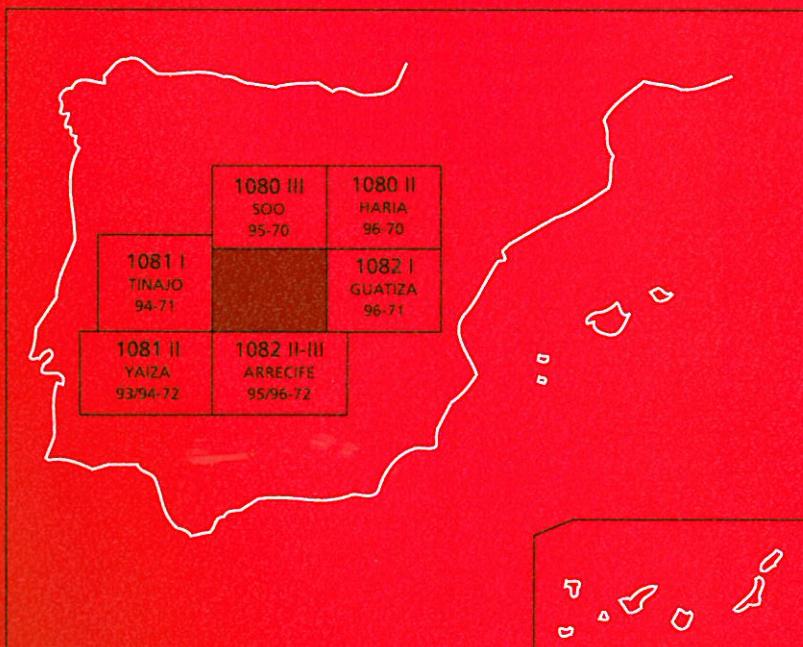




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

## Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE LANZAROTE

# TEGUISE

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Se incluye mapa geomorfológico a la misma escala

# TEGUISE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información, sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España  
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
NIPO: 40504-012-9  
ISBN: 84-7840-525-9  
Depósito legal: M-3935-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Teguise*, ha sido realizada por GEOPRIN, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos:

### **Dirección y supervisión del IGME**

- Cueto Pascual, L.A. Ing. Téc. de Minas.

### **Realización de la cartografía**

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Ruiz García, M.ª T. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Cartografía geomorfológica.

Colaboradores:

- Hoyos, M. (Mus. C. Naturales, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas.
- Cartografía geomorfológica.

### **Redacción de la memoria**

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Gómez Sainz de Aja, J.A. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas.
- Ruiz García M.ª T. (GEOPRIN, S. A.), Lic. C. Geológicas

Colaboradores:

- Brändle, J. L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas. Geoquímica.
- Hoyos, M. (Mus. C. Naturales, CSIC-Madrid), Dr. C. Geológicas. Geomorfología.

## **INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria a esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras de roca y su correspondiente preparación microscópica.
- Informes petrológicos y mapas de situación de muestras.
- Fichas resumen de los puntos de interés geológico.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.

## ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN .....	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS .....	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS .....	10
2. ESTRATIGRAFÍA .....	10
2.1. PRIMER CICLO VOLCÁNICO .....	12
2.1.1. Período Mio-plioceno. Edificio Famara. Episodios volcánicos y sedimentarios .....	12
2.1.1.1. Tramo inferior .....	13
2.1.1.1.1. Coladas y piroclastos basálticos. (2 y 3) .....	13
2.1.1.2. Tramo medio .....	14
2.1.1.2.1. Coladas y piroclastos basálticos. (4 y 5) .....	14
2.1.1.3. Tramo superior .....	14
2.1.1.3.1. Coladas y piroclastos basálticos. (6 y 7) .....	15
2.1.1.4. Diques básicos. (1) .....	15
2.2. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO .....	16
2.2.1. Período Pleistoceno inferior. Episodios volcánicos y sedimentarios .....	16
2.2.1.1. Depósitos de glacis. Arenas y cantos (8) .....	16
2.2.1.2. Depósitos de laderas. Primera generación de abanicos. (9) .....	16
2.2.1.3. Alineación Chimia-S. Rafael. Coladas basálticas y conos de tefra (10 y 11) .....	19
2.2.1.4. Arenas eólicas plio-pleistocenas (12) .....	19
2.2.1.5. Depósitos de caliche (13) .....	20
2.2.1.6. Coladas basálticas "pahoehoe" (14) .....	20
2.2.1.7. Alineación Nazaret-El Calvario. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (15, 16 y 17) .....	20
2.2.1.8. Volcán de Guanapay. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (18, 19 y 20) .....	21
2.2.1.9. Arcillas sobre coladas (21) .....	23
2.2.1.10. Alineación Guantesive-Temeje. Coladas basálticas y conos de tefra. (22 y 23) .....	23

2.2.1.11.	Alineación Montaña Gritana-Montaña Bermeja-Montaña Mina. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (24, 25 y 26) .....	24
2.2.1.12.	Depósitos piroclásticos y arenosos alterados (27) .....	24
2.2.1.13.	Aluvial-coluvial. Depósitos arenoso-arcillosos (28) .....	25
2.2.1.14.	Fisura Lomo Camacho-S. Andrés. Conos de tefra (29) .....	25
2.2.1.15.	Edificio hidromagmático de la Caldera de El Cuchillo (30) .....	26
2.2.1.16.	Alineación Montaña Zonzamas-Maneje. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (31, 32 y 33) .....	26
2.2.1.17.	Alineación Caldera de Zonzamas-Montaña Téjida-Montaña Corona. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión .....	29
2.2.2.	Período Pleistoceno medio. Episodios volcánicos y sedimentarios. ....	29
2.2.2.1.	Alineación Ubiique-Cabrera-Chica. Coladas basálticas y conos de tefra (34 y 35) .....	28
2.2.2.2.	Alineación Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque. Conos de tefra (36) .....	30
2.2.2.3.	Alineación Miguel Ruiz-Juan Bello. Coladas basálticas y conos de tefra (37 y 38) .....	30
2.2.2.4.	Fisura Montañetas de Yuco. Conos de tefra (39) .....	30
2.2.2.5.	Alineación Tingafa-Iguadén. Coladas basálticas y conos de tefra (40 y 41) .....	30
2.2.2.6.	Fisura de Tinajo. Conos de tefra (42) .....	32
2.2.2.7.	Alineación Dolores-Timbaiba. Conos de tefra y depósitos hidromagmáticos del edificio Montaña Tinaché (43 y 44) .....	33
2.2.2.8.	Coladas basálticas y piroclastos de dispersión de las alineaciones n.ºs 36, 39, 41 y 53 (45 y 46) .....	34
2.2.2.9.	Volcán de Tahíche. Coladas basálticas y conos de tefra (50 y 51) .....	34
2.2.2.10.	Alineación Guardilama-Guatisea. Coladas basálticas. (52) .....	35
2.2.2.11.	Alineación Tizalaya-Tamia. Conos de tefra y piroclastos de dispersión (53 y 54) .....	35
2.2.2.12.	Arenas eólicas pleisto-holocenas (55) .....	36
2.2.2.13.	Alineación La Montañeta-Caldera Honda (56 y 57) .....	37
2.2.2.14.	Arenas sobre sustrato (58) .....	37
2.2.3.	Período Pleistoceno superior. Episodios volcánicos .....	37
2.2.3.1.	Fisura de Guenia. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (59, 60 y 61) .....	37
2.2.4.	Período Pleistoceno-Holoceno. Formaciones sedimentarias cuaternarias. ....	38
2.2.4.1.	Depósitos de ladera y coluviones (66) .....	38
2.2.4.2.	Depósitos aluviales y de barrancos (67) .....	39
2.2.4.3.	Depósitos antrópicos (68) .....	39
2.2.5.	Período Histórico .....	39

2.2.5.1. Eruptiones de Timanfaya (siglo XVIII). Tercer episodio. Coladas basálticas y piroclastos de dispersión (62 y 63) .....	39
2.2.5.2. Alineación 1824. Montaña de Tao o Montaña del Clérigo Duarte. Coladas basálticas y conos de tefra (64 y 65) .....	40
3. TECTÓNICA .....	41
4. GEOMORFOLOGÍA .....	43
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA .....	43
4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO .....	44
4.2.1. Estudio morfoestructural .....	44
4.2.2. Estudio del modelado .....	45
4.2.2.1. Formas endógenas .....	45
4.2.2.2. Formas exógenas .....	46
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES .....	48
4.3.1. Depósitos eólicos .....	48
4.3.2. Depósitos fluviales .....	48
4.3.3. Depósitos endorréicos .....	48
4.3.4. Depósitos de ladera .....	48
4.3.5. Depósitos poligénicos .....	49
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA .....	49
4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL .....	50
5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA .....	50
5.1. PRIMER CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA .....	53
5.1.1. Período Mio-plioceno. Edificio Famara .....	53
5.2. PRIMER CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA .....	53
5.3. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA .....	54
5.3.1. Período Pleistoceno inferior .....	54
5.3.2. Período Pleistoceno medio .....	56
5.3.3. Período Pleistoceno superior-holoceno .....	58
5.3.4. Período Histórico .....	58
5.4. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA .....	59
5.5. DEPOSITOS SEDIMENTARIOS. PETROLOGÍA .....	61
5.5.1. Arenas eólicas plio-pleistocenas .....	61
5.5.2. Depósitos de caliche .....	61
6. HISTORIA GEOLÓGICA .....	61
7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA .....	62
7.1. HIDROLOGÍA .....	63
7.2. HIDROGEOLOGÍA .....	65
7.3. PIEZOMETRÍA .....	70
7.4. CALIDAD DEL AGUA .....	70
7.5. RECURSOS HIDRÁULICOS NO CONVENCIONALES .....	71

8. GEOTECNIA .....	71
8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA. CRITERIOS DE DIVISIÓN .....	72
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES .....	72
8.3. RIESGOS GEOLÓGICOS .....	75
8.4. VALORACION GEOTÉCNICA .....	76
8.4.1. Terrenos con características constructivas desfavorables .....	76
8.4.2. Terrenos con características constructivas aceptables .....	76
8.4.3. Terrenos con características constructivas favorables .....	76
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS .....	77
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....	79
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG .....	79
11. BIBLIOGRAFÍA .....	80

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La isla de Lanzarote tiene una forma alargada en sentido NNE-SSO y forma con la de Fuerteventura un dominio común. Ambas se sitúan próximas al continente africano, siendo las más orientales del archipiélago. En concreto, la hoja de Teguise, aquí estudiada, ocupa una posición central en la isla y corresponde al n.º (95-71) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000, editado por el Servicio Geográfico del Ejército (SGE). Sus límites N, S, E y O son, respectivamente, las hojas de Sóo, Arrecife, Guatiza y Tinajo.

Esta hoja participa de dos dominios estructurales distintos, que configuran su diferente orografía y sus rasgos morfológicos principales. En el extremo NE aparecen las estribaciones meridionales del macizo de Famara. El límite entre el Dominio de Famara y el Dominio central no es muy nítido y discurre según una directriz N-120°E, dividiendo la hoja aproximadamente en dos partes, según lo que se ha denominado como zona de transición. Esta zona se caracteriza por la existencia de algunas alineaciones cuaternarias con orientación NO-SE, tales como la Fisura de Las Montañetas de Yuco o la posible alineación de Montaña Berrugo-Montaña Ubique-Tahiche. En la mitad suroccidental aparece el Dominio central, que se caracteriza por la existencia de numerosas alineaciones de edificios volcánicos según pautas OSO-ENE. Dentro del Dominio de Famara, pero en su sector meridional, se han observado algunas alineaciones de edificios volcánicos con orientación NE-SO. En esta zona existen numerosos depósitos detríticos de alteración, que contribuyen a suavizar el paisaje. Estos depósitos son muy abundantes en los alrededores de Teguise y se extienden hasta la Vega de Tahíche.

Dentro del Dominio central pueden distinguirse dos sectores con relieve muy diferente: el cuadrante NO (ocupado por depósitos de arenas eólicas) y el sector sur (constituido por las alineaciones volcánicas cuaternarias antes citadas). Toda la zona NO está casi deshabitada; sólo existe un pequeño núcleo de población (Muñique) que se asienta sobre un islote de coladas entre las arenas de El Jable. Por otra parte, en el resto de la hoja hay numerosos núcleos de población, siendo el más importante el municipio de Teguise, que da nombre a la hoja. Otras localidades son Teseguite, San Bartolomé, Tahiche, Tao, Tiagua, Los Valles, Mozaga, La Vegueta y Nazaret.

El clima de la región es cálido y seco, con temperaturas del orden de 18-22 °C y a menudo fuerte insolación, dando lugar a un ambiente de gran sequedad. Las precipitaciones son muy escasas e irregulares, siendo ligeramente superiores en el sector NE, que corresponde al área del macizo de Famara. Debido a estas condiciones climáticas, la vegetación es muy pobre, predominando los tipos xerofíticos y suculentos.

En general, las comunicaciones en la isla de Lanzarote son mejores que en otras islas del archipiélago. Ello es debido a su orografía más favorable. En concreto en esta hoja existen numerosas vías de comunicación que permiten enlazar perfectamente con el resto de localidades de la isla. Como ejemplo puede citarse las carreteras de:

- Arrecife-Haría.
- Arrecife-S. Bartolomé-Soo
- Arrecife-S. Bartolomé-Tinajo
- Costa Teguise-Tahíche-S. Bartolomé.
- Uga-Teguise.
- Teguise-Caleta de Famara.
- Tahiche-Guatiza.

## 1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Los primeros antecedentes bibliográficos sobre la geología de la isla de Lanzarote se remontan al siglo xix con el trabajo de HARTUNG (1857). A comienzos de este siglo, HERNÁNDEZ PACHECO (1909) realiza un extenso reconocimiento de todas las formaciones volcánicas y sedimentarias existentes, confeccionando un primer mapa geológico de la isla e islotes adyacentes a escala 1:50.000. Posteriormente, en la segunda mitad de este siglo, se continúan las investigaciones con los trabajos de HAUSEN (1958) y más especialmente de FUSTER *et al.* (1968). Estos últimos autores realizan un estudio muy completo de la geología de la isla, estableciendo la estratigrafía general y definiendo las principales unidades volcánicas. Además, acompañando esta monografía se adjunta un mapa geológico a escala 1:100.000. Este mapa de síntesis se basa en los trabajos cartográficos previos, realizados por los mismos equipos a escala 1:50.000 y publicados por el IGME-CSIC en 1967 (a-h). Concretamente para la realización de esta hoja han sido de especial utilidad los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Teguise y Haría, [IGME-CSIC (1967d y e)].

Para el establecimiento de la cronoestratigrafía de la isla se han utilizado, además de los propios criterios de campo, los datos paleontológicos de WATKINS *et al.* (1966) y de CARRACEDO y SOLER (1992), y los valores de edades absolutas suministrados por ABDEL MONEM *et al.* (1971), IBARROLA *et al.* (1988) y COELLO *et al.* (1992). Por último, durante la realización de este proyecto se han realizado nuevas dataciones radiométricas que permiten "afinar" más las diferentes fases de actividad volcánica existentes en la isla.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

La historia geológica de Lanzarote comienza en el Mioceno medio (hace aproximadamente 15,5 m.a) con la emisión de las lavas basálticas del tramo inferior del Macizo de Ajaches. Dada la proximidad de esta área con el norte de Fuerteventura, y la sincronicidad de estas emisiones con las del vecino edificio mioceno de Tetir (Fuerteventura), cabe pensar en una progresión espacio-temporal de los eventos volcánicos. De manera sucesiva, durante el Mioceno superior continúa concluyéndose este edificio basáltico, a la vez que hace su aparición subáerea el gran edificio de Famara, área NE de la isla. Esta nueva emisión es posible que sea el resultado de la propagación de la fisura eruptiva miocena, que desde la península de Jandía en Fuerteventura se prolonga hasta el Banco de la Concepción, al NE de la isla de Lanzarote.

Al final del Mioceno, otra nueva erupción basáltica de cierta envergadura se instala en el Dominio Central de la isla, conectando los dos dominios anteriores. De esta manera termina el primer ciclo volcánico distinguido en la isla, Ciclo mioplioceno, que dio origen a los relieves más abruptos que hay en ella, en sus dos áreas extremas: Ajaches y Famara.

Un intenso proceso erosivo se desarrolla a continuación, desmantelando gran parte de los apilamientos lávicos construidos durante el Mioceno.

Desde el Plioceno superior hasta prácticamente la actualidad (año 1824) se han ido sucediendo de manera continua las emisiones volcánicas a través de fisuras cortas y en su mayoría paralelas, que cubren todo el Dominio central y agrandan la isla por sus laterales. Durante este lapso de tiempo se define el segundo ciclo volcánico, compuesto por tres períodos; Plioceno, Pleistoceno-holoceno e Histórico, que completan los cuatro distinguidos en Lanzarote.

El primer autor que definió una seriación temporal de las unidades volcánicas de Lanzarote fue HARTUNG (1857). Otros autores posteriores que fueron precisando y actualizando la estratigrafía de la isla fueron HERNANDEZ-PACHECO (1910) y HAUSEN (1958). Mas recientemente, el IGME-CSIC (1967a-h) publicó una cartografía geológica por hojas a escala 1:50.000 de toda la isla, que se sintetizó por FUSTER *et al.* (1968).

Los criterios utilizados para establecer la estratigrafía volcánica han sido variados. Por un lado, se han cartografiado individualmente todos aquellos edificios y sus coladas —es decir, cada una de las erupciones habidas— que están claramente diferenciadas del entorno que las rodea. Posteriormente, y debido al carácter fisural de las emisiones, se han agrupado las erupciones distinguidas según alineaciones volcánicas. Para agruparlas se han seguido criterios petrológicos, grado de conservación y similitud geocronológica, cuando la había. Aún y con eso, hay edificios que han quedado aislados y no ha sido posible establecer entre ellos una estratigrafía relativa de superposición, como se ha hecho con otros. En estos casos, si no tenían dataciones geocronológicas, se han tratado como edificios independientes, o incorporado, siguiendo los criterios antes señalados, a alguna alineación ya definida.

Evidentemente, esta división estratigráfica de rango menor, que comprende alineaciones y edificios, es en algunos casos subjetiva, pero dada la información disponible, se considera útil y muy próxima a lo que debió de ocurrir realmente.

