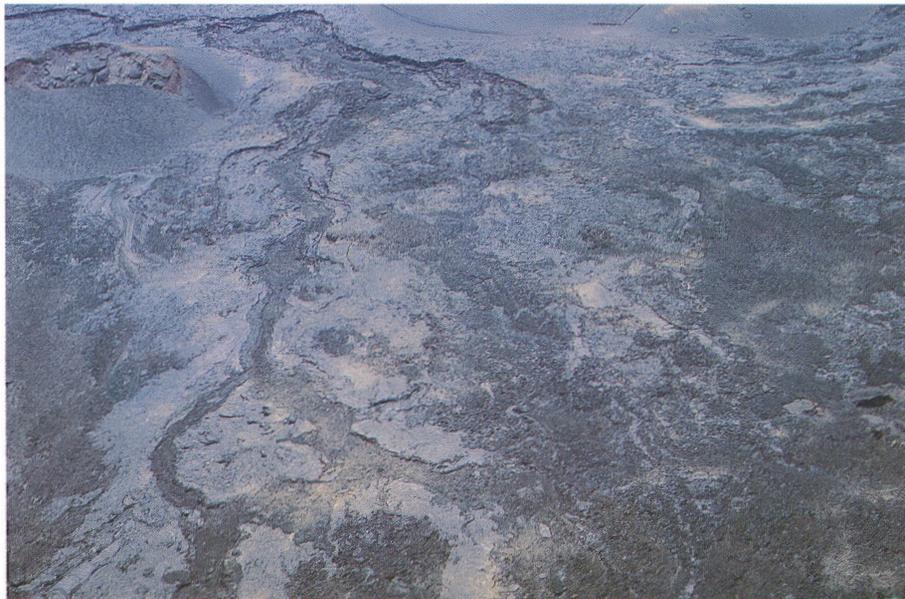
El Volcán de El Quemado, en el centro de la fotografía, rodeado a ambos lados por las coladas de Caldera Rajada.



Coladas de Caldera Rajada (en el centro de la foto) rodeando centros de emisión de una erupción anterior a 1730.



Coladas de Caldera Rajada rodeando un pequeño centro eruptivo originado en esta tercera fase de la erupción.



Espectacular canal lávico que parte de la base de Caldera Rajada.



Campo de lavas de la tercera fase de la erupción (Caldera Rajada y Calderas Quemadas) rodeando «islotos» constituidos por centros eruptivos anteriores a 1730.



Los canales lávicos son un mecanismo frecuente en la erupción de 1730 para la dispersión de las lavas a grandes distancias.



El conjunto de centros eruptivos conocido como las Calderas Quemadas, perfectamente alineados según la fisura eruptiva principal de la erupción de 1730



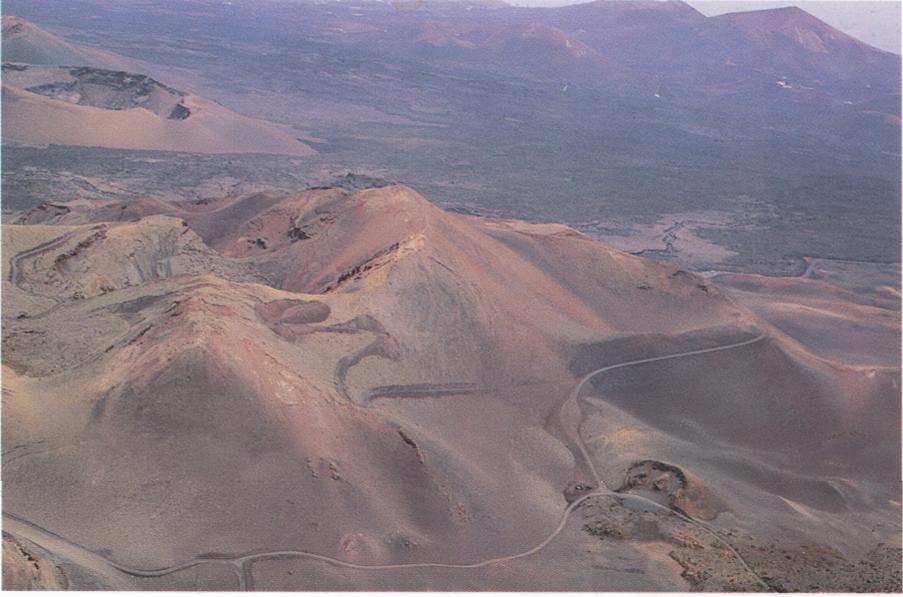
Alineación de las Calderas Quemadas. En primer plano el campo de lavas de Mñas. del Fuego, la cuarta fase de la erupción de 1730.