De los dos ciclos volcánicos que el Plan Magna ha distinguido en Lanzarote, ambos se encuentran representados en la hoja de Teguise. El primer ciclo lo está con los afloramientos del Dominio Famara del período mioplioceno. El segundo ciclo está representado por los períodos pleistoceno-holoceno e histórico. Del primero de ellos afloran varias alineaciones volcánicas subparalelas que recorren la hoja en sentido aproximado este-oeste, apoyándose sobre el apilamiento basáltico del Dominio de Famara. Del período histórico están presentes las dos grandes erupciones habidas: la de Timanfaya (1730-36) y la del Clérigo-Duarte (1824).

En la Tabla 2.1, se ha establecido la correlación volcanoestratigráfica entre estos cuatro períodos citados y las series basálticas del IGME-CSIC (1967a-h).

**Tabla 2.1. Correlación volcanoestratigráfica de la isla de Lanzarote.**

IGME-CSIC (1967a-h)	PLAN MAGNA (1992-1995)
Serie basáltica IV	<b>2.º Ciclo</b> PERIODO HISTORICO Erupciones de 1824 Erupciones de 1730-36
	PERIODO PLEISTOCENO-HOLOCENO Dominio isla de Lanzarote
Serie basáltica III	
Serie basáltica II	
Serie basáltica I	<b>1.er Ciclo</b> PERIODO MIOPLIOCENO Dominio Famara

## 2.1. PRIMER CICLO VOLCÁNICO

### 2.1.1. Período Mio-plioceno. Edificio Famara. Episodios volcánicos y sedimentarios

Durante el Mioceno tiene lugar una intensa actividad volcánica en la mayor parte del archipiélago. Concretamente en las islas canarias orientales se produce el emplazamiento en superficie del Complejo Basal (Fuerteventura) y se desarrolla una fisura de dirección NNE-SSO que se prolonga desde dicha isla a Lanzarote y al Banco de La Concepción. Asociados a esta fisura, se construyen tres edificios en Fuerteventura (Tetir, Gran Tarajal y Jandía) y al menos dos en Lanzarote (Ajaches al sur y Famara al norte). En el Dominio central de la isla de Lanzarote hay retazos de materiales volcánicos miocenos pero debido a la pequeña extensión que ocupan no es factible su asignación a ninguno de esos dos. Según los datos de edades absolutas disponibles, estos afloramientos parecen ser coetáneos con los episodios tardíos de Los Ajaches y con una fase de intensa actividad y construcción del edificio Famara, en torno a 6,5 m.a. Los últimos episodios de actividad del edificio Famara se producen en el Plioceno.

Todo este conjunto de materiales basálticos que constituyen estos edificios se corresponden con la "formación basáltica más antigua" de HARTUNG (1857) o con "the basaltic-table-land series" de HAUSEN (1958); posteriormente FUSTER *et al.* (1968) los denominan Serie basáltica I, término que se ha mantenido hasta nuestros días.

El edificio Famara constituye un macizo elevado que ocupa el extremo norte de la isla de Lanzarote, aflorando dentro de las hojas de Caleta de Sebo, Haría, Soo y ésta. De forma marginal aflora en el borde noroccidental de la hoja de Guatiza. Está constituido por un monótono apilamiento de coladas basálticas con más de 650 m de espesor. En esta hoja las coladas se disponen de forma subhorizontal o ligeramente inclinadas al sureste. Intercalados en el apilamiento lávico se observan niveles de escorias y/o conos enterrados que constituyen pequeños salideros coetáneos con las emisiones lávicas. También aparecen algunos diques básicos que cortan a la sucesión. Estos son más abundantes en el tramo inferior. En otras zonas se han cartografiado además numerosos intrusivos básicos que perforan el apilamiento lávico. Sin embargo, en esta hoja no se ha observado ningún cuerpo intrusivo.

Mientras que en los edificios miocenos de Fuerteventura e incluso en el edificio Ajaches en esta isla existen algunos niveles sedimentarios de extensión local, pero que facilitan la separación cartográfica de los diferentes tramos o unidades del edificio, en Famara no se han observado estos niveles, sino solamente algunos paleosuelos o almagres locales que dificultan la individualización cartográfica. Los datos geocronológicos tampoco resultan definitivos, ya que existen algunas contradicciones entre las muestras analizadas, tanto de IBARROLA *et al.* (1988) como de ABDEL MONEM *et al.* (1971), e incluso con las dataciones efectuadas en este proyecto (MAGNA). A pesar de ello [siguiendo en cierta medida los datos de IBARROLA *et al.* (1988), ya que son los que han datado un mayor número de muestras en este sector (10)], puede indicarse que existen tres períodos de actividad principales. El más antiguo se sitúa en torno a los 10,2-8,3 m.a y correspondería con el *tramo inferior* de la cartografía MAGNA. A continuación aparece un grupo de edades que corresponden a las etapas finales del Mioceno, con valores entre 6,7 y 5,3 m.a. Estos datos merecen analizarse con cierto detenimiento, pues aunque a primera vista parecen muy coherentes, se observa que los valores de 6 y 5,3 m.a. corresponden a muestras del extremo norte del edificio (hoja de Caleta de Sebo), situadas, respectivamente, a 0 y 20 m sobre el nivel del mar. Sin embargo, en la zona central y meridional del mismo edificio, los valores de 6,2 y 6,7 m.a. corresponden, respectivamente, a un intrusivo y a una colada que cartográficamente se situarían en el tramo superior. Además, para añadir más complejidad al asunto, hay que mencionar que durante la campaña de dataciones del Plan MAGNA se analizó una muestra situada estratigráficamente sobre la colada de 6,2 m.a., obteniendo una edad de 9,03 M.a. Este valor es difícilmente encajable en el esquema, pero en cualquier caso indica que estas últimas coladas del techo del apilamiento presentan una edad miocena. Por último, existen dos edades de IBARROLA *et al.* (1988) que señalan una actividad póstuma de edad pliocena (3,8 y 3,9 m.a.).

#### 2.1.1.1. *Tramo inferior*

Está constituido por coladas basálticas (n.º2 de la leyenda) intensamente atravesadas por diques (1) entre las que aparecen algunos conos enterrados y/o niveles piroclásticos (3). Asociados con estos edificios piroclásticos aparecen también algunos diques básicos (1). En general, la densidad de diques es inferior a la observada en otros sectores del edificio Famara. Los afloramientos de este tramo, en esta hoja, aparecen en muchas ocasiones sepultados bajo depósitos de ladera. Una de las características de este tramo es el intenso grado de alteración que muestran sus materiales, presencia frecuente de rellenos secundarios (ceolitas y carbonatos) rellenando vesículas. Durante la realización de este proyecto se intentaron datar las coladas de este tramo en la parte baja del barranco de la Pocela, junto a la Urbanización Famara (hoja de Sóo), pero se desestimaron por no ser lo suficientemente frescas. No obstante, COELLO *et al.* (1992) han datado dos muestras pertenecientes a esta unidad en 10,2 y 8,3 m.a., tomadas, respectivamente, a nivel del mar y a 100 m de cota, junto a la segunda galería de Famara, al norte del área estudiada. En conjunto se estima que la potencia de este tramo es inferior a 200 m.

##### 2.1.1.1.1. Coladas y piroclastos basálticos (2 y 3)

Estos materiales afloran al E de la carretera a La Caleta de Famara en la parte baja de los relieves de Famara. Mayoritariamente esta unidad está constituida por un apilamiento de coladas basálticas con buzamientos variables entre 3 y 7º al ESE, SE, S y SO. Composicionalmente son basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos, apareciendo el olivino alterado a iddingsita. Las coladas suelen ser

poco potentes, de tipo "pahoehoe", con espesores individuales entre 1 y 2,5 m. También se han observado coladas más masivas y potentes de tipo "aa" con bases escoriáceas características.

Intercalado en el apilamiento lávico suelen aparecer algunos "sills" de composición semejante, que pueden confundirse con coladas. También se han observado algunas intercalaciones piroclásticas de poco espesor, entre ellas la más importante es el afloramiento del barranco de La Horca. Se trata de un depósito piroclástico mixto en el que aparecen niveles de piroclastos de caída ("fall"), alternando con niveles brechoides y líticos de tipo hidromagnético.

#### *2.1.1.2. Tramo medio*

Está constituido por un potente apilamiento de coladas basálticas (4) con algunas intercalaciones de piroclastos de caída (5) que pueden corresponder a pequeños centros de emisión enterrados. También se han observado algunos niveles de almagre y/o paleosuelos que marcan pequeñas interrupciones en la actividad efusiva, dentro de un mismo tramo. La individualización entre este tramo con respecto al inferior y superior obedece fundamentalmente a criterios de campo. También a escala de todo el edificio se han utilizado criterios geocronológicos, si bien en esta hoja no se dispone de dataciones de este tramo. Además, no existen discordancias evidentes entre estas unidades. En algún punto aislado existe un delgado nivel de cantos algo redondeados que aparece entre materiales piroclásticos.

##### *2.1.1.2.1. Coladas y piroclastos basálticos (4 y 5)*

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan en las laderas de Cerro Terroso y Morro Prieto, aunque también aparecen aflorando debajo de las coladas del volcán de Guantesive y en las laderas de La Vega de San José. Esta unidad está constituida por un apilamiento de coladas basálticas delgadas, buzantes entre 3 y 6° al ESE, SE y S. Intercalado entre este apilamiento, en la zona de Cerro Terroso y Morro del Hueso, hay niveles piroclásticos y conos enterrados constituidos por lapillis, escorias y bombas de composición basáltica. Estos niveles se suelen caracterizar por sus colores de alteración amarillo-marrón y marrón-rojizo. Los tamaños más comunes se sitúan entre 1 y 8 cm para los lapillis y escorias y entre 20 y 40 cm para las bombas. En este sector meridional del edificio no son muy frecuentes los diques, sólo se han observado algunos relacionados con estos centros de emisión.

En conjunto estas coladas dan lugar a un relieve escalonado, son de tipo "aa", con bases escoriáceas y tienen espesores individuales variables entre 0,6 y 2 m. Composicionalmente predominan los tipos basálticos olivínicos con matriz negruzca y afanítica. Entre ellas se intercalan algunos "sills" de composición basáltica, muy semejante a la de las coladas. Los espesores máximos en este sector no suelen sobrepasar los 100 m.

#### *2.1.1.3. Tramo superior*

Este tramo es el que aparece más ampliamente representado en la hoja. Está constituido, mayoritariamente por potentes coladas basálticas (6) con disyunción columnar, que configuran los relieves más importantes del sector. Entre ellas se intercalan algunos niveles piroclásticos de poco espesor (7).

El período de emisión de esta unidad es aún poco preciso, ya que existen datos geocronológicos contradictorios. Además, de las dataciones existentes ninguna corresponde a esta hoja. IBARROLA *et al.* (1988) han datado las primeras coladas de este tramo (en el km 24 de la ctra. Haría-Teguise) en 6,2 m.a. Sin embargo, una muestra tomada en el mismo apilamiento unos 70-80 m más arriba (en el km 22,7 de la misma carretera), ha dado como resultado una edad de 9,03 m.a. (MAGNA). Por otra parte, un intrusivo que perfora esta unidad en Peña de la Pequeña fue datado por IBARROLA *et al.* (1988) en 6,7 m.a (Todas estas muestras pertenecen a la hoja de Soo). Según esto, podría pensarse, a pesar de las contradicciones, que el tramo superior comenzó a emitirse hace al menos 6 m.a. Sin embargo, los problemas se agudizan cuando se intentan establecer cronologías entre este sector del edificio y el sector norte (ver hoja de Caleta de Sebo), ya que los autores citados [IBARROLA *et al.* (1988)] presentan edades sustancialmente más jóvenes para unidades aflorantes más al norte que parecen corresponder con éstas.

#### 2.1.1.3.1. Coladas y piroclastos basálticos (6 y 7)

Las coladas de esta unidad son las que aparecen coronando el apilamiento del macizo de Famara. Suelen presentar disyunción columnar y potencias individuales más elevadas que las de los tramos anteriores. Además, están muy poco afectadas por la intrusión filonianana. Concretamente, en esta hoja no se ha observado ningún dique que atraviese a esta unidad. En general, son coladas "aa" con bases escoriáceas muy desarrolladas y potencias superiores a 3 m. En algún caso aislado se han observado coladas de hasta 8-10 m de espesor. Composicionalmente hay muy poca variabilidad, predominando los tipos basálticos olivínicos. La matriz es negruzca y los fenocristales tienen tamaños variables de hasta 8 mm. También se han muestreado algunas coladas de basaltos afaníticos y otras olivíncico-piroxénicas. Existen también coladas con nódulos duníticos. Estructuralmente suelen adoptar una disposición subhorizontal, si bien se ha observado una ligera inclinación hacia el sur y sureste, en los afloramientos más orientales.

Las intercalaciones piroclásticas tienen muy poco espesor y escasa representación areal; muchos de estos afloramientos constituyen la terminación meridional de otros observados en la hoja de Sóoo. Al norte del Lomo de Mangüía hay un depósito constituido por escorias basálticas con algunas bombas y bloques lávicos, que parece corresponder a un antiguo centro de emisión. Composicionalmente es un basalto olivínico con numerosos enclaves duníticos. En la ladera del Lomo del Valle de Juana Gutiérrez hay otro pequeño afloramiento formado por escorias rojizas con retazos de lavas intercaladas a modo de "colgajos" o "jirones".

#### 2.1.1.4. Diques básicos (1)

En este sector del edificio Famara la proporción de diques es muy baja, ya que en la hoja aflora mayoritariamente el tramo superior y está desprevisto de diques. Sólo se han observado algunos diques de corto recorrido en la ladera de Cerro Terroso. Están presumiblemente relacionados con unos conos enterrados que aparecen intercalados en el tramo medio.

Son diques delgados con potencias en general inferiores a un metro. Presentan direcciones variables, entre N30°E y N150°E, y adoptan una disposición subvertical. En general encajan en los materiales piroclásticos citados y en muchos casos no se observa que continúen hacia el tramo superior. Composicionalmente son basaltos olivínicos y olivíncico-piroxénicos de matriz negruzca.

## 2.2. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO

### 2.2.1. Período Pleistoceno inferior. Episodios volcánicos y sedimentarios

Al finalizar las emisiones miocenas no vuelven a producirse manifestaciones volcánicas en este sector hasta el Pleistoceno inferior, si bien éstas continúan durante el Plioceno en otras zonas de la isla. Este nuevo período volcánico es marcadamente diferente al anterior, y comenzado ya en el Plioceno, se manifiesta, de manera casi continua, hasta épocas históricas. Es un volcanismo más puntual, pero controlado por un régimen fisural que determina la aparición de edificios alineados según direcciones estructurales de orientación dominante NE-SO. Paralelamente a ella se produce en depósitos sedimentarios que quedan intercalados con los materiales volcánicos.

En la Tabla 2.2, se incluye un resumen de las características morfológicas y petrológicas de los principales centros de emisión localizados en la hoja.

#### 2.2.1.1. *Depósitos de glacis. Arenas y cantes (8)*

Esta unidad aparece únicamente representada en el extremo nororiental de la hoja. Concretamente se han cartografiado varios afloramientos que constituyen pequeñas superficies de acumulación en la parte alta del macizo de Famara. En general, están constituidos por arenas y cantes empastados en una matriz arenó-arcillosa, que superficialmente muestra cierto encalchamiento. Los cantes son de naturaleza basáltica con tamaños variables, desde 2-20 cm, mayoritariamente son subangulosos. Constituyen un recubrimiento relictico, poco potente, de apenas 1-2 m de espesor.

#### 2.2.1.2. *Depósitos de laderas. Primera generación de abanicos (9)*

Estos materiales afloran únicamente en el sector NE de la hoja, apareciendo adosados al escarpe del macizo de Famara y constituyen la terminación suroriental de los existentes en la vecina hoja de Soo. Se caracterizan por presentar en planta una forma seudotriangular, algo lobulada, con el vértice agudo apuntando hacia la zona de cabecera.

Son depósitos detriticos constituido, por arenas y gravas heterométricas, algo encalchadas, con tamaños de cantes muy variables, desde 2 cm hasta 60 cm. No se observa claramente estratificación ni ordenación interna en el depósito. Su matriz es de tipo arenó-arcillosa de color claro y los fragmentos son mayoritariamente basálticos. La potencia también es muy dispar, mínima en la zona de cabecera (1-2 m) y máxima en la base (10-15 m).

Al contemplar esta unidad desde la Caleta de Famara, se observa que estos materiales debían constituir una superficie continua, que posteriormente ha sido incidida por la red de drenaje (torrenteras). Actualmente estos abanicos aparecen fosilizados por los depósitos de ladera de las siguientes generaciones. Por tanto, son posteriores al desarrollo del macizo de Famara y anteriores a los depósitos de ladera (citados). Se han incluido dentro del Pleistoceno inferior-medio.

**Tabla 2.2. Resumen de las características morfológicas y petrológicas de los principales centros de emisión.**

Edificio	Alineación volcánica	Orientación fisura eruptiva	Dimensiones (m)				Estado de conservación	Materiales emitidos
			Cota (*)	Altura (**) máx.	Anchura mín.			
Montaña San Rafael	Chimia-San Rafael	N45°e	300	15	570	420	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montañas Chimia	Chimia-San Rafael	N45°e	350	32	400	400	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Cono de cota 409 m	Chimia-San Rafael	N45°e	390	19	300	200	Bajo	Piroclastos basálticos
Nazaret este	Nazaret-El Calvario	N45°e	270	50	325	250	Bajo	Piroclastos basálticos
Nazaret oeste	Nazaret-El Calvario	N45°e	310	40	250	250	Bajo	Piroclastos basálticos
El Calvario	Nazaret-El Calvario	N45°e	310	20	500	300	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Guanapay	Guanapay		380	63	625	600	Medio-Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Guantesive-Temeje	Guantesive-Temeje	N80°e	320	63	575	400	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Mina	Gritana-Bermeja-Mina	N60°e	200	192	1.750	750	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Lomo Camacho	Lomo Camacho-San Andres	N95°e	220	120	1.100	1.050	Medio	Piroclastos basálticos
San Andres	Lomo Camacho-San Andres	N95°e	290	84	1.875	1550	Bajo	Piroclastos basálticos
Caldera del Cuchillo			130	120	1.400		Bajo	Piroclastos basálticos hidromagmáticos
Zonzamas	Zonzamas Téjida-Corona	N70°e	150	150	1.075	875	Medio-Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Maneje	Zonzamas Téjida-Corona	N70°e	140	150	750	625	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Caldera Zonzamas	Zonzamas Téjida-Corona	N70°e	200	80	950	950	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tejida	Zonzamas Téjida-Corona	N70°e	100	128	1.000	500	Medio, escasa vegetación	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Corona	Zonzamas Téjida-Corona	N70°e	80	150	1.200	600	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Ubigue	Montaña Ubigue-Cabrera-Chica	N50°e	150	161	1.050	1.000	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Cabrera	Montaña Ubigue-Cabrera-Chica	N50°e	210	98	650	600	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Chica	Montaña Ubigue-Cabrera-Chica	N50°e	230	63	450	375	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Cono al este de Montaña Chica	Montaña Ubigue-Cabrera-Chica	N50°e	250	10	250	200	Muy bajo	Piroclastos basálticos
El Alto	Montaña Fuego-Miraderos-Chibusque	N75°e	300	63	700	650	Bajo, LH	Piroclastos basálticos

Edificio	Alineación volcánica	Orientación fisura eruptiva	Dimensiones (m)				Estado de conservación	Materiales emitidos
			Cota (*)	Altura (**) máx.	Anchura máx.	Anchura mín.		
Montaña Chibusque	Montaña Fuego-Miraderos-Chibusque	N75°e	290	67	750	625	Medio, LH	Piroclastos basálticos
Montaña Juan Bello	Miguel Ruiz-Juan Bello	N50°e	350	80	625	525	Medio, LH	Coladas y piroclastos basálticos
Edificio cota 359 m	Miguel Ruiz-Juan Bello	N50°e	320	39	425	375	Medio, LH	Piroclastos basálticos
Montañetas de Yuco	Fisura M̄eta de Yuco	N120°e	240	19	---	---	Bajo	Piroclastos basálticos
La Vegaleta	Fisura M̄eta de Yuco	N120°e	240	15	130	130	Bajo	Piroclastos basálticos
Montaña Iguaden	Tingafa-Iguaden	N70°e	250	50	375	350	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tinache	Dolores-Timbaiba	N73°e	250	200	1.250	1200	Medio-Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Llanos de Liria	Dolores-Timbaiba	N73°e	230	45	500	325	Medio-Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Timbaiba	Dolores-Timbaiba	N73°e	220	20	1.000	425	Medio-Bajo	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Berrugo	Dolores-Timbaiba	N73°e	200	49	500	200	Medio-Bajo	Piroclastos basálticos
Montaña Tahiche			160	161	875	750	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tizalaya	Tizalaya-Tamia	N55°e	300	154	875	825	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Caldera Honda	Tizalaya-Tamia	N55°e	300	50	625	500	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña de La Meseta	Tizalaya-Tamia	N55°e	280	90	500	324	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Tamia	Tizalaya-Tamia	N55°e	300	250	1.250	1250	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Edificio de cota 354 m	Tizalaya-Tamia	N55°e	320	35	350	300	Medio	Coladas y piroclastos basálticos
Caldera honda	La Montañeta Caldera Honda	N50°e	300	94	725	600	Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Guenia	Fisura de Guenia	N150°e	170	178	1.100	750	Medio-Alto	Coladas y piroclastos basálticos
Montaña Clerigo Duarte	Alineacion de 1824	N72°e	290	22	840	100	Bajo	Coladas y piroclastos basálticos

(\*) De la base sobre el nivel del mar

(\*\*) Sobre su base

LH = Recubrimiento de lapillis históricos

#### 2.2.1.3. Alineación Chimia-San Rafael. Coladas basálticas y conos de tefra (10 y 11)

Los edificios que integran esta alineación se localizan en el cuadrante NE de la hoja. Se trata de una alineación NE-SO, constituida por tres edificios volcánicos, relativamente mal conservados, que se asientan sobre los relieves meridionales del edificio Famara. Este hecho ha dado lugar a que las coladas de los dos centros principales (Chimia y San Rafael) se hayan derramado hacia el ONO, cubriendo el escarpe del macizo de Famara. Esta directriz estructural NE-SO es característica del Dominio Famara, como puede observarse por la coincidencia de otras fisuras eruptivas de la zona (alineación La Corona-Los Helechos, Guantesive-Temeje, Nazaret-El Calvario, etc.).

*Edificio San Rafael.* Es el edificio más meridional de los tres que constituyen la alineación, localizándose en las inmediaciones de Teguise. Constituye una pequeña elevación, de unos 15 m de altura, sobre la que se asienta la ermita de San Rafael, que da nombre al edificio. Tiene una forma en planta algo irregular, con una dimensión mayor en sentido NO-SE, de unos 570 m, y otra menor, normal a la anterior, de 420 m. Superficialmente está recubierto por una gruesa costra de caliche que en algunos puntos puede alcanzar 1 m de espesor. Además hay un recubrimiento posterior de materiales detríticos anaranjados, constituidos por arenas finas y arcillas que cubren toda el área próxima a Teguise.

*Edificio Montaña de Chimia.* Tiene una forma en planta algo subredondeada con un diámetro aproximado de 400 m y una altura desde su base de 32 m. No presenta cráter, y está constituido fundamentalmente por escorias basálticas de color gris-negruzco. En menor proporción se observan lapillis y bombas de basaltos olivínicos.

*Edificio de cota 409 m.* Es un pequeño edificio situado en el extremo nororiental de la alineación, a aproximadamente 1.650 m al NE de la ermita de San Rafael. Es un cono de escorias parcialmente recubierto por los depósitos arenos-arcillosos. Tiene una forma en planta alargada en sentido NNE-SSO, con una dimensión mayor de 325 m y otra menor, normal a ella, de unos 160 m. No existen evidencias de que este edificio haya emitido coladas.

Las coladas de los edificios Montaña Chimia y San Rafael se han dirigido principalmente hacia el ONO, cubriendo el escarpe de coladas del macizo de Famara. Este hecho indica que estas coladas son posteriores al desarrollo del macizo de Famara, puesto que cubren su paleorrelieve. Además, en la antigua carretera de la Caleta de Famara a Teguise se ha observado a muro de estas coladas un nivel de arenas eólicas (duras) de probable edad pliocena. Asimismo, en el Morro del Hueso se ha comprobado la existencia de este nivel de arenas eólicas a techo de las coladas del macizo de Famara. En este punto, además, sobre las arenas aflora una costra de caliche que sirve de base a las coladas de esta alineación. Son coladas potentes con disyunción columnar y fractura limpia concóide. Composicionalmente son basaltos olivínicos de matriz afanítica. En muestra de mano se observan frecuentes rellenos secundarios de ceolitas que han impedido su muestreo para datación absoluta. Superficialmente se caracterizan por presentar colores de alteración más claros de las coladas del edificio Famara. Se ha observado un apilamiento de varias unidades lávicas con espesores individuales de 2,5-4 m, que en conjunto arrojan una potencia próxima a los 20 m.

#### 2.2.1.4. Arenas eólicas plioleistocenas (12)

Los afloramientos asignados a esta unidad ocupan una extensión muy reducida. Se han localizado debajo del edificio Montaña Timbaiba, bajo las coladas de la alineación Montaña Chimia-

San Rafael, en la base de Montaña Berrugo y al techo de las coladas del macizo de Famara, en Morro del Hueso. Estos dos últimos afloramientos no se han reseñado en el mapa debido a su reducida extensión. Por el contrario, sí se ha cartografiado un pequeño ojal bajo los depósitos de caliche al oeste de la localidad de Teguise. Además, no se descarta que el sustrato del campo de dunas del sector NO de la hoja esté constituido por estas arenas eólicas, pero resulta muy problemática su individualización cartográfica. En el cuadrante SO de la hoja, junto al Monumento al Campesino, se ha observado, en la excavación realizada para edificar una casa, que debajo de las coladas basálticas históricas hay un suelo marrón de unos 20-30 cm de espesor. Debajo de él afloran 3 m de arenas eólicas de color crema con abundante fauna y con un encostramiento calcáreo al techo de al menos 40 cm de espesor.

En el afloramiento localizado al oeste de Teguise se observa cómo los episodios eólicos están separados por costras calcáreas. Así, en el fondo del barranco aparecen unos 2 m visibles de arenas eólicas blancas cementadas por carbonatos y recubiertas por un caliche de unos 3-4 m de espesor. A su techo se observan arenas eólicas grises, deleznables, con una potencia que oscila entre 0,6 y 1 m. Esta última capa ya puede corresponder por sus características al episodio pleistoholoceno (unidad 55 de leyenda).

En general son arenas biodetriticas, con abundantes gasterópodos de tierra que llegan a alcanzar hasta 3-4 m de potencia visible.

#### *2.2.1.5. Depósitos de caliche (13)*

Estos materiales afloran fundamentalmente en las proximidades de Teguise, dentro del cuadrante nororiental de la hoja. Concretamente se han cartografiado varios afloramientos que constituyen delgados recubrimientos, tanto sobre las coladas del macizo de Famara como sobre las coladas de la alineación Chimia-San Rafael. Así, se han señalado afloramientos en las proximidades de Cerro Terroso, Montaña Chimia, Morro del Hueso y al sur de la ermita de San Rafael. El afloramiento del Morro del Hueso es muy ilustrativo para observar los episodios de encostramiento más importantes: sobre los materiales basálticos del macizo de Famara aparece un nivel de arenas eólicas endurecidas de probable edad pliocena. A techo de este nivel se sitúa una potente costra de caliche que es rubefactada por las coladas de la alineación de Montaña Chimia-San Rafael. Estas coladas, a su vez, aparecen también afectadas por encostramientos posteriores. Según esto, puede sugerirse que, al igual que en la isla de Fuerteventura, la fase de encalchamiento principal se produce con posterioridad al episodio eólico plioceno, y se prolonga (al menos) hasta el Pleistoceno inferior.

Es un depósito poco potente (<1 m) constituido por carbonato cálcico y conocido con el nombre local de caliche. Excepcionalmente se han observado potencias de hasta 3-4 m en el afloramiento localizado al oeste de Teguise. Se caracteriza por sus tonalidades blanco-crema y es propio de climas desérticos o subdesérticos. La escasez de lluvias hace que se desarrollen estos suelos duros o en costra.

En estos suelos, el horizonte A tiene un desarrollo muy escaso, ya que el lavado es muy escaso y además casi no existe materia orgánica. Por el contrario, el horizonte B puede alcanzar una enorme potencia y está exclusivamente constituido por carbonato cálcico. Hasta el momento,

el origen de estos suelos es algo incierto, si bien una mayoría de autores defienden como válido la infiltración o percolación del carbonato cálcico.

#### 2.2.1.6. *Coladas basálticas "pahoehoe" (14)*

Esta unidad aflora únicamente en el extremo nororiental de la hoja, entre las localidades de El Mojón y Los Valles. Se trata de un apilamiento de coladas delgadas de tipo "pahoehoe" que se apoyan discordantemente sobre las coladas del edificio Famara. Los mejores afloramientos se localizan en la zona de los Valichuelos, en donde son seccionadas por un barranco subsidiario del de Manguía. En esta zona se observa que estas coladas se sitúan a muro de las coladas del edificio Guantesive. Son coladas basálticas con pequeños fenocristales de olivino que se caracterizan por su reducido espesor y su aspecto esponjoso, con formas retorcidas. Tienen colores de alteración oscuros, con tonos rojizo-negruzcos. En conjunto presentan una potencia de unos 20 m. No se ha localizado su centro de emisión, si bien se ha barajado la posibilidad de que fuera una emisión primitiva del edificio Guantesive, dada su proximidad geográfica a él. También se puede sugerir la hipótesis de que su centro de emisión hubiera sido erosionado o enterrado posteriormente y no se conserve ningún vestigio del mismo. Además, en esta zona hay una gran proporción de depósitos arenos-arcillosos que cubren extensas superficies.

#### 2.2.1.7. *Alineación Nazaret-El Calvario. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (15, 16 y 17)*

La razón por la cual se ha "construido" esta alineación no es por la disposición geométrica lineal que puedan definir estos dos centros de emisión, sino por su edad relativa respecto a las emisiones adyacentes. Está constituida por el grupo de edificios de Nazaret (Nazaret Este y Nazaret Oeste) y el edificio El Calvario, siendo la orientación de la alineación N45°E y por tanto paralela a la de la Chimia-San Rafael.

*Edificio Nazaret Este.* Está situado al SE de Teguise. Es un edificio de pequeñas dimensiones (aproximadamente 325 x 250 m y una altura de unos 50 m), que se halla parcialmente cubierto por coladas basálticas procedentes del volcán Guanapay, situado a 1,5 km más al norte.

Está constituido por lapilli de 0,5-1 cm de tamaño, entre los que se intercalan niveles más gruesos, con escorias y bombas volcánicas (10-30 cm), en conjunto de composición basáltica.

*Edificio Nazaret Oeste.* Se encuentra al oeste del anterior y también fue parcialmente recubierta por lavas procedentes de Guanapay. En tamaño (250 x 250 m) y altura sobre su base (40 m), así como en características composicionales y constitución interna (lapilli, escorias y bombas) es similar al anterior.

El grado de conservación de ambos centros de emisión es bajo y en los dos casos han sido objeto de extracción de piroclastos.

Los recubrimientos de depósitos arenos-arcillosos existentes en la zona impiden reconocer la existencia de lavas procedentes de ambos edificios.

*Edificio El Calvario.* Está localizado al NE de Teguise, junto a la carretera hacia Haría, entre los kilómetros 12 y 13. Es un cono de tefra de dimensiones aproximadas de 500 x 300 m y altura

de 20 m, que se halla emplazado sobre los relieves miocenos de Famara. Está muy desmantelado y su morfología original muy degradada.

El edificio está constituido por escorias gruesas, bombas, y lapillis en menor medida, superficialmente bastante oxidados y en conjunto de composición basáltica. Intercalados en el piroclasto existen algunos planchones de lava.

#### 2.2.1.8. *Volcán de Guanapay. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (18,19 y 20)*

Este edificio se encuentra situado a menos de un kilómetro al ESE de la localidad de Teguise, antigua capital de la isla. En la parte culminante del edificio (cota 452 m) se levanta el Castillo de Santa Bárbara, fortaleza que domina tanto la Caleta de Famara como la costa de Arrecife. El edificio presenta un cráter bien conservado con forma ligeramente elipsoidal, siendo sus ejes de 275 x 240 m. La altura, desde la base, es difícil de evaluar, pero puede estimarse en unos 60-70 m, estando aquélla a unos 380 m de cota. Esta incertidumbre se debe al intenso desarrollo que alcanzan los depósitos de tipo aluvial-coluvial, ya que cubren todas las laderas del edificio y una gran parte de las coladas de esta emisión. Tiene una forma en planta irregular con un diámetro de unos 750 x 600 m.

En la falda SO del edificio hay una pequeña cantera abandonada en la cual se observa que está constituido fundamentalmente por piroclastos gruesos, con lapillis de más de 2 cm, escorias y "spatter" de hasta 1 m de diámetro máximo. Los tamaños más abundantes de las escorias se sitúan entre 3 y 8 cm. Tienen colores rojizos y negros con brillos similares a las escorias de fundición. Hay también bombas con corteza de pan y aglutinados vesiculares de composición basáltica olivínica. Al SO del edificio, y al oeste de la localidad de Nazaret, se observa una zona cubierta por piroclastos de dispersión de esta emisión. Este hecho sugiere que los vientos dominantes en el momento de la erupción [(hace aproximadamente 1,2 m.a. COELLO *et al.* (1992)] eran similares a los actuales, de componente NE-SO. Estos autores dataron las coladas de la Meseta de la Torre situadas inmediatamente al sur del edificio. Aunque las coladas de este volcán debieron de extenderse radialmente en casi todas las direcciones, parece que éstas se canalizaron preferentemente hacia el E y SE del edificio, alcanzando la costa oriental de la isla entre las Salinas de los Agujeros y la playa de las Cucharas, en la zona de Costa Teguise, en este sector, tanto en esta hoja como en la de Guatiza, estas coladas han sido prácticamente cubiertas por las emisiones posteriores de los volcanes de Tahiche, Guenia y Téjida-Corona. Además, dentro del área estudiada, aparecen intensamente cubiertas por los depósitos arenos-arcillosos de tipo aluvial-coluvial. Asimismo, en las proximidades de El Mojón se observa que cubren tanto a las coladas del macizo de Famara como a las coladas "pahoehoe" (14); sin embargo, sus relaciones con las coladas del edificio Guantesive, datado en este proyecto en 1,34 m.a. no son tan claras, ya que en campo parece que estas últimas coladas son posteriores a las de Guanapay, aunque el dato geocronológico parece contradecirlo. A este respecto, hay que indicar que estas dataciones están realizadas por distintos laboratorios y que además la diferencia entre una y otra apenas alcanza los 100.000 años.

Mayoritariamente, las coladas de este edificio son de tipo "aa" con bases escoriáceas. Son basaltos afaníticos grises, algo vacuolares y afieltradas, con espesores individuales de 1-2,5 m que

en conjunto pueden presentar potencias del orden de 10-15 m (sección del barranco de Menguía), al E de Teseguite.

#### 2.2.1.9. *Arcillas sobre coladas (21)*

En el sector centro-oriental de la hoja, área de Teguise-Guanapay-Vega de Tahíche, existen unos potentes recubrimientos detriticos de tipo aluvial-coluvial caracterizados por un color anaranjado-rojizo. Estos depósitos se describen propiamente en la unidad 28 de leyenda; pero además, existen dentro de esta zona áreas concretas en que estos depósitos constituyen una delgada película que cubre las coladas del edificio guanapay. Así, al sur de este edificio, en la zona de la Meseta de la Torre-Tegala Grande, se ha utilizado esta unidad de arcillas sobre coladas (21) para indicar la escasa potencia del depósito detritico. Algo similar sucede al sur del edificio Montaña Cabrera, en la zona de la Vega de Tahíche. En este último caso es menos evidente cuál es la naturaleza de las coladas que constituyen el sustrato, si bien es probable que procedan también del edificio Guanapay.

Las arcillas que cubren estas coladas se caracterizan por sus colores rojizos y presentan casi un 50% de minerales de los grupos de las arcillas. Son materiales prácticamente impermeables, lo cual provoca el desarrollo de acarcavamientos muy espectaculares.