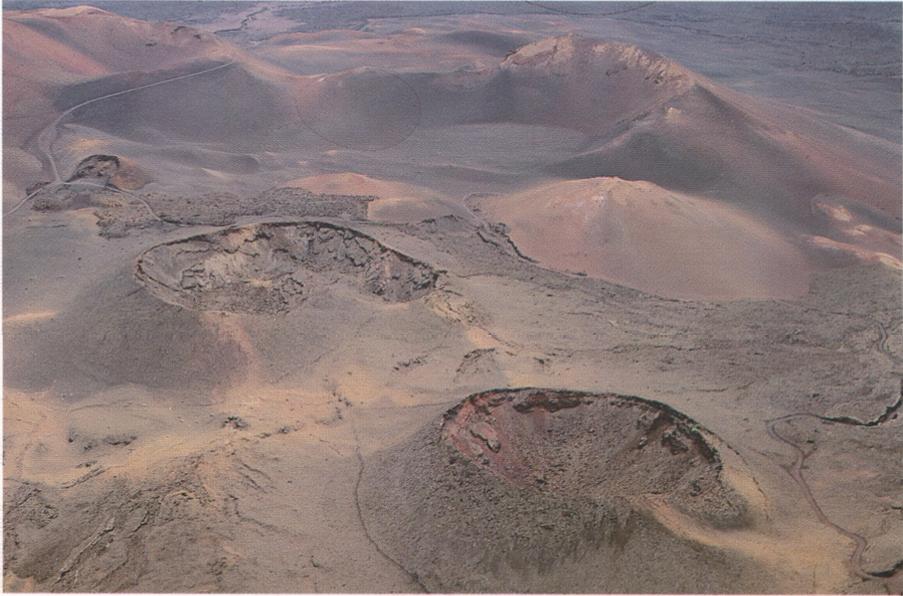
Grupo volcánico de Mñas. del Fuego.



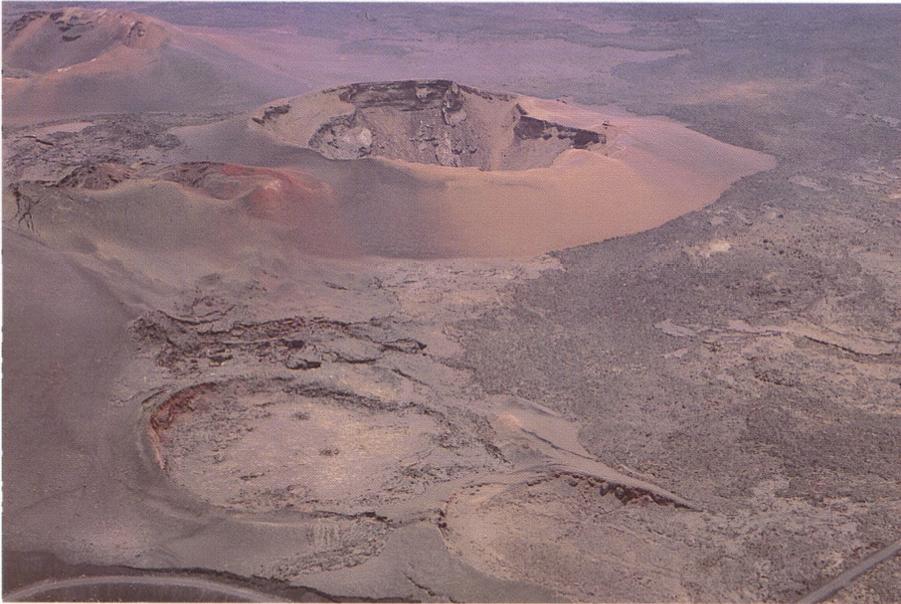
Voluminoso, extenso e intrincado entramado de coladas muy fluidas, con profusión de canales y tubos lávicos, que se producen en el campo de hornitos situados al NO del conjunto de Mñas. del Fuego.