#### 2.2.1.10. *Alineación Guantesive-Temeje. Coladas basálticas y conos de tefra (22 y 23)*

Esta alineación está constituida únicamente por los dos edificios citados, localizados, respectivamente, el primero en esta hoja y el nombrado en segundo lugar en la esquina NO de la hoja de Guatiza. Esta alineación ofrece algunas reservas, ya que el edificio Guantesive también podría asignarse a la alineación Nazaret-El Calvario de componente NE-SO. Sin embargo, la alineación definida por Guantesive-Temeje presenta una orientación ENE-OSO, más característica del sector central de la isla que del Dominio Famara.

*Edificio Guantesive.* Se localiza en la esquina NE de la hoja, junto a la carretera Teguise-Haría (GC-700). Presenta un cráter con forma de herradura, abierto hacia el NE. Su morfología en planta es algo irregular, con una dimensión mayor de unos 500 m y otra menor de 300 m. La altura desde su base es de 63 m. Está constituido fundamentalmente por lapillis y escorias de color negro con tamaños respectivos de 1-3 cm y de 3-8 cm. También se observan algunas bombas y bloques lávicos de composición basáltica olivínica, con matriz afanítica. En general la mayoría de los piroclastos tienen tamaños comprendidos entre 1,5 y 5,5 cm.

Las coladas se han canalizado hacia el sur a través de la zona de los Valichuellos hasta las proximidades de El Mojón y de la ermita de San Sebastián. En esta zona se observa que son posteriores a las del edificio Guanapay, aunque las relaciones de campo no son muy concluyentes. Las coladas "pahoehoe" de la unidad (14) aparecen claramente al muro de éstas y además son coladas muy diferentes, ya que éstas son masivas y potentes de tipo "aa" con ligera disyunción columnar sin embargo, las "pahoehoe" son coladas mucho más delgadas y esponjosas.

Se ha seleccionado una muestra de estas coladas para realizar una datación absoluta, obteniendo una edad de  $1,34 \pm 0,04$  m.a. Esta edad es ligeramente más joven que las obtenidas para la alineación de Tenegüime-Mala-Atalaya de Haría (1,4-1,8 m.a.) y algo más antigua que la

de Guanapay (1,2 m.a.); si bien parece evidente, según lo observado en campo, que las coladas de Guanapay son anteriores a éstas.

#### *2.2.1.11. Alineación Montaña Gritana-Montaña Bermeja-Montaña Mina. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (24, 25 y 26)*

El único edificio perteneciente a esta alineación es la Montaña Mina, localizada en la zona centro meridional de la hoja. El resto de edificios, alineados según una fisura eruptiva N60°E, se encuentran en las hojas de Yaiza y Arrecife. IGME-CSIC (1967) y FUSTER *et al.* (1968) engloban a la mayor parte de los volcanes de esta alineación en la Serie II<sub>B</sub>.

*Edificio Montaña Mina.* Es el edificio más nororiental de la alineación. Aunque no es visible el sustrato sobre el que se apoya, por la altura que alcanza, parece apoyarse sobre un relieve previo, posiblemente restos del edificio mioceno del Dominio central. El edificio presenta una forma alargada casi N-S, tiene unas dimensiones aproximadas de 1750 x 750 m y acaba, en su extremo nororiental, en un escarpado cráter abierto hacia el NE.

Está constituido por lapilli de composición basáltica olivínica, con una gran homogeneidad en su tamaño, el cual oscila entre 0,5 y 1 cm. Hacia la parte superior del cono, parece aumentar la granulometría, alcanzando tamaños de 2 a 6 cm, e incrementándose, asimismo la proporción de escorias y bloques, al mismo tiempo que el grado de consolidación o apelmazamiento del depósito. La fracción de bombas es aparentemente baja y la oxidación general alta. Presenta un grado de conservación medio.

Las coladas emitidas desde este centro de emisión se emitieron hacia el norte, quedando actualmente muy reducidas en extensión por estar cubiertas por depósitos de arenas eólicas. Los afloramientos quedan reducidos a pequeños mogotes, que destacan aisladamente por encima de las arenas. Mediante un contacto supuesto se les ha separado de otros afloramientos próximos, similares en características morfológicas y composicionales, atribuidos a Caldera Honda, si bien los criterios empleados en su trazado son imprecisos. Hacia el sur fluyeron también, quedando ya prácticamente cubiertos por emisiones posteriores.

Son lavas basálticas, escoriáceas en superficie y porfídicas, con abundantes fenocristales de olivino. Engloban a menudo enclaves de dunitas iddingsitzados.

Existen tres dataciones radiométricas en las emisiones de esta alineación. Una de ellas se obtuvo en coladas supuestamente procedentes de Montaña Mina, dando un resultado de 1,11 m.a. (hoja de Arrecife). Las otras edades dan valores similares, 1,34 m.a. Proyecto MAGNA (hoja de Yaiza) y 1,2 m.a. COELLO *et al.* (1992).

#### *2.2.1.12. Depósitos piroclásticos y arenosos alterados (27)*

Estos depósitos alcanzan una reducida extensión en el borde nororiental de la hoja, donde ocupan zonas deprimidas entre relieves miocenos antiguos. Presentan una coloración anaranjada, textura arenosa-arcillosa y grano medio-fino, comportándose como materiales sueltos, al tener nula o baja consolidación. Composicionalmente son arenas y piroclastos que han sufrido una acusada alteración. En profundidad, es posible observar aún el carácter piroclástico. Los pro-

cesos de edafización son a veces muy evidentes, con formación de pequeños nódulos y niveles ferruginosos. La potencia visible oscila entre 1 y 2 m.

#### 2.2.1.13. *Aluvial-coluvial. Depósitos arenoso-arcillosos (28)*

Tienen una amplia representación en el área, ocupando a menudo, áreas horizontales deprimidas y zonas endorreicas entre emisiones volcánicas cuaternarias. La mayor superficie se halla en el área del volcán de Guanapay, a partir del cual se extienden radialmente por los relieves de Famara, al norte, y los malpaíses cuaternarios, al sur, los cuales constituyen cierres naturales de cuencas y facilitan, por tanto, la acumulación de estos depósitos.

Son materiales de carácter aluvial o coluvial y naturaleza arenosa-arcillosa, con coloración anaranjada y una textura terrosa, a menudo pulverulenta. Intercalados en ellos, aparecen a veces delgados niveles o pequeñas bolsadas de cantos basálticos, con cierta matriz arenosa. Son frecuentes las intercalaciones de niveles piroclásticos, aunque a veces el lapilli está entremezclado con arena. El grado de consolidación es bajo, pero admiten cortes verticales, si bien poco estables. Suelen desarrollarse en ellos acarcavamientos y abarrancamientos, como consecuencia de aguaceros, así como pequeños colapsos (pipping). Su espesor visible oscila entre 1 y 3,5 m.

#### 2.2.1.14. *Fisura Lomo Camacho. San Andrés. Conos de tefra (29)*

La morfología en escudo de los edificios Lomo Camacho y Lomo San Andrés, marcadamente diferente a la típica forma cónica del resto de edificios y su aparente disposición sobre una fisura N95°E, casi transversal a la pauta estructural dominante (NE-SE), indica un cambio en el régimen eruptivo y estructural de la zona, que ha hecho que se las considere por separado de otras alineaciones. Ambas están constituidas por piroclastos y no se les conoce lavas asociadas, las cuales, en cualquier caso, deben de estar cubiertas por emisiones posteriores desde otros centros de emisión.

*Edificio Lomo Camacho.* Es un edificio de morfología en escudo o cupuliforme, de unos 84 m de altura y unas dimensiones en planta de 1.100 x 1.050 m. Está constituido íntegramente por piroclastos basálticos tamaño lapilli (0,5-3 cm) bastante homogéneos granulométricamente, con intercalaciones de bombas volcánicas esféricas y alargadas (8-50 cm). En ellos es frecuente la presencia de enclaves o nódulos de duníta.

La morfología del edificio está seriamente retocada por las actividades de extracción del lapilli.

*Edificio Lomo San Andrés.* Es idéntico al anterior, pero de mayor altura (120 m) y dimensiones (1.875 x 1.550 m). Desde el punto de vista composicional, está igualmente formado por mantos de lapilli basáltico, de tamaños bastante homogéneos (0,5-1 cm), entre los que se intercalan algunos niveles algo más gruesos. La morfología original está bastante bien conservada, salvo en el flanco NO, que presenta huecos por la extracción de lapilli.

Adosados a los flancos del edificio aparecen potentes depósitos de arenas eólicas, aunque en general gran parte del edificio se halla débilmente recubierto por "arenas voladoras" dispersas por el viento.

#### 2.2.1.15. *Edificio hidromagmático de la Caldera de El Cuchillo (30)*

Este edificio aflora mayoritariamente dentro de la hoja de Soo, apareciendo en esta hoja únicamente su terminación meridional. Se trata de un edificio muy afectado por la erosión, que ha sido además recubierto por los depósitos de arenas eólicas (55) y por las coladas de las alineaciones (números de leyenda 36, 39, 41, 45 y 53) del Pleistoceno medio. Constituye una alineación de edificios de tipo litoral con los volcanes de Halcones y Caldera Blanca, según una dirección N-65°E.

Aproximadamente tiene unos 1.400 m de diámetro y una altura máxima, desde su base, de 120 m. Estas dimensiones dan lugar a una morfología que, junto con las estructuras sedimentarias observadas, indican una actividad de tipo hidromagmática.

En el flanco oriental del edificio, dentro de la hoja de Soo, se observa la intersección con otro cráter algo más antiguo, y junto a ellos aparece una brecha con matriz cinerítica. En conjunto, estos edificios están constituidos por capas de cineritas de color amarillento con líticos de hasta 10-15 cm de tamaño máximo y tobas palagoníticas de color marrónáceo. La mayoría de los fragmentos líticos son de composición basáltica, con tamaños inferiores a 2 cm, pero hay también nódulos duníticos de hasta 10-12 cm de diámetro. Entre las estructuras sedimentarias observadas, cabe resaltar las huellas de impacto, "bomb sag", granoselección, estratificación planar y estratificación cruzada. No se han encontrado coladas que puedan ser asignadas a este centro de emisión. Ello puede ser debido a dos causas: 1) que realmente no hayan existido emisiones; 2) que hayan sido erosionadas o sepultadas por emisiones posteriores. Ambas hipótesis pueden ser coherentes, ya que además la situación de este edificio debía ser muy próxima a la antigua línea de costa, algo similar a lo observado en Montaña Halcones y en El Golfo, edificios que fueron atacados por la acción del oleaje.

CARRACEDO y BADIOLA (1991) consideran que estos edificios responden a morfologías de tipo "tuff-ring".

#### 2.2.1.16. *Alineación Montaña Zonzamas-Maneje. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión (31, 32 y 33)*

Esta alineación volcánica está constituida por el complejo eruptivo de Montaña Zonzamas y Montaña Maneje, que están alineadas según una fisura eruptiva de orientación N70°E. Ambos edificios están localizados en la parte centro-sur de la hoja. Estratigráficamente se apoya sobre Montaña Zonzamas otro edificio denominado Caldera de Zonzamas, cuyas emisiones de lava rodean a Montaña Maneje.

*Edificio Montaña Zonzamas.* Se trata de un grupo de bocas eruptivas superpuestas que conforman un edificio de tefra alargado de casi 150 m de altura y unas dimensiones aproximadas de 1.075 x 875 m de diámetro. En el flanco suroriental surgió posteriormente La Caldera de Zonzamas, a partir de reactivaciones de fisuras eruptivas anteriores, truncando la escotadura de cráteres que tenía el edificio.

Es un edificio constituido básicamente por capas de lapilli basáltico que buzan pericinalmente hacia el exterior del edificio. Las capas de lapilli muestran alternancias en la granulometría de sus componentes, oscilando el tamaño medio entre 0,5 y 2 cm. La fracción de escorias y bom-

bas es baja, siendo estas de formas esféricas, masivas en el interior, y suelen englobar pequeños enclaves de rocas ultramáficas (dunitas).

El grado de conservación del edificio es medio-bajo.

*Edificio Montaña Maneje.* Está situado al este del anterior. Se trata de un edificio de perfil cónico, de 150 m de altura, unas dimensiones aproximadas de 750 x 625 m y con un cráter abierto hacia el norte. Se halla completamente rodeado por las coladas de La Caldera de Zonzamas.

Es un cono de tefra bien conservado, formado principalmente por lapilli, relativamente suelto, bastante homogéneo en granulometría, con tamaños entre 1 y 4 cm y escasas escorias gruesas y bombas intercaladas. El depósito está poco oxidado, salvo la parte superior más superficial, donde además está más apelmazado.

Las emisiones de estos edificios se extienden hacia el sur (hoja de Arrecife), llegando a alcanzar la costa. Forman un malpaís de lavas basálticas escoriáceas, de 2-3 m de potencia, aunque excepcionalmente pueden tener hasta 5 m de espesor. El malpaís está ya bastante degradado, en parte por la fuerte actividad antropogénica de ese sector, donde se ubica la capital de la isla.

Una datación radiométrica realizada durante la ejecución de este proyecto MAGNA en estas coladas, (hoja de Arrecife) ha proporcionado una edad de  $0,71 \pm 0,07$  m.a.

#### *2.2.1.17. Alineación Caldera de Zonzamas-Montaña Tejida-Montaña Corona. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión*

Esta alineación se dispone según una orientación N70°E, coincidente con la pauta dominante en la zona. Se han agrupado estos edificios, por un lado Caldera Zonzamas y por otro Montaña Téjida-Corona, fundamentalmente por su similar grado de conservación, si bien, los datos geocronológicos disponibles indican que Téjida-Corona son ligeramente más antiguos que Montaña Zonzamas-Maneje, edificios estos que están estratigráficamente debajo de Caldera Zonzamas.

*Edificio Caldera de Zonzamas.* Es un amplio edificio con un gran cráter (600 m) abierto en herradura hacia el NE apoyado directamente sobre el Complejo eruptivo de Montaña Zonzamas, todos localizados en la parte centro meridional de la hoja. Sus dimensiones aproximadas son 950 x 950 m y su altura de unos 80 m.

Está constituido por depósitos de tefra basáltica donde abundan las fracciones tamaño lapilli escoria y bombas entremezcladas. Entre ellos se intercalan algunos planchones de lava, que engloban nódulos ultramáficos.

De este centro de emisión surgieron potentes coladas basálticas "aa" que forman un malpaís abrupto y caótico, aún bastante bien conservado. Inicialmente las lavas se acumulan junto al centro de emisión, hasta fluir hacia el sur, diversificadas en dos ramales de corta extensión, debido al obstáculo que representaba el cono de Montaña Maneje, el cual quedó casi por completo rodeado por ellas. Son rocas similares o idénticas a las descritas en otros malpaíses: vesiculares en superficie, masivas en el interior y porfídicas, con fenocristales de olivino. Los nódulos de dunita están igualmente presentes y a veces son muy abundantes.

*Edificio Montaña Téjida.* Está situado al E del pueblo de Tahiche, en el límite oriental de la hoja. Tiene una forma alargada hacia el SO, alcanzando unas dimensiones de 1000 x 500 m y una altura de 128 m. El cráter presenta una abertura hacia el NE.

Es un cono de piroclastos estratificados, relativamente homogéneos en cuanto a granulometría, constituido básicamente por fracciones tipo lapilli, de tamaños entre 0,5-2 cm. Entre ellos se intercalan algunas bombas, no muy abundantes, con formas esféricas y en huso y tamaños entre 8 y 30 cm. Hacia la parte alta del edificio aumenta la oxidación del depósito, así como el tamaño de sus componentes y grado de apelmazamiento. La composición del piroclasto es basáltica olivínica.

El edificio muestra una conservación mediana, con acarcavamiento en sus laderas. Junto a él aparecen al menos otros dos centros de emisión, relacionados con el mismo episodio eruptivo, constituidos por depósitos de tefra basáltica bastante apelmazados.

*Edificio Montaña Corona.* Se halla junto al anterior, prácticamente en la vecina hoja de Guatiza. Alcanza una altura de 150 m y unas dimensiones basales de 1.200 x 600 m. El cráter tiene forma de herradura y está abierto hacia el SE.

Este cono está constituido por niveles estratificados de lapilli de 1 a 2 cm de tamaño medio, pero con intercalaciones de niveles con componentes de mayor granulometría, que llegan a alcanzar hasta tamaños de tipo bloque. La fracción de bombas es abundante, mostrando morfologías variadas: alargadas, en huso, esféricas, irregulares, etc., y tamaños que van desde 8-10 cm hasta 50 cm e incluso 1 m. Muestran un carácter porfídico, con fenocristales de olivino, son poco vesiculares y tienen una composición basáltica. Englobados en el piroclasto, se observan, asimismo, abundantes fragmentos de lava con formas angulosas. Hacia la parte alta del cono aumenta la granulometría del depósito y el grado de consolidación del mismo.

El grado de conservación se puede considerar mediano, ya que su morfología original no está muy degradada. En sus laderas inferiores presenta cierto grado de abarrancamiento.

En las inmediaciones de ambos edificios, hacia el SO, se observa un extenso depósito piroclástico de tipo lapilli, procedente de la lluvia de dispersión durante la erupción. En esta zona, junto a la carretera y en el barranco paralelo a ella, se observan niveles de lapilli en los que se aprecia un componente hidromagnético, reflejando la presencia de fases de este tipo en los primeros estadios de estas erupciones. Todos estos depósitos fueron posteriormente cubiertos por las coladas del volcán de Tahiche.

Otro pequeño edificio, posiblemente relacionado con esta alineación, se encuentra más al NE. de aquéllos (hoja de Guatiza), junto al camino de El Charco. Está constituido en sus partes inferiores por niveles de lapilli de tamaño fino, que gradualmente pasan hacia arriba con tamaños más gruesos, con abundantes escorias, bombas y bloques, todos ellos muy oxidados y apelmazados. Presenta un cráter abierto hacia el NO. Este pequeño edificio parece que está rodeado por coladas que proceden de Montaña Téjida, si bien no está muy claro.

Las emisiones de lava de este grupo de edificios originaron un amplio malpaís que se extiende hacia el este, cubriendo las lavas emitidas por Guanapay (hoja de Guatiza). Es un malpaís de lavas muy escoriáceas en superficie, formando auténticas morrenas de lavas muy potentes y

con algunos hornitos y túmulos. En las partes internas, las coladas son más masivas y coherentes, menos vesiculares y muestran disyunción columnar muy marcada. Son rocas oscuras, porfídicas, con abundantes fenocristales de olivino y en general están relativamente frescas.

En la costa, la llegada al mar provocó un avance de la línea costera, originando una clara morfología avanzada, que delata la juventud de esta erupción.

Se ha realizado una datación radiométrica K-Ar en las coladas de este edificio, en un lugar próximo al norte de la Ensenada de la Gorrina (hoja de Guatiza). La edad obtenida es de 770.000 años, lo que justifica, en parte, la buena conservación del malpaís lávico y la asignación de estas emisiones al Pleistoceno inferior.

## **2.2.2. Período Pleistoceno medio. Episodios volcánicos y sedimentarios**

### **2.2.2.1. Alineación Ubiage-Cabrera-Chica. Coladas basálticas y conos de tefra (34 y 35)**

Este grupo de edificios se encuentra alineado según una orientación N50°E y emplazado en las estribaciones meridionales del macizo de Famara, aunque Montaña Ubiage se halla ya en la zona de transición entre Famara y el Dominio mioceno central. No existen relaciones estratigráficas claras con otros edificios y malpaíses próximos a ellos (salvo con las erupciones históricas) ni tampoco se las incluye claramente en otras alineaciones, siendo pues esta imprecisión estratigráfica y temporal, así como su grado de conservación similar, lo que ha llevado a agruparlos.

*Edificio Montaña Ubiage.* Se halla localizado al sur de Teguise, en una zona topográficamente deprimida entre los relieves miopliocenos de Famara y el sector central de la isla. Presenta un cráter bastante amplio (350 m), abierto hacia el NO y una escotadura bastante escarpada al este, truncada por dicho cráter.

El edificio está formado por depósitos piroclásticos de tamaño lapilli (<2 cm), relativamente redondeados, densos, poco vesiculares y de composición basáltica. Englobados en el lapilli se encuentran numerosas bombas volcánicas, con abundantes nódulos de dunitas relativamente frescos y tamaños comprendidos entre 8 y 14 cm. El tipo de edificio y ciertas características del depósito indican que parte de él fue construido mediante fases eruptivas de carácter hidromagmático.

El grado de conservación del edificio es bajo y presenta cierto grado de encalichamiento superficial.

En su base, en la parte oeste existen, una serie de coladas basálticas, bastante degradadas y con recubrimientos detríticos, que pueden atribuirse a este centro de emisión.

*Edificio Montaña Cabrera.* Está localizado junto al pueblo de Nazaret y se emplazó directamente sobre coladas del macizo de Famara. Como se observa en un pequeño afloramiento de estas coladas en la base del edificio. Es un edificio de perfil cónico, con un cráter abierto hacia el este; sus dimensiones aproximadas son 650 x 600 m y 98 m de altura. Está relativamente bien conservado, aunque parte de sus laderas están recubiertas por depósitos arenos-arcillosos. Está compuesto por lapillis y escorias basálticas. En su base oriental, junto al cráter se observan al-

gunas coladas basálticas olivínicas muy delgadas e inclinadas, que cayeron por los relieves mio-cenos sobre los que se apoyan. Son rocas escoriáceas y bastante vesiculares, con fenocristales frescos de olivino.

*Edificio Montaña Chica.* Está localizado junto al anterior e igualmente presenta cráter abierto hacia el norte. Al igual que Montaña Cabrera está emplazado sobre las partes más meridionales del macizo de Famara, sobre el que se eleva unos 60 m. Sus dimensiones basales son 450 x 375 m y el grado de conservación medio. También sus laderas se hallan recubiertas de depósitos arenoso-arcillosos.

Está constituido por lapilli (1-4 cm), escorias de formas irregulares y retorcidas, de tamaño grueso, fragmentos tamaño bloque. Las bombas son basálticas, tienen formas en huso y esféricas, son masivas y densas, superficialmente vesiculares y sus tamaños más comunes oscilan entre 10 y 50 cm. El depósito está estratificado en capas que buzan pericinalmente hacia el exterior del edificio y en ellos se observan alternancias en la granulometría de sus componentes. En conjunto el piroclasto está oxidado, aunque de manera diferencial en distintas zonas y en general está bastante apelmazado.

Entre este edificio y Montaña Cabrera existe una pequeña colada, al parecer debajo de los piroclastos de ambos, cuya procedencia es imprecisa, aunque podría tratarse de una colada emitida por el volcán de Guanapay, como señala IGME-CSIC (1967).

No se asocian coladas a este edificio, al estar toda el área cubierta por depósitos arenoso-arcillosos, que impiden una buena constatación de su posible existencia.

*Cono al este de Montaña Chica.* Se trata de un pequeño centro de emisión bastante desmantelado y escasa altura (10 m), con unas dimensiones de 250 x 200 m en planta. Es un cono de "spatter", compuesto por escorias y bombas basálticas de gran tamaño, muy vesiculares y en conjunto muy apelmazadas. Parece observarse una escotadura de cráter abierto hacia el NO.

En la cartografía de IGME-CSIC (1967) le asignan una edad inferior a la de los edificios Chica y Cabrera, incluyéndolo en la Serie II<sub>A</sub>, junto con los conos de Nazaret.

#### 2.2.2.2. Alineación Montaña de Fuego-Miraderos-Chibusque. Conos de tefra (36)

Esta alineación está constituida por numerosos edificios que siguen una orientación N75°E, casi todos ellos incluidos en la hoja de Tinajo, y sólo los más orientales están localizados en ésta, al NO de San Bartolomé. La longitud de esta fractura eruptiva es de unos 10 km. Sobre gran parte de los edificios de esta alineación se superponen otros más modernos, originados durante las erupciones históricas del siglo XVIII que básicamente se disponen según la misma directriz estructural. Los edificios localizados en esta hoja, al igual que el resto, se hallan completamente rodeados por los malpaíses históricos.

*Edificio Montaña El Alto.* Es un edificio de perfil cónico con un amplio cráter abierto hacia el este y en gran parte recubierto por la lluvia de dispersión de lapillis históricos. Sus dimensiones son 700 x 650 m, alcanzando una altura sobre su base de 63 m. Está compuesto por lapillis y escorias oxidadas, de granulometría media gruesa.

Otros edificios pertenecientes a este grupo son Montaña Chibusque y un pequeño montículo situado entre ese y el anterior. Al este de ellos aparece también el extremo de un cono de cota 354 m, prácticamente cubierto por lapilli de Timanfaya, pero igualmente originando anteriormente a las erupciones históricas.

#### 2.2.2.3. *Alineación Miguel Ruiz-Juan Bello. Coladas basálticas y conos de tefra (37 y 38)*

Esta alineación está constituida por numerosos edificios alineados según una orientación N50°E, localizados en su mayoría dentro de los límites de la hoja de Yaiza. Los más nororientales, la Montaña de Juan Bello y otro pequeño cono se hallan en esta hoja. A este último, por carecer de topónimo en el mapa topográfico de base, se le ha denominado edificio de cota 359.

*Edificio Montaña Juan Bello.* Está localizado en la esquina suroriental de la hoja, rodeado por las emisiones históricas del tercer episodio de Timanfaya. Es un edificio de perfil cónico, 625 x 525 m de base y 80 m de altura sobre su base.

Es un cono de tefra compuesto básicamente por lapillis y escorias basálticas de granulometría media-gruesa, entre los que se intercalan bombas y algunas placas de lava. El grado de oxidación del depósito es alto y el estado de conservación medio.

En su flanco occidental existe una potente acumulación de lavas "aa" basálticas y de carácter porfídico.

*Edificio de cota 359.* Está localizado junto a Montaña Juan Bello. Es un pequeño cono de tefra de 39 m de altura y de 425 x 375 m de dimensiones aproximadas, emplazado a una cota de 320 m sobre el nivel del mar y forma parte del sistema eruptivo de Montaña Juan Bello. Se encuentra parcialmente recubierto por lapillis negros de las erupciones históricas, aflorando sus depósitos únicamente en la cima. Está compuesto por lapillis basálticos oxidados con escorias y bloques, todos muy apelmazados. El cráter está abierto hacia el NNE y parece que el edificio principal, Montaña Juan Bello, se superpone a él. Al encontrarse rodeados, por lavas históricas del siglo XVIII no se sabe si llegó a emitir coladas.

#### 2.2.2.4. *Fisura Montañetas de Yuco. Conos de tefra (39)*

En el cuadrante noroccidental de la hoja, a 1,5 km al oeste de Tiagua, se localizan unos pequeños centros de emisión que se alinean según una dirección aproximada N-120°E. Aunque a esta fisura sólo se han asignado los edificios de Montañetas de Yuco y un pequeño centro de emisión localizado al SE (La Vegueta), se observa que prolongando la alineación existen varios centros de emisión también alineados con ellos. Así, hacia el noroeste aparece el cráter más septentrional del edificio Llanos de Liria y el cráter principal de Montaña Tinajo. Hacia el SE se localizan dos cráteres adventicios a Montaña Tamia, el volcán de Lomo de San Andrés y Caldera de Zonzamas. En conjunto podría tratarse de una estructura de más de 15 km de longitud.

Los edificios que constituyen propiamente la fisura (Montaña de Yuca y el cono La Vegueta) presentan un mal estado de conservación, observándose sólo los vestigios de un antiguo cráter abierto hacia el NE, en el cerrito situado al sur de las Casas de Yuco. En planta presentan una forma lobulada-elipsoidal alargada según la dirección NO-SE.

*Montañetas de Yuco.* Está constituido por lapillis de tamaños finos, bien estratificados, y por escorias y bombas basálticas de color rojizo y beige. En algunos puntos se observa un recubrimiento edáfico de hasta 20 cm de espesor con frecuentes costras calcáreas de tipo "caliche".

*Edificio La Vega.* Situado al SE de Yuco, tiene una forma prácticamente circular, con un diámetro de unos 130 m y una altura aproximada de 12-15 m. Está constituido por lapillis, escorias y bombas de color rojizo-beige. Superficialmente está recubierto por una delgada capa de lapillis más oscuros que proceden presumiblemente de alguno de los edificios de los alrededores que son posteriores en edad o incluso de las erupciones históricas.

#### 2.2.2.5. *Alineación Tingafa-Iguadén. Coladas basálticas y conos de tefra (40 y 41)*

Del total de edificios de esta alineación, sólo aflora en esta área la Montaña de Iguadén, situada al SO de Tiagua, junto a los volcanes de Tizalaya. La orientación de este conjunto de volcanes (Montaña Tingafa, Rostros, Coruja, Quemada, etc.) es N70°E, mediando entre sus extremos una distancia próxima a los 6 km. Una reactivación posterior, ya en época histórica, dio lugar a la aparición de tres nuevos edificios más (Chinero, Tinguatón y Tao o Clérigo Duarte) durante el período eruptivo de 1824.

*Edificio Montaña Iguadén.* Es un pequeño y casi perfecto edificio circular (375 x 350 m y 50 m de altura), coronado en su cima por un cráter ( $\varnothing$  175 m). Está formado básicamente, o al menos en sus partes altas y borde del cráter, por "spatter": escorias gruesas, bloques y bombas (desde escasos centímetros hasta cerca de 1 m de diámetro), en conjunto muy apelmazados y oxidados. La fracción fina es baja y parece aumentar hacia las partes inferiores del cono. La composición de la tefra es basáltica olivínica. El grado de conservación del edificio es alto.

De la base del cono surge una serie de coladas basálticas olivínicas, posiblemente correspondientes a fases finales de esta erupción, que forman un pequeño malpaís bien conservado, destacándose las lavas circundantes, también relacionadas con estos centros de emisión.

#### 2.2.2.6. *Fisura de Tinajo. Conos de tefra (42)*

Se han asociado a la fisura de Tinajo los restos de un antiguo centro de emisión estromboliano que se localiza en el extremo noroccidental de la hoja, en la zona de Las Calderetas. Actualmente sólo se conserva el flanco sur del edificio, ya que el resto está muy desmantelado por la erosión y además está casi totalmente sepultado por las arenas eólicas (55). Tiene un cráter abierto hacia el norte y está constituido esencialmente por escorias y bombas de color rojizo en superficie y beige interiormente. Las bombas tienen núcleo masivo de composición basáltica y algunas pueden alcanzar tamaños métricos. También se observa abundante "spatter" y emplastes lávicos.

Son basaltos afaníticos algo vacuolares y escoriáceos, de color negruzco. Estas coladas se describen conjuntamente con las de los edificios de las alineaciones de: Montañas de Fuego Mírador-Chibusque, Montañetas de Yuco; Tingafa-Iguadén y Tizalaya-Tamia (véase apartado 2.4.9). En los alrededores del edificio hay algunos islotes de coladas parcialmente recubiertas por arenas eólicas, que presumiblemente podrían asignarse a este edificio.

#### 2.2.2.7. Alineación Dolores-Timbaiba. Conos de tefra y depósitos hidromagmáticos del Edificio Montaña Tinaché (43 y 44)

Esta alineación está constituida por cuatro edificios Montaña de los Dolores, Montaña Tinaché, Llanos de Liria y Montaña Timbaiba, que describen una orientación OSO-ENE. El primer edificio se halla íntegramente dentro de la hoja de Tinajo.

*Montaña Tinaché.* De los cuatro edificios citados, es en el único que han existido episodios de actividad hidromagmática alternando con fases estrombolianas. Es un edificio de planta irregular con unas dimensiones máximas de 1.250 m, en sentido NNE-SSO, y 1.200 m en el sentido de la alineación. La altura máxima, desde su base, es próxima a los 200 m. Tiene un cráter principal, seudocircular, bien conservado, y otro cráter adventicio, situado al norte del anterior y abierto en hendidura hacia el sur. El fondo del cráter principal aparece relleno por depósitos detríticos arenos-arcillosos, de color anaranjado-marrón, con un espesor mínimo de unos 2-3 m. En la ladera oriental del edificio se observa una alternancia de piroclastos de caída ("fall") con depósitos hidromagmáticos.

En la base aparecen capas de lapillis y escorias con tamaños en general superiores a 1,5-2 cm. Algunas escorias llegan a medir 6-8 cm. Sobre ellas aparecen unos niveles piroclásticos con gran abundancia de líticos de composición basáltica y fragmentos duníticos; tienen una pátina de alteración marrón-verdosa y en conjunto constituyen una brecha hidromagmática. A techo se observan capas de lapilli fino de color negro, con tamaños de 0,5-1,2 cm.

En las paredes internas del cráter se observan estructuras de estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación combada y huellas de impacto. Todas estas características son propias de actividad hidromagmática.

*Edificio Llanos de liria.* Es un edificio algo degradado por la erosión, con planta seudotriangular con unas dimensiones máximas del orden de 500 m. Se observan los restos de tres antiguos cráteres: dos de ellos, de menor tamaño, se abren en hendidura hacia el norte y NNO. El tercero se localiza en la falda nororiental del edificio y se abre en ese sentido. Alcanza una altura máxima, desde su base, de unos 45 m. Está constituido por piroclastos de color rojizo, entre los que alternan capas de lapillis, con tamaños de 0,4-2 cm, y capas de escorias y bombas. En general, las escorias tienen tamaños inferiores a 15 cm, mientras que las bombas no suelen superar los 30 cm. En la parte alta se observan "spatter" y bombas acintadas que recuerdan a diquecillos. Las bombas son muy vesiculares (tipo escoria vacuolar) y alguna llega a medir 80-100 cm de diámetro. Composicionalmente se trata de basaltos olivínicos. Es característica la ausencia de fragmentos tamaño bloque en el edificio.

*Edificio Montaña Timbaiba.* Se localiza en el extremo nororiental de la alineación, próximo a las localidades de La Vegueta y Tiagua. Tiene una forma en planta, algo irregular, que recuerda a una hendidura abierta hacia el norte. Su dimensión máxima en el sentido de la alineación es de unos 1000 m y mínima, en sentido N-S, de 425 m. La altura máxima desde su base es de unos 120 m. Presenta dos cráteres, relativamente mal conservados, abiertos en hendidura hacia el norte y está constituido por lapillis y escorias, de color rojizo, ordenados en capas, bien estratificadas, con buzamiento periclinal de unos 25-30°. Los lapillis suelen tener de 0,5-2 cm de tamaño medio y las escorias entre 6 y 8 cm. Localmente se han observado algunas capas con escorias; algo más gruesas. Las bombas y bloques son bastante escasos, sin embargo, son muy

abundantes los líticos duníticos con tamaños de hasta 4-6 cm. Composicionalmente es un basalto olivínico porfídico. En superficie el edificio presenta una alteración alveolar muy característica. Además, está bastante degradado y erosionado, habiéndose desarrollado abundantes de-rribios de ladera en sus laderas meridionales. Todos estos edificios debieron emitir coladas, fundamentalmente hacia el norte, pero actualmente están desconectadas de sus centros de emisión, ya que toda la zona aparece recubierta por depósitos de arenas eólicas.

#### *2.2.2.8. Coladas basálticas y piroclastos de dispersión de las alineaciones números 36, 39, 41, 43 y 53 (45 y 46)*

En el sector occidental de la hoja existen varias alineaciones volcánicas que se prolongan dentro de la hoja de Tinajo. Se trata de un conjunto de edificios que se encuentran muy próximos en el espacio y en el tiempo, siendo prácticamente imposible detectar qué coladas proceden de una u otra alineación. Por este motivo se han agrupado en una única unidad indiferenciada (45). Algo similar ocurre con los piroclastos de dispersión (46), que se localizan en el valle existente entre los edificios de Llanos de Liria-Timbaiba-Berrugo (al norte), y Montaña Timbaiba-Lomo Camacho-S. Andrés (al sur). Las tres alineaciones principales (números 36, 41 y 43, de leyenda) que corresponden, respectivamente, a Fuego-Miraderos-Chibusque; Tingafa-Iguadén y Dolores-Timbaiba, presentan orientaciones subparalelas según la directriz OSO-ESE, característica del sector central de la isla. La alineación n.º 53 (Tizalaya-Tamia) es SO-NE, y por último, la n.º39 Fisura de las Montañetas de Yuco, es de menor entidad y puede ser conjugada con las anteriores NO-SE.