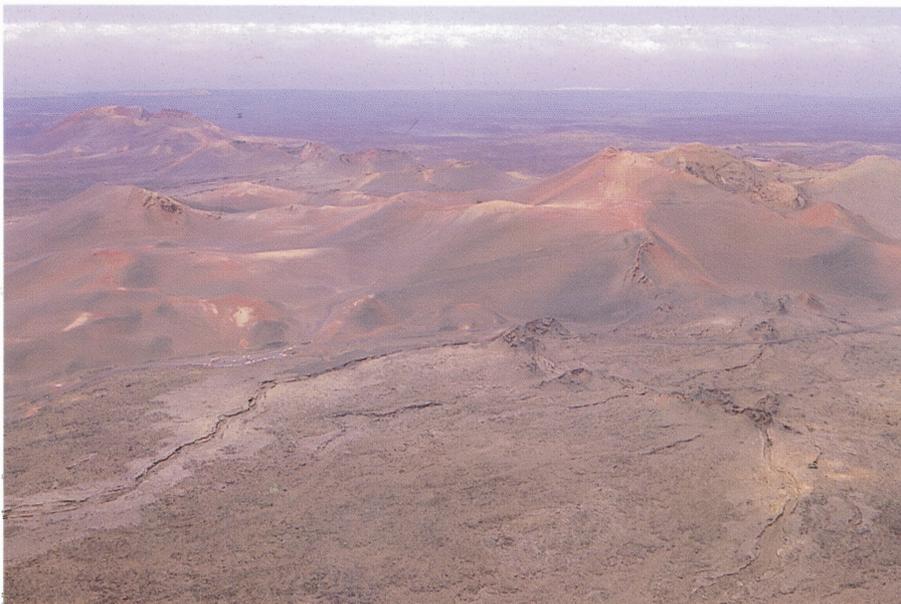
Mñas. del Fuego. Al fondo las coladas de Mñas. del Señalo.



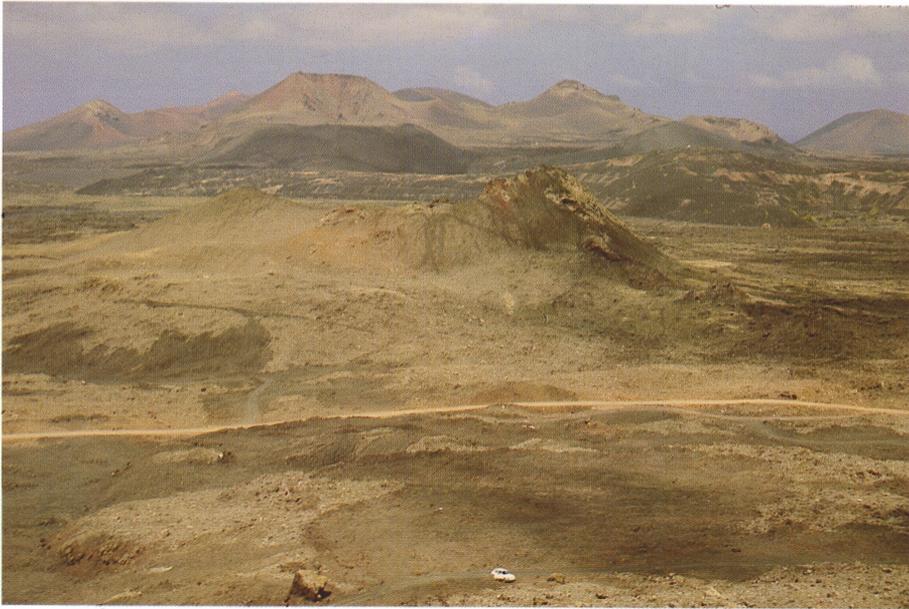
Detrás de las Calderas Quemadas aparecen edificios volcánicos semidestruidos que podrían corresponder a una erupción anterior (Timanfaya antiguo).