Esta unidad de coladas ocupa una extensa superficie de las hojas de Tinajo, Teguise y Sóo, si bien actualmente los depósitos de arenas eólicas pleistoholocenas han cubierto una extensa área del NO de la hoja de Teguise, quedando los afloramientos lávicos como pequeñas ventanas dentro del campo de dunas. Composicionalmente son coladas basálticas afaníticas con fenocristales de olivino aislados y escasos nódulos duníticos de pequeño tamaño. En muestra de mano pueden presentar un aspecto afieltrado, algo vacuolar y escoriáceo. Son frecuentes los canales lávicos, con acumulaciones de bloques en los laterales, dejando superficies con aspecto de malpaís degradado. Debido al desarrollo de la agricultura, los afloramientos quedan en muchas ocasiones enmascarados.

Los piroclastos de dispersión de estas alineaciones se acumulan preferentemente en la Vega de Tiagua-Tao, estando constituidos por lapillis finos. También se han asignado a esta unidad algunos pequeños afloramientos piroclásticos aislados que aparecen al E de Tiagua. Alguno de ellos, como por ejemplo la loma de Cortuche (al sur de Montaña Berrugo), podría tratarse de un pequeño centro de emisión, ya que está constituido por bombas y acumulaciones de bloques con abundantes enclaves duníticos alterados, de hasta 30-40 cm de tamaño máximo.

#### *2.2.2.9. Volcán de Tahiche. Coladas basálticas y cono de tefra (50 y 51)*

No se le asocia a ninguna alineación volcánica concreta, aunque se halla dentro de la banda eruptiva dominante NE-SO.

Está situado al SE de la hoja y se trata de un cono de tefra bastante bien conservado, al que se le asocia también uno de los malpaíses de lavas mejor conservadas de la isla. Este centro de

emisión es un edificio compuesto, con dos cráteres circulares en forma de embudo. Alcanza unas dimensiones de 875 x 750 m y una altura de 161 m. El volcán de Tahíche está constituido por mantos de piroclastos estratificados con niveles alternantes de lapilli vesiculares bastante homogéneos (0,5-1 cm) con otros de mayor granulometría (2-4 cm), paquetes de escorias y numerosas bombas volcánicas intercaladas de diversos tamaños. Se observan, asimismo intercalaciones de niveles cineríticos, así como algunas planchas de lavas delgadas y vesiculares intercaladas en la tefra.

De este centro de emisión surgieron radialmente gran cantidad de coladas de lava que se canalizaron principalmente hacia el sur, configurando un enorme malpaís, cuya superficie es del orden de 17,6 km<sup>2</sup>. Sus emisiones más distales (localizadas en la hoja de Arrecife) alcanzaron la costa, situada a unos 4-5 km del centro de la emisión. La morfología del malpaís está bastante bien preservada, denotando su mayor juventud respecto a otros ya mencionados, salvo en la zona costera, donde el arrasamiento es más acusado. Las coladas son potentes morrenas de bloques, con taludes empinados, formados por bloques caóticos relativamente sueltos en superficie. Son lavas muy escoriáceas y vesiculares en superficie, pero masivas, coherentes y con disyunción columnar vertical en el interior. En esta parte son menos vesiculares, si bien la vesicularidad es mayor hacia los bordes superior e inferior. Composicionalmente son rocas basálticas olivínicas de carácter porfídico.

De las emisiones lávicas del volcán de Tahiche se dispone de tres dataciones absolutas K-Ar, que asignan a esta erupción una edad inferior al millón de años. La más antigua, [ABDEL MONEM *et al.* (1971)], es de 990.000 años mientras que las otras dos son de 350.000 y 630.000 años, [COELLO *et al.* (1992)] Por semejanza con edificios próximos y sus malpaíses, quizás parecen más probables las edades más bajas, si bien no existe tampoco un criterio claro que sirva para rechazar la más antigua.

#### *2.2.2.10. Alineación Montaña Guardilama-Montaña Guatisea. Coladas basálticas (52)*

Constituyen una alineación de numerosos edificios volcánicos, todos localizados en las hojas de Yaiza y Arrecife. Su orientación es N70°E y representa una prolongación de una alineación anterior Caldera Gritana-Montaña Bermeja-Montaña Mina (hojas de Yaiza y Arrecife), reactivada durante el Pleistoceno medio. En esta área, en el extremo suroccidental, sólo aflora una pequeña extensión de coladas del enorme malpaís generado en estas erupciones.

Son coladas basálticas olivínicas, vesiculares y escoriáceas ya algo degradadas y en su mayor parte cubiertas por emisiones del edificio Caldera Honda y las históricas del siglo XVIII.

#### *2.2.2.11. Alineación Tizalaya-Tamia. Conos de tefra y piroclastos de dispersión (53 y 54)*

Esta alineación está constituida por dos centros de emisión principales y varias bocas eruptivas menores, localizadas al sur del pueblo de Tiagua. Su orientación es N55°E, comprendidas igualmente dentro de la banda estructural o rift NE-SO, dominante en la isla. La longitud de esta alineación es de unos 3,5 km. En general todos los edificios se encuentran bastante bien preservados.

*Edificio Montaña Tizalaya.* Después de Montaña Tamia es el principal edificio de este grupo, estando compuesto por dos bocas eruptivas principales superpuestas. Junto a él existen salide-

ros de menor entidad, representados también por edificios piroclásticos adventicios, que en conjunto forman una aglomeración volcánica bastante concentrada. Alcanza una altura de 154 m y sus dimensiones basales son 875 x 825 m.

Es un cono de tefra formado por lapilli de 1 a 3 cm de tamaño, bien estratificado en capas que buzan hacia el exterior del edificio. En ellos se intercalan escorias y bombas basálticas, así como algunos niveles de mayor granulometría.

*Edificio Caldera Honda.* Se halla junto al flanco NO del anterior y en realidad está constituido por varias bocas eruptivas, la principal con un amplio cráter abierto hacia el oeste. Sus dimensiones son 625 x 500 m, con una altura de unos 50 m. Se trata de un cono piroclástico compuesto por fragmentos de granulometría gruesa, de escorias, bombas (10-100 cm) y bloques basálticos, relativamente compactados y apelmazados. Las fracciones finas están subordinadas y se intercalan entre las más gruesas. Son igualmente frecuentes los planchones y placas de lavas intercaladas en la tefra.

*Edificio Montaña de la Meseta.* Es otro pequeño edificio de tefra situado junto a Tizalaya (dimensiones 500 x 324 m y 90 m de altura), compuesto por lapilli (1-3 cm) con escorias, bombas volcánicas (10-60 cm) de composición basáltica. Son frecuentes en el depósito los nódulos de duníta, bien sueltos en las bombas.

*Edificio Montaña Tamia.* Es un gran edificio de tefra, 1.250 x 1.250 cm y 250 m de altura, al que se asocian también pequeñas bocas eruptivas adventicias.

Se trata de un edificio de perfil cónico, con un amplio cráter abierto hacia el NE, compuesto por mantos de lapilli (0,5-2cm), alternantes con niveles de mayor granulometría, con intercalaciones de escorias y bombas basálticas (30-50 cm, 1 m). Aparecen igualmente nódulos de duníta.

*Edificio de cota 354.* Este pequeño cono (350 x 300 m, y 35 m de altura) está compuesto por niveles de lapilli de diferente granulometría (0,5-2 y 3-6 cm), con abundantes escorias y bombas basálticas (10-90 cm). Cabe destacar la gran abundancia de líticos correspondientes a nódulos de olivino iddingsitizado englobados en la tefra, cuyos tamaños medios varían entre 8 y 15 cm.

El otro centro de emisión localizado junto al flanco NE de Montaña Tamia presenta un gran cráter en su cima. Composicionalmente es idéntico a los anteriores.

De todo este grupo de edificios surgieron gran cantidad de coladas de lava, que actualmente afloran hacia el norte (zona de Tiagua, Mancha Blanca, etc.) y en las proximidades a los centros de emisión se hayan cubiertas por piroclastos de dispersión. Hacia el oeste, el malpaís se confunde con otros originados por volcanes próximos, por lo que se describe conjuntamente en el apartado 2.4.8.

#### 2.2.2.12. Arenas eólicas pleisto-holocenas. (55)

Estos materiales ocupan la mayor parte del cuadrante noroccidental de la hoja y se prolongan hacia el norte dentro de la hoja de Sóo. En esta unidad se han agrupado a efectos cartográficos depósitos de arenas eólicas que puedan tener edades bastante diferentes (desde el Pleistoceno medio hasta casi la actualidad). En estos materiales se han realizado numerosas extracciones de modo caótico que funcionan de manera intermitente y posiblemente ilegal. La mayoría de

ellas se encuentran actualmente abandonadas y es donde mejor puede observarse la naturaleza y estructura de estos materiales. Son arenas finas, constituidas por diminutos caparazones de moluscos, con colores blanco-cremosos en profundidad y gris-marronáceo o asalmonado en superficie. Separando estos niveles de arenas suele aparecer un paleosuelo de colores anaranjado-marrón-rojizo ("salmón"), de unos 30-40 cm de espesor. Estos paleosuelos han sido estudiados por MECO (com. pers.) en la isla de Fuerteventura y corresponden al Pleistoceno. Además se observan numerosos caracoles de tierra y nidos de antóforas. También es frecuente la presencia de estructuras de estratificación cruzada. La potencia visible observada en las canteras citadas varía de 4 a 10 m. En superficie estas arenas se removilizan y llegan a cubrir parcialmente el brazo de coladas históricas de la erupción de Timanfaya. Dan lugar a un campo de dunas parcialmente colonizado por algo de vegetación, que en la terminología local se conoce con el nombre de "jable".

#### 2.4.13. Alineación Montañeta-Caldera Honda (56 y 57)

De esta alineación, sólo el edificio más nororiental, Caldera Honda, se encuentra en esta hoja y el otro en la de Arrecife, alineándose con él según una orientación N50°E. Estratigráficamente estos edificios y sus emisiones se emplazan sobre los malpaíses de la alineación Guardilama-Guatisea y otros aún más antiguos. Desde el punto de vista estructural, responden a reactivaciones y prolongaciones del eje eruptivo dominante NE-SO.

*Edificio Caldera Honda.* Constituye un edificio doble con amplios cráteres circulares, localizado junto al pueblo de San Bartolomé. Sus dimensiones son 725 x 600 m y la altura que alcanza sobre su base de 94 m.

Es un cono de tefra basáltica, de granulometría mayormente gruesa, en donde predominan escorias, bloques, lapilli grueso y bombas porfídicas, con fenocristales de olivino. El edificio está bastante bien conservado.

Las lavas emitidas se canalizan hacia el norte y este, recubriendo malpaíses anteriores, acumulándose parte de ellos cerca del centro emisor, donde forman potentes morrenas de lavas basálticas caóticas y escoriáceas, con frentes de gran altura. En los llanos de Mozaga (al este del pueblo) se han cartografiado afloramientos lávicos, que no sin dudas se han asignado a este edificio. Forman espigones aislados, resaltando sobre la planicie recubierta de arenas eólicas. El afloramiento más distal, cubierto por el ramal de lavas históricas, presenta aún una morfología relativamente conservada, habiendo sido éste el criterio para asignarlo a Caldera Honda. En esta zona el grado de conservación del malpaís próximo al volcán, es alto, al igual que ocurre con las emisiones del otro edificio (La Montañeta), en las hojas de Yaiza y Arrecife, evidenciando su edad relativamente reciente.

#### 2.2.2.14. Arenas sobre sustrato (58)

En el borde centro-meridional de la hoja, en la zona de los llanos de Zonzamas y Mozaga, existen depósitos de arenas eólicas sueltas, idénticas a las descritas en el apartado 2.4.12, que constituyen recubrimientos poco potentes sobre coladas basálticas cuaternarias. A veces entre ellas sobresalen espigones de lavas y en alguna ocasión incluso afloran depósitos eólicos más antiguos ya consolidados.

### **2.2.3. Período Pleistoceno superior. Episodios volcánicos**

#### *2.2.3.1. Fisura de Guenia. Coladas basálticas, conos de tefra y piroclastos de dispersión. (59, 60 y 61)*

La Montaña de Guenia se encuentra situada en el borde noroccidental de la hoja, aflorando sólo parte de ella en esta área. Se le considera un edificio bastante reciente, posiblemente del Pleistoceno superior-Holoceno, surgido a partir de una fisura eruptiva relacionada con las erupciones de los volcanes de Guatiza (hoja de Guatiza), algo más modernos que ella.

*Edificio Montaña Guenia.* Se emplazó sobre los relieves miocenos del edificio Famara, alcanzando una altura sobre la base de 178 m y unas dimensiones aproximadas de 1.100 x 750 m. El cono parece el resultado de la superposición de dos edificios, con amplios cráteres abiertos hacia el NE y NO, constituidos por mantos de escorias, lapilli de 2-4 cm de tamaño, bloques y fragmentos gruesos, así como por fragmentos de lava vesicular que aparecen englobados en el piroclasto. La fracción de bombas es abundante, con formas diversas y una amplia gama de tamaños, que van desde escasos centímetros hasta tamaños de 60-80 cm. Tanto en las bombas como en los fragmentos de lava es frecuente encontrar nódulos centimétricos de dunitas, a veces muy oxidados. El grado de conservación del cono es medio-alto. En los alrededores del edificio existe una amplia zona cubierta por piroclastos, que fueron dispersados por los vientos reinantes en el momento de la erupción y que se superponen y confunden con otros de erupciones próximas. Cubren, a veces con gran espesor, los relieves preexistentes, incluso las lavas emitidas por el propio volcán, y han sido objeto de explotación económica. Las labores de extracción, ya abandonadas, han dejado una reducida zona de paisaje ruiniforme muy llamativo, junto a la carretera a Teseguite, al sur del edificio.

A partir de grietas y fisuras en la base del edificio, surgieron lavas basálticas que se canalizaron hacia el noreste, cayendo en cascada sobre los relieves miocenos de Famara, tal y como se observa en la desembocadura del barranco de Tenegüime (hoja de Teguise). Son lavas escoriáceas, vesiculares y muy delgadas, de potencias no superiores al metro o metro y medio, que a medida que se emitían se apilaban unas sobre otras. Presentan un carácter porfídico, con fenocristales de olivino, siendo frecuentes también los nódulos de dunita. Hacia el oeste se emitieron también coladas de lava, que inmediatamente se canalizaron hacia el sur, en un único ramal (zona de Las Vegas de Guenia), alcanzando un recorrido no superior a 1 km. Al contrario que la del otro sector, éstas son mucho más potentes, formando morrenas de grandes cascotes en superficie pero masivas en el interior, de varios metros de espesor. Se apoyan sobre coladas más antiguas emitidas desde el centro de emisión de Guanapay. Actualmente están profundamente seccionadas por el encajamiento del barranco de Mangüía, que pone al descubierto también las coladas inferiores.

### **2.2.4. Período Pleistoceno-Holoceno. Formaciones sedimentarias cuaternarias**

#### *2.2.4.1. Depósitos de ladera y coluviones (66)*

Estos materiales aparecen fundamentalmente adosados al escarpe del macizo de Famara, siendo los afloramientos de esta hoja la parte marginal (sur) de los existentes en las hojas de Soo

y Caleta de Famara. También se han señalado algunos pequeños afloramientos en las laderas de los edificios volcánicos de Montaña Timbaiba, Montaña Téjida y Monte Corona.

En general están constituidos por material detrítico grueso, arenas, cantes y bloques angulosos y subangulosos muy heterométricos de composición basáltica. Los cantes aparecen englobados en una matriz arenosa, sin que exista ordenación ni estructuración interna.

Los depósitos situados en las laderas de los edificios piroclásticos (citados) suelen tener un menor desarrollo que aquéllos y están formados mayormente por piroclastos. En estos últimos se han observado pasadas de arenas eólicas intercaladas entre los coluviones. Esta situación es también frecuente en la isla de Fuerteventura, concretamente es muy llamativa en el escarpe de barlovento de Cofete y a lo largo de la costa occidental, dentro del Dominio del Complejo Basal.

Frecuentemente estos depósitos se indentan, formando conos o abanicos coalescentes muy característicos. En el escarpe de Famara se han llegado a señalar hasta tres generaciones, si bien para esta hoja, sólo aparecen los de la primera (unidad 9) y en la hoja puede considerarse como la más reciente. Los depósitos de la primera generación de abanicos de ladera se caracterizan por su encostramiento calcáreo (caliche) y por estar seccionados por barranqueras; además, están parcialmente recubiertos por los de esta unidad (66).

#### 2.2.4.2. *Depósitos aluviales y barrancos* (67)

Estos materiales tienen una representación areal muy escasa, limitándose a un único afloramiento localizado al oeste de Nazaret, en una zona conocida como Jable de Vuelta Jai.

Sus constituyentes principales son arenas y gravas heterométricas de composición basáltica. Además, se observa una fracción de naturaleza limo-arcillosa. Tiene potencias variables desde 1-3 m.

#### 2.2.4.3. *Depósitos antrópicos* (68)

La representación cartográfica de estos materiales se reduce a un único afloramiento localizado en el extremo NE de la hoja, en las proximidades del km 16 de la carretera Teguise-Haría. Se trata de una escombrera constituida por material de desecho de obras públicas y construcciones urbanas. Aunque en planta ocupa muy poca superficie, tiene una potencia del orden de 20-25 m.

### 2.2.5. **Período Histórico**

#### 2.2.5.1. *Erupciones históricas de Timanfaya. (siglo xviii) Tercer episodio. Coladas basálticas y piroclastos de dispersión.* (62 y 63)

Los piroclastos de dispersión de las erupciones de Timanfaya cubren amplias zonas de las hojas de Tinajo y Yaiza, que es donde se localizan estos centros de emisión. En esta hoja, estos materiales piroclásticos cubren una zona del sector SO de la misma. Fundamentalmente ocupan las partes bajas situadas entre los relieves de Montaña Tizalaya, El Alto, Chimbusque y Juan Bello. Además parece bastante probable suponer que estos piroclastos debían continuarse, en

esta zona, bajo la colada del tercer episodio. Las potencias observadas suelen ser de 1 a 3 m. El depósito está constituido esencialmente por lapilli fino de color negro.