Coladas de Mñas. del Fuego rellenan cráteres de edificios anteriores a 1730. En segundo plano la Caldera del Corazoncillo, con un centro de emisión de la fase de Mñas. del Señalo adosado a su flanco izquierdo.



Campo de coladas con canales lávicos que parten del conjunto de hornitos situados al SE del grupo de Mñas. del Fuego.



Vista de la alineación de centros eruptivos de 1730 desde la cima de Mña. Colorada, en el extremo oriental de la fractura eruptiva de 1730.

# ÍNDICE

PREFACIO.....	9
<b>1 <i>Lanzarote antes de la erupción de 1730: Contexto histórico y volcanológico</i> .....</b>	<b>13</b>
1.1 Situación socioeconómica y política de Lanzarote inmediatamente antes de la erupción.....	13
1.2 Rasgos geológicos principales de Lanzarote .....	16
<b>2 <i>Importancia de la erupción de Lanzarote de 1730</i> .....</b>	<b>29</b>
2.1 El volcanismo histórico de Canarias .....	31
2.2 La erupción de 1730 en el contexto del volcanismo histórico del Archipiélago. Características generales de la erupción.....	32
2.3 Trabajos previos sobre la erupción de 1730.....	37
2.4 La erupción en los relatos de la época.....	39

<b>3</b>	<b><i>Estudio volcanológico de la erupción de 1730</i></b> .....	57
3.1	Delimitación de los centros eruptivos de 1730 .....	58
3.2	Reconstrucción de los episodios volcánicos de la erupción de 1730. Asociación a procesos tectovolcánicos.....	65
3.3	Procesos tectovolcánicos asociados a la erupción.....	73
3.4	Petrología y Geoquímica. Procesos magmáticos .....	78
3.5	Modelo petrológico .....	92
3.6	Implicaciones en el sistema de alimentación interna de la erupción de 1730.....	97
<b>4</b>	<b><i>La erupción de 1730 y el riesgo volcánico</i></b> .....	105
4.1	Impacto de la erupción de 1730 en Lanzarote.....	105
4.2	Implicaciones en la evaluación del Riesgo Volcánico en Lanzarote.....	115
4.3	Permanencia actual de manifestaciones postvolcánicas de la erupción de 1730. Anomalías térmicas de Mñas. del Fuego.....	117
<b>5</b>	<b><i>La erupción de 1730 como Espacio Natural</i></b> .....	137
5.1	Valores paisajísticos y medioambientales de la zona. Estado de protección y conservación .....	137
5.2	Itinerarios comentados de observación .....	139
	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	159
	<b>LÁMINAS</b> .....	169
	<b>APÉNDICE</b>	
1	Mapa geológico 1:25.000 de la erupción	
2	Mapa de itinerarios (1:25.000)	

Este libro fue encargado por el Cabildo Insular de Lanzarote a los autores a principios de 1989, al tener conocimiento esta Institución de los resultados obtenidos en el estudio de la erupción de 1730-36 a la finalización de un Proyecto de investigación financiado por la Comisión Interministerial para la Ciencia y la Tecnología (CICYT). Entre estos resultados destacaba el descubrimiento por los autores de un legajo de manuscritos inéditos recopilado por la Real Audiencia de Canarias, con datos de la erupción de igual o mayor detalle e interés que el conocido Diario del Cura Párroco de Yaiza.

El estilo del libro, así como la inclusión de un detallado análisis de los efectos de la erupción sobre la población y el entorno, es un intento de atraer el interés de los no especialistas en Volcanología. El capítulo 5, que intenta estimular la observación en el campo de las variadas formas y estructuras volcánicas originadas en esta erupción, así como provocar el interés en su cuidado y conservación, fue una petición expresa del Cabildo a los autores. Los mapas que se incluyen, tanto el geológico como el de itinerarios tienen como objetivo facilitar la comprensión y el estudio de este complejo episodio volcánico.

El libro fue entregado al Cabildo listo para su inmediata publicación en Septiembre de 1990.



ESTUDIO VOLCANOLÓGICO DE UNA DE LAS  
ERUPCIONES BASÁLTICAS FISURALES DE MAYOR  
DURACIÓN Y MAGNITUD DE LA HISTORIA



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
EXCMO. CABILDO INSULAR DE LANZAROTE