A este tercer y último episodio de actividad de Timanfaya se han asignado los centros de emisión de Montaña de las Nueces y Montaña Colorada, ambos localizados dentro de la hoja de Tinajo, a poca distancia de la esquina SO de esta hoja. Aunque no se ha realizado una distinción pormenorizada de coladas y edificios, puede inferirse que prácticamente todas las coladas que afloran en esta hoja proceden del centro de emisión de Montaña de las Nueces. Son coladas muy poco viscosas, de tipo "pahoehoe", con frecuentes ejemplos de estructuras cordadas y tubos volcánicos. El más conocido es el tubo de los Naturalistas, citado ya por E. HERNANDEZ-PACHECO (1909) y posteriormente estudiado por MACAU (1965), MARTIN y DIAZ (1985) y SOCORRO (1989). Dentro de esta hoja existen varios "jameos" alineados que marcan el recorrido del tubo desde el extremo occidental de la hoja hacia Mozaga. También se observan muchos "jameos", de menor tamaño, al E de las Casas de la Florida. Son coladas de basaltos olivínicos, delgadas, vesiculares y esponjosas, que dan lugar a superficies planas, abombadas y agrietadas. Las estructuras cordadas son muy abundantes y llamativas; superficialmente presentan una morfología en "corteza de pan". También son muy abundantes las estructuras u "ojivas" de presión. Tienen color negro brillante en superficie y gris en la parte interna, más masiva. En general se han observado potencias de unos 2 m, salvo en algunos puntos aislados que hay cortes de hasta 3 m. Estas coladas se han encauzado por los valles previos y han recorrido enormes distancias desde su centro de emisión hasta Mozaga ( $\geq 8$  km). A partir de esta zona la colada se bifurca en dos ramales. El ramal norte es más delgado y recorre unos 7,5 km en dirección a la Caleta de Famara, sin llegar a alcanzar la costa. El otro ramal se dirige primero al SE bordeando Montaña Ubique y Tahiche, y luego toma dirección sur, llegando a la costa junto a las Salinas de Punta Chica, ya en Arrecife. Este ramal puede haber recorrido aproximadamente un total de 18,5-19 km desde el centro de emisión. Estas coladas suelen presentar en superficie losas o placas rotas de poco espesor, que a veces han sido utilizadas para revestimientos y trabajos de mampostería. Parcialmente están colonizadas por líquenes, tipo vesubiana y otros. En el sector centro-meridional de la hoja, fundamentalmente en los contactos con el campo de arenas eólicas, se observa que las arenas se removilizan y cubren parcialmente a estas coladas.

Recientemente, ROMERO (1991a, b) realizó un extenso estudio geomorfológico e histórico-documental sobre esta erupción y el resto de erupciones históricas del archipiélago canario.

#### 2.2.5.2. Alineación de 1824. Montaña de Tao o del Clérigo Duarte. Coladas basálticas y cono de tefra (64 y 65)

Según datos de Eduardo HERNÁNDEZ-PACHECO (1909), esta erupción se inició el 31 de Julio de 1824. Los otros dos volcanes de esta alineación comenzaron, respectivamente, el 29 de septiembre y el 16 de octubre (véase hoja de Tinajo). Este autor fundamenta estas afirmaciones en datos encontrados en el archivo parroquial de Tinajo, sobre todo en la descripción realizada por Baltasar Perdomo, cura párroco de San Bartolomé, durante la época de actividad volcánica.

Se trata por tanto de la primera erupción de esta fisura, de orientación OSO-ENE. Estas directrices son coincidentes con las alineaciones cuaternarias de este sector central de la isla y con las del siglo xviii (Timanfaya). Curiosamente, la actividad comienza en el extremo oriental de la

fisura y se traslada después al otro extremo (Volcán Nuevo del Fuego o Chinero), para terminar en la parte central de la misma (Volcán de Tinguatón). Se da la circunstancia de que la fecha de inicio de este último volcán (16 de octubre) coincide con la finalización de la actividad en la Montaña del Clérigo Duarte.

Este edificio muestra una forma en planta irregular, lobulada y alargada según la dirección de la fisura (OSO-ENE). Se observan siete pequeñas bocas eruptivas alineadas según esta directriz.

Tiene una dimensión máxima, según esa dirección, de unos 840 m y mínima en sentido perpendicular de unos 100 m. La altura desde su base es variable, siendo máxima en el extremo suroccidental, con 22 m. El edificio está constituido fundamentalmente por lapilli grueso con tamaños del orden de 2-4 cm. En menor proporción se observan escorias, bloques, spatter y bombas. Los tamaños no suelen superar los 15-20 cm. Hay una pequeña zona de dispersión de piroclastos en torno al edificio que ha sido utilizada para realizar extracciones de "picón" (lapilli). Según las narraciones de los testigos, antes mencionadas, este volcán emitió chorros de vapor de agua, si bien fueron menos abundantes que en el volcán de Tinguatón.

Las coladas de este edificio ocupan una extensión muy reducida y se han dirigido hacia el flanco septentrional. Son coladas muy negras, vacuolares y porfídicas, con fenocristales de olivino y piroxeno. Composicionalmente son basaltos. Dan lugar a un pequeño malpaís, de color negro, constituido por bloques lávicos escoriáceos de pequeño tamaño.

### 3. TECTÓNICA

La hoja de Teguise comprende, tectónicamente, una parte del Dominio de Famara (el sector SO del mismo) y el sector oriental del Dominio Central. El límite entre ambos cruza, de manera diagonal (NO-SE), la superficie de la misma.

De todos los elementos estructurales propios que definen la evolución tectónica en terrenos volcánicos, en esta hoja están representados exclusivamente las alineaciones volcánicas (fisuras eruptivas). MARINONI y PASQUARÉ (1994) citan también al oeste de Teguise la presencia de una falla ("strike-slip") con dos o más generaciones de lineaciones sobre un plano de falla único, indicativo de que se reactivó en diferentes fases deformativas. "El primer campo de paleoesfuerzos identificado sobre ella tiene un eje de compresión máxima norteada (entre N17°E y N165°E)".

En el Dominio de Famara se encuentran tres fisuras eruptivas diacrónicas, pero de igual orientación N45°E. De norte a sur, estas alineaciones son:

*Chimia-San Rafael.* Es una pequeña alineación de 1,5 km de longitud, integrada por tres edificios sin cráter de edad Pleistoceno inferior. Hay pocos elementos eruptivos para deducir el tipo de régimen tectónico que la originó.

*Nazaret-Guantesive.* Según la estratigrafía definida en los edificios que se alinean en esta directriz, se trata de una fisura polifásica cuyo período de actividad se extiende durante el Pleistoceno inferior. Su longitud total sería de unos 5 km. En la hoja los conos de la Alineación Nazaret-El Calvario, el edificio Guanapay y el edificio Guantesive. En esta fisura todos los centros se encuentran muy bien alineados y no aparecen centros parásitos cruzados diagonalmente a

la directriz principal, por lo que podría apuntar la idea de que la tectónica originaria de esta fractura fuera de tipo extensional.

*Ubique-Cabrera Chica.* Es una pequeña alineación formada por cuatro centros de emisión mixtos de edad Pleistocena inferior de 1,8 km de longitud. Prolongada esta grieta, se conecta con el edificio aislado de Montaña Temeje, de una edad supuestamente similar a la de Ubique-Cabrera Chica. De ser así, se estaría ante una fisura de mayor rango, con una longitud total del orden de 10 km, y originada posiblemente en un régimen tectónico de tipo compresivo, a tenor de la disposición cruzada de los conos adventicios de Ubique-Cabrera Chica. Esta disposición de cruzada en Montaña Ubique y en los conos de Montaña Cabrera y Chica marcan unas orientaciones de tendencia NO-SE o ONO-ESE que pueden corresponder a fracturas que limitan el bloque de Famara del Dominio central. Además, la prolongación de esta directriz cruzada en Montaña Ubique se alinea con los edificios de Montaña Berrugo y Montaña Tahiche definiendo una fisura de algo más de 10 km de longitud. Tanto Montaña Berrugo, como Montaña Tahiche son edificios que siempre han planteado problemas en cuanto a su asignación a alguna de las alineaciones definidas.

En el límite oriental de la hoja afloran parcialmente algunos pequeños centros de emisión pertenecientes a alineaciones y fisuras descritas en la hoja de Guatiza.

En el Dominio central, afloran, los extremos orientales de muchas de las alineaciones volcánicas. La característica común de todas ellas es la orientación general entre N60°-N90°E que, como puede apreciarse, es diferente de la general del Domino de Famara. Se está por tanto ante una directriz propia de este dominio que provoca una fisuración subparalela en el área, a lo largo de todo el período cuaternario. De norte a sur, las alineaciones volcánicas principales son:

*La Fisura de Tinajo.* Es una pequeña fisura de unos 3 km de longitud, orientada a N84°E, y aflorante en esta hoja sólo el pequeño cráter de Las Calderetas. Su edad es del Pleistoceno medio.

*Conjunto Tinaché; Tingafa-Iguadén; Tizalaya-Tamia.* Se han agrupado en este conjunto centros de emisión considerados sincrónicos, localizados al menos sobre tres fisuras eruptivas polifásicas que se prolongan hacia el SO en la vecina hoja de Tinajo. La edad es del Pleistoceno medio, aunque las emisiones producidas en esas fisuras eruptivas varían de edad desde el Pleistoceno medio hasta la erupción histórica de 1824. Las tres fisuras presentan una orientación subparalela a N60-65°E, con longitudes variables de 5 (la más norte), 14 y 4 km (la más sur). En el extremo NE de la segunda fisura se encuentra el edificio histórico (año 1824), elongado según la directriz principal de la fractura y alineado perfectamente con los otros dos centros que constituyen su erupción.

Asociados con los cráteres principales de las fisuras se encuentran numerosos edificios adventicios que se disponen según pequeñas grietas cruzadas respecto a la directriz principal. Por tanto, cabe pensar en un régimen tectónico de tipo compresivo como agente productor de la fracturación.

*Fuego-Miraderos-Chibusque.* Es una gran fisura polifásica de unos 20 km de longitud (caso de que la alineación Montaña Quemada-Encantada, en la hoja de Yaiza, se considere una prolongación SE de la misma) que se extiende desde la costa occidental hasta los conos de Lomo Camacho-San Andrés. Su orientación general es N75°, concordante con la anterior. El sector final

está integrado por dos grandes conos de tefra sin cráter (Lomo Camacho-San Andrés) que se atribuyen a una pequeña fisura del Pleistoceno inferior, cuya orientación es E-O, ligeramente cruzada con la gran fisura que se supone se produjo posteriormente en el Pleistoceno medio.

La alineación volcánica de Fuego-Chibusque aflora sólo en su parte más oriental. Del análisis total de la alineación, parece deducirse que el régimen tectónico que produjo la fisura fue de tipo compresivo, a la vista de la disposición de los centros adventicios asociados a los grandes conos de tefra.

En el límite sur de la hoja aflora un conjunto de edificios de edad variable, que globalmente se disponen a lo largo de una fisura polifásica que se prolonga hacia el SO en la hoja de Arrecife. En la hoja de Teguise cabe destacar el conjunto de Zonzamas-Maneje, sobre el que se superpone el de la Caldera de Zonzamas, ambos del Pleistoceno inferior. Alineados con ellos, más al NE, se encuentra el gran edificio de Tahiche (Pleistoceno medio). La fisura eruptiva tiene una dirección de N50°-80°E, subparalela a las anteriores descritas en esta hoja. Dada la complejidad de centros (principales y adventicios) y su distribución geométrica sobre la fractura, es factible suponer un régimen tectónico compresivo para su origen.

La fisura de Montañetas de Yuco tiene apenas unos 600 m de longitud, pero se puede prolongar hacia el SE en los conos adventicios de Montaña Tamia, Lomo San Andrés y Caldera Zonzamas, definiendo una orientación N120°E. Esta directriz estructural es característica de este sector de transición entre los Dominios de Famara y central. Además, esta fisura es paralela a la definida por centros de Montaña Berrugo, Montaña Ubique y Tahiche, descrita anteriormente. Estas directrices sólo se han observado en este sector y parecen corresponder a fracturas que limitan los bordes meridionales del edificio Famara.

## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La hoja de Teguise está formada en gran parte, aproximadamente un 60% de su superficie, por materiales de origen volcánico y el resto de origen sedimentario, de los que los materiales eólicos y los de origen aluvial-coluvial ocupan una extensión considerable.

La orografía de la hoja está marcada en la zona NNE por las últimas estribaciones del macizo de Famara, con lomos y valles alternantes, en dirección aproximada N-S, con pendientes bastante fuertes y cotas entre los 300 y 400 m aproximadamente. En la zona centro-este el relieve viene definido por el volcán Guanapay, con una cota de 452 m y cotas que van descendiendo radialmente con una pendiente media. En la zona occidental se encuentra una línea de máxima altitud, que comprende Montaña Tizalaya (454 m), Montaña Tamia (550 m) y Montaña Clérigo Duarte (301 m). Hacia el NNO las cotas van descendiendo para dar relieves muy suavizados por los campos de dunas. Hacia el SSE también van bajando las cotas suavemente para dar un relieve en el que destacan algunos edificios volcánicos. Otras altitudes significativas pueden ser Montaña Meseta (380 m), Caldera Honda (366 m), Tahiche (321 m), Montaña Timbaiba (320), etc.

En los materiales cuaternarios debido al clima existente que al menos ha sido durante este período semiárido, la red fluvial es inexistente. Sólo en los materiales miopliocenos y los que les rodean del Pleistoceno inferior se han desarrollado algunos barrancos, como el de Manguía, en el ángulo NE de la hoja, con una dirección N-S o SE.

El clima es de carácter cálido-seco, con temperaturas medias entre 20-25 °C y con una insolación relativa acusada. Las precipitaciones son escasas, no superando los 150 mm de media al año [MARZOL, 1988].

La vegetación es herbácea y arbústica, generalmente de carácter xerófilo, predominando las aulagas, tabaibas, etc. y tipo psamófilo en las formaciones arenosas.

Adjunto a esta memoria se incluye un mapa geomorfológico realizado a escala 1:25.000.

## 4.2. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

### 4.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, la mayoría de los autores [(MARINONI y PARQUARÉ (1994); ROMERO (1987); CARRACEDO y RODRÍGUEZ BADIOLA (1993), etc.)] dividen la isla de Lanzarote en tres dominios: uno al norte, constituido fundamentalmente por el macizo de Famara otro al sur, formado por el macizo de los Ajaches en su gran parte, y otro central, de transición, constituido por las alineaciones volcánicas centrales fundamentalmente.

El Dominio de Famara está constituido por el macizo mioplioceno de Famara propiamente dicho, con una dirección NNE-SSO y por una serie de edificios volcánicos cuaternarios de distintas edades, que van desde el Pleistoceno inferior hasta coladas históricas, que en parte se emitieron sobre los basaltos de Famara.

El Dominio central, a su vez, comprende las alineaciones volcánicas pleistocenas que ocupan posiciones más o menos paralelas con respecto a las alineaciones históricas, estando situadas fundamentalmente al N, E y S del dominio, y las alineaciones históricas, que ocupan la parte central y oeste del dominio.

La morfoestructura de la hoja viene condicionada casi en su totalidad por la disposición de los edificios pleistocenos e históricos, que siguen determinadas direcciones características de los dominios a los que pertenecen o de una zona de transición.

Así, dentro del Dominio de Famara, que ocupa en la hoja su parte nororiental, se encuentran las alineaciones Chimir-San Rafael, Nazaret-Guantesive y Ubiague-Cabrera Chica, todas ellas con una orientación N45°E.

Pertenecientes al Dominio central, se encuentran una serie de alineaciones cuyas direcciones oscilan entre N60°E y N90°E, de las cuales las principales son: Fisura de Tinajo, Conjunto Tinaché, Tingafa-Iguadén y Tizalaya-Tamia.

Existiría otra dirección que podría caracterizar un "pasillo" de transición entre ambos dominios, con una orientación N120°E, en la que se encontrarían los centros de Montaña Berrugo, Montaña Ubiague y Tahiche, por un lado, y Montañetas de Yuco, La Vegueta y los edificios adyacentes a Montaña Tamia, Lomo San Andrés y Caldera Zonzamas, por otro.

Se encuentra otro elemento de carácter estructural al N de la hoja, dentro del macizo de Famara, como es el extremo del gran escarpe del Risco de Famara, en parte cubierto por emisiones volcánicas posteriores a los basaltos miopliocenos. Tiene una dirección N30°E y marca una

línea de debilidad que provoca grandes deslizamientos en su ladera oeste, fundamentalmente en las hojas de Soo y Caleta del Sebo hacia el norte.

#### **4.2.2. Estudio del modelado**

El relieve de la hoja viene condicionado en primer lugar por factores endógenos, tanto de carácter volcánico como estructural y también por factores exógenos pues los procesos sedimentarios han remodelado en gran parte el relieve.

##### *4.2.2.1. Formas endógenas*

###### *Formas volcánicas*

Hay una extensión significativa en la hoja en la que afloran materiales volcánicos, especialmente hacia el S y O de la misma, en las que los agentes externos han actuado escasamente, siendo así la morfología volcánica la que caracteriza el modelado.

Las formas más significativas son los conos volcánicos y las coladas de lava o malpaíses.

Con una edad del Pleistoceno inferior se ha distinguido una serie de alineaciones con diferentes orientaciones. Así, por ejemplo, las de Chimia-San Rafael y Nazaret-El Calvario, con una orientación N45°E y edificios de escasa altura (15-50 m) con formas en planta circulares u ovaladas, de dimensiones de 200 a 500 m, y un grado de conservación bajo.

Las alineaciones Guantesive-Temeje, Gritana-Bermeja-Mina y Lomo Camacho-San Andrés muestran direcciones de N80°E, N60°E y N95°E, edificios con un estado de conservación medio y alturas sobre su base entre 63 y 192 m.

Pertenecientes al Pleistoceno medio, se destacan algunas alineaciones, como Montaña Zonzamas-Téjida Corona, con una dirección N70°E, cráteres en forma de hendidura orientados al NE, alturas entre 80 y 150 m y un grado de conservación de los edificios medio-alto; Montaña Ubique-Cabrera-Chica, con una dirección N50°E, cráteres en hendidura, alturas de los edificios entre 10 y 161 m y un grado de conservación medio-bajo; Tizalaya-Tamia, de orientación N55°E, con cráteres de formas en hendidura o circulares, altura de los mismos entre 35 y 250 m y con un grado de conservación medio-alto.

Al Pleistoceno superior corresponde la alineación de la fisura de Guenia, de orientación N150°E, con cráter en forma de hendidura, 178 m de altura y un grado de conservación medio-alto.

Entre los malpaíses, los que cubren mayor extensión en la hoja son los que corresponden al volcán de Tahíche y a las emisiones de Timanfaya.

Las coladas del volcán de Tahíche aparecen con un buen grado de conservación, muy vesiculares y escoriáceas en superficie y con abundantes bloques de distribución caótica.

Las coladas de las emisiones de Timanfaya se encuentran muy bien conservadas y con tonalidades negruzcas, presentando una morfología típicamente volcánica, como son las lavas cordadas, en tripas, tubos de lava, jameos, hornitos, etc.

#### 4.2.2.2. Formas exógenas

Las formas exógenas producidas por denudación o acumulación se agrupan según los procesos o sistemas morfogenéticos siguientes:

##### *Eólicos*

Existe una amplia extensión al norte y parte central de la hoja cubierta por arenas eólicas. Cubren los malpaíses pleistocenos e incluso se observan también finos recubrimientos sobre las coladas históricas. Al borde del macizo de Famara se indentan con los depósitos de los conos de deyección y también en algunos casos los cubren.

Los campos de dunas no presentan una morfología definida, sólo acumulaciones y montículos irregulares, en ocasiones cubiertos por vegetación. Raramente se observan morfologías de barjanes. Estos recubrimientos suavizan notablemente el relieve, pues las arenas llenan depresiones y tapizan todo tipo de irregularidades en el mismo.

##### *Fluviales*

El modelado fluvial en la hoja se reduce casi exclusivamente al ámbito del macizo de Famara, debido a la escasez de cursos de agua en el resto de la hoja, como consecuencia del clima reinante en épocas recientes.

La red fluvial en el macizo de Famara ha actuado, dando lugar a profundos barrancos de laderas en V que inciden en las coladas basálticas. Las paredes son escarpadas y los interfluvios alomados. En la hoja estudiada, sin embargo, no llegan sino las partes bajas de los mismos, pues terminan en ella en zonas de pendiente suave de carácter endorreico o de tipo aluvial-coluvial. La formación de estos barrancos representa la existencia de medios de alta energía, con cursos de agua esporádicos de carácter torrencial; en la actualidad estos barrancos permanecen secos durante todo el año.

En la zona NE se aprecian algunas pequeñas gargantas, como en el barranco de Manguía, que se han formado sobre materiales lávicos del Pleistoceno inferior.

En toda el área central oriental, sobre morfologías alomadas y materiales arcillosos fundamentalmente, se desarrollan zonas de acarcavamiento, con aguas de arroyada en pequeños regueros dispersos.

En el borde occidental del macizo de Famara, al sur del mismo, se forman amplios abanicos aluviales a la salida de algunos cursos de agua. Estos abanicos coalescen entre sí, dando amplias acumulaciones de depósitos, con escasa pendiente, que pasan sin solución de continuidad hacia el norte a depósitos de ladera. Dichos depósitos suavizan y tapizan, en gran medida, los escarpes de los relieves occidentales del macizo.

##### *Endorreicos*

Se han distinguido en el mapa tres "cuencas" de carácter endorreico, dos de ellas en el cuadrante SO de la hoja, al sur del Lomo de San Andrés y de Montaña Tamia, y otra de menor tamaño en el ángulo NE de la misma.

Todas ellas representan depresiones o valles que han sido cerrados por las emisiones volcánicas pleistocenas. Estas depresiones se llenan con finos procedentes de la alteración de las paredes laterales de piroclastos o coladas, para dar lugar a una morfología de fondo plano.

#### *Ladera*

Las formas de ladera más significativas son los coluviones formados en las mismas, especialmente los desarrollados en el escarpe del Risco de Famara o en los barrancos del macizo de Famara, como el de Manguía.

Se han distinguido dos generaciones de coluviones. Una primera de edad pleistoceno medio, se caracteriza por el desarrollo de carbonatos en su superficie, produciéndose un encostramiento y formación de procesos edáficos. Presentan formas triangulares redondeadas y ocupan las partes altas de las laderas del Risco de Famara.

La segunda generación aparece desarrollada en los barrancos del macizo de Famara. Está formada por materiales sueltos, que suavizan las pendientes de las laderas.

También aparecen pequeños coluviones en la ladera sur del edificio Montaña Timbaiba.

#### *Poligénicos*

Se han distinguido retazos de superficies de glacis en el extremo NE del macizo de Famara, que son la continuación de los existentes en la hoja de Soo, al norte de ésta. Presentan formas alargadas, en dirección aproximada N-S. Son superficies aplanadas que ocupan las partes altas de los interfluvios.

Se ha señalado en el mapa una amplia zona que ocupa la parte centro-este de la hoja, con depósitos de tipo aluvial-coluvial.

La parte más o menos central y más alta sería el edificio de Guanapay, que queda al descubierto, así como también se observan "ventanas" de las coladas de dicho edificio no cubiertas por los depósitos mencionados. La zona se extiende alrededor del edificio Guanapay, descendiendo en suave pendiente desde el mismo, de forma radial, hasta las estribaciones del macizo de Famara al norte o hasta los materiales de emisiones cuaternarias por el E, S y O que cierran la zona, dándole así un carácter semiendorreico a la misma.

En la parte más alta de esta zona han tenido lugar importantes procesos de edafización y alteración, dando como consecuencia la formación de materiales bastante arcillosos impermeables. Así, sobre estos materiales, con un régimen de lluvias fuertes y muy esporádicas, se forman áreas de acarcavamiento bastante llamativas.

En puntos más bajos de esta zona, donde las pendientes se suavizan, el régimen fluvial está constituido por pequeños regueros y amplias zonas de arroyada difusa.

En este apartado cabe también citar la presencia de zonas en las que los procesos de carbonatación adquieren cierta relevancia y que han sido ampliamente descritos en el Capítulo 2.

## Antrópicos

Se encuentran numerosas explotaciones activas o inactivas en la hoja sobre los distintos tipos de materiales existentes en la misma. Así, se localizan varias canteras en las arenas eólicas, especialmente concentradas en el área de Hoya de la Plata. Los materiales piroclásticos son o han sido explotados en diversos edificios volcánicos, pero sobre todo en Lomo del Camacho, Lomo de San Andrés, Tahíche, Montaña Cabrera, etc. También se localizan explotaciones en materiales arenoso-arcillosos en la Vega de Tiagua o en el área de la ermita de San José. Asimismo, en materiales basálticos miopliocenos se encuentran dos pequeñas explotaciones al sur de Cerro Terroso.

## 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

### 4.3.1. Depósitos eólicos

Aunque se han agrupado en una sola unidad cartográfica, dado lo difícil de su separación, se han observado distintos episodios en la deposición de estas arenas, con edades que van desde el Plioceno hasta el Holoceno. Así por ejemplo se encuentran arenas debajo del edificio Montaña Timbaiba, como se indica en el Capítulo 2.

En diferentes puntos se ha apreciado la existencia de paleosuelos carbonatados y encostrados en posiciones más bajas, estratigráficamente, o asalmonado-rojizo en posiciones más altas; la presencia de estos paleosuelos marcaría la sucesión de los distintos episodios.

Todos los depósitos están constituidos por arenas finas, formadas por diminutas conchas de moluscos y caparazones de crustáceos, con otros fundamentalmente blanquecino-cremosos.

### 4.3.2. Depósitos fluviales

Los únicos depósitos generados por corrientes fluviales están representados en la hoja por los conos de deyección que aparecen en el borde occidental del macizo de Famara.

Están constituidos por arenas, gravas y cantos de bordes angulosos y subangulosos, muy heterométricos. Se presentan envueltos en una matriz arenoso-arcillosa y muestran laminaciones y estratificación paralela discontinua.

### 4.3.3. Depósitos endorreicos

Estos depósitos se encuentran en tres "cuenca", ya señaladas, al SO y NE de la hoja.

Están constituidos por arenas, limos y arcillas de color marrón-rojizo procedentes de la alteración de los piroclastos y coladas de las paredes de la cuenca.

Su espesor es oscuro, llegando a 1-1,5 m.

### 4.3.4. Depósitos de ladera

Como se ha indicado ya, se han distinguido dos generaciones de coluviones.

Los pertenecientes a la generación más antigua, localizados en las laderas del Risco de Famara, presentan en superficie un encostramiento debido a procesos de formación de carbonatos. Se les ha considerado de edad del Pleistoceno inferior y medio.

Los coluviones de la segunda generación se localizan fundamentalmente en los barrancos del macizo de Famara.

Ambas generaciones están constituidas por gravas y cantos basálticos, muy heterométricos, de bordes angulosos y subangulosos, sin clasificación ni ordenación interna y envueltos en una matriz arenosa.

#### **4.3.5. Depósitos poligénicos**

Se distinguen dos tipos de depósitos, uno que constituye las superficies de glacis y otro el de los depósitos de origen aluvial-coluvial, que ocupan una amplia zona en el área centro-este.

Los depósitos de glacis se ubican en las partes altas de los lomos situados al NE de la hoja, como Lomo Blanco o Cerro Terroso. Están constituidos por arenas y cantos centimétricos (2-20 cm) de carácter basáltico y bordes subangulosos, empastados por una matriz areno-arcillosa. Su potencia es escasa, siendo ésta de 1 a 2 m como máximo. Se les ha asignado una edad plio-pleistocena.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial están constituidos por materiales areno-arcillosos de tonos anaranjados, entre los que se intercalan finos lentejones de cantos y arenas. También se intercalan niveles de piroclastos retrabajados y arenas. Su potencia oscila entre 1 y 3,5 m.

### **4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA**

El primer relieve que se conforma en esta hoja es el que constituye el apilamiento de coladas miopliocenas que forman el macizo de Famara. Este macizo forma un gran edificio en escudo constituido en tres episodios.

Posteriormente, en el Plioceno superior existe una gran etapa de calma eruptiva en la que predominan los procesos erosivos. Así, sobre la superficie del escudo de Famara se genera un paleorrelieve "penillanurizado" con una cobertura edafizada en el que sobresalen restos de algunos edificios volcánicos. Se genera un primer sistema de glacis; ni esta superficie penillanurizada ni los glacis aparecen en la hoja se encuentran más al norte.

Comienzan a funcionar determinadas fracturas, rejugando bloques con basculamientos sucesivos hacia el N y E, entre los que se generan asimismo nuevos glacis.

Se produce el inicio del encajamiento de barrancos en el macizo. Posiblemente bordeando el mismo, existía en el Plioceno una plataforma de abrasión sobre la que se acumulan arenas eólicas, que luego serán recubiertas por emisiones volcánicas.

A partir del Pleistoceno inferior comienza nuevamente la actividad volcánica, que ya va casi a continuar sin interrupción hasta tiempos históricos. Surgen en primer lugar los edificios de las alineaciones muy próximas al macizo de Famara, que presentan una dirección de N45°E. Posteriormente van apareciendo a lo largo del Pleistoceno distintos edificios alineados según fisuras que muestran direcciones entre N60°E y N90°E, características del Dominio central de la isla.

También a lo largo del Pleistoceno tienen lugar distintos procesos sedimentarios, como la acumulación de arenas eólicas en la zona centro-norte de la hoja, proceso que continúa hasta la actualidad; en el área centro-este, sobre el edificio de Guanapay se producen alteraciones de los materiales basálticos y se removilizan los mismos en una amplia zona que funciona en un régimen semicerrado de carácter aluvial-coluvial; también se constituyen "cuencas" y depresiones entre coladas volcánicas, con un régimen endorreico; en el macizo de Famara se generan distintos depósitos de coluviones y amplios abanicos aluviales.

Ya en el Holoceno, en tiempos históricos surgen las emisiones de Timanfaya y de la alineación de 1824, que cubren un área significativa de la hoja.

#### 4.5. MORFODINÁMICA ACTUAL

La dinámica actual viene condicionada fundamentalmente, como en épocas pasadas, por los procesos internos, especialmente el volcanismo. Lanzarote es una isla volcánicamente activa y por tanto cualquier nueva emisión volcánica puede cambiar la configuración del relieve de la isla.

Por lo demás, los agentes externos están condicionados por la suave orografía y el clima cálido y seco, y es de prever sigan actuando como hasta ahora, retocando suavemente una morfología eminentemente volcánica.

### 5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este capítulo se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de los distintos episodios volcánicos representados en la hoja.

La caracterización petrológica parte del muestreo sistemático llevado a cabo en los episodios presentes en la hoja, completado con el realizado del mismo episodio en áreas adyacentes. El resultado del estudio petrográfico de cada muestra, así como su localización geográfica, figura en la ficha individual de cada una y en el mapa de muestras de la hoja, que se adjuntan a la información complementaria de la hoja.

El estudio geoquímico incluye los análisis químicos realizados paralelamente, a los que se han añadido los disponibles en la bibliografía. Se parte de la consideración de dos grandes ciclos volcánicos constructivos dentro del conjunto de la isla: un primer ciclo, representado por los macizos mioceños de Ajaches, Dominio Central y Famara (Mioplioceno), y un segundo ciclo, constituido por el resto de emisiones, mayoritariamente cuaternarias, incluidas las de fecha histórica.

Como un estudio de este tipo se sale necesariamente fuera de los límites de una sola hoja, se hace primero un comentario de las características generales de los ciclos en ella representados y a continuación una referencia particular y comparativa de los episodios cartografiados en esta área.

En la Tabla 5.1 aparecen listados todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS, [LE BAS *et al.* (1986)]. La denominación de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras y su procedencia bibliográfica. Algunas diferencias que puedan encontrarse en los contenidos de algunos elementos de rocas similares pueden deberse, en parte, a la diversidad de procedencia de los análisis, principalmente a las técnicas analíticas empleadas.

**Tabla 5.1. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos de las muestras de la hoja**

<b>Época</b>	<b>Mio-plioceno</b>			<b>Pleistoceno medio</b>				
	<b>Muestra</b>	<b>AG-1242</b>	<b>AG-1231</b>	<b>AG-1237</b>	<b>13026</b>	<b>13019</b>	<b>12946</b>	<b>12963</b>
SiO <sub>2</sub>		42.26	44.14	48.68	43.30	42.50	43.05	43.85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		12.13	12.34	12.44	1.78	1.42	1.94	1.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		11.57	12.93	12.06	1.03	1.11	0.71	0.77
FeO					7.04	6.94	7.55	6.96
MgO		13.22	9.60	9.57	45.28	45.20	44.08	45.16
CaO		12.33	11.56	9.47	0.08	1.49	1.14	1.12
Na <sub>2</sub> O		2.94	3.67	3.49	0.36	0.16	0.22	0.10
K <sub>2</sub> O		0.12	1.13	0.53	0.16		0.08	0.10
MnO		0.19	0.18	0.15	0.13	0.11	1.12	0.14
TiO <sub>2</sub>		2.78	3.13	2.85	0.12	0.04	0.09	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		1.00	0.74	0.47	0.07	0.02	0.04	0.03
H <sub>2</sub> O		1.46	0.57		0.36	0.14	0.08	0.17
<b>Total</b>		<b>99.99</b>	<b>100.00</b>	<b>99.731</b>	<b>99.71</b>	<b>99.13</b>	<b>99.10</b>	<b>100.04</b>
Ce		149	11	19				
Cr		383	251	316	500	8700	7700	
La		71	52	17				
Nb		80	80	50				
Ni		242	170	202	3500	3600	3400	
Rb		8	29	12				
Sr		954	816	518				
V		243	235	191				
Y		27	24	20				
Zr		179	191	205				
Or		0.71	6.68	3.13	0.95	0.47	0.59	
Ab		20.36	22.55	29.53	3.05	1.35	1.86	0.85
An		19.55	13.86	16.71		3.16	4.07	3.65
Ne		2.45	4.61					
Di		20.37	22.16	13.91		3.23	1.05	1.35
Hy				17.38	14.00	8.45	10.21	14.68
Ol		16.45	9.55		78.47	81.07	81.08	77.51
He		11.57	12.93	12.06				
Mt					1.49	1.61	1.03	1.12
Il		0.41	0.39	0.32	0.23	0.08	0.17	0.06
Tn				3.29				
Pf		4.37	4.98	2.28				
Ap		2.32	1.71	1.09	0.14	0.05	0.09	0.07
C					1.01			
ID		23.52	33.84	32.66	3.99	1.35	2.33	1.44
FEMG		0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.10	0.08
IP		0.41	0.59	0.51	0.43	0.19	0.23	0.17

AG-1242 Basanita. Colada a 1.500 m al NE de Los Valichuelos, en Lomo del Valle de Juana Gutiérrez; cota 290 m. MAGNA.

AG-1231. Tefrita. Colada a 1.200 m al O de Teguise; cota 250. MAGNA.

AG-1237 Basalto. Colada al E de El Mojón; cota 265 m. MAGNA.

13026 Harzburgita. Enclave en Montaña Timbaiba. FUSTER *et al.* (1968).

13019 Lерзолита. Enclave en bomba volcánica en Montaña Tamia. SAGREDO (1969).

12946 Harzburgita. Enclave en colada de Montaña Tamia, en la zona de Tronquillo. SAGREDO (1969).

12963 Werhlita. Enclave en bomba de Montaña Tamia. FUSTER *et al.* (1968).

Tabla 5.1. (Continuación).

Época	Pleist. Sup	Erupciones de Timanfaya				Erupciones de 1824			
		13333	BM-2045	M-1	12899	L-62	L-64	12913	H-11
SiO <sub>2</sub>	42.85	49.10	49.56	50.15	43.64	43.98	44.30	44.35	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.54	12.80	13.68	13.76	11.63	12.07	11.95	12.63	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	10.89	1.46	1.54	2.37	1.85	4.32	4.97	
FeO	7.45		9.22	9.07	8.84	9.22	6.87	6.65	
MgO	45.56	9.44	9.21	8.97	14.52	12.27	13.27	12.00	
CaO	1.18	9.34	9.28	10.09	10.37	10.67	10.48	11.07	
Na <sub>2</sub> O	0.20	3.63	3.12	2.80	2.73	3.43	3.28	3.17	
K <sub>2</sub> O	0.20	0.59	0.57	0.70	1.20	1.19	1.34	1.25	
MnO	0.12	0.14	0.14	0.12	0.16	0.15	0.15	0.20	
TiO <sub>2</sub>	0.05	2.21	2.36	1.98	2.59	2.52	2.46	2.55	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.29	0.24	0.30	0.77	0.91	0.85	0.95	
H <sub>2</sub> O	0.21			0.37			0.28	0.18	
<b>Total</b>	<b>100.13</b>	<b>98.43</b>	<b>98.84</b>	<b>98.85</b>	<b>98.82</b>	<b>98.26</b>	<b>99.55</b>	<b>99.97</b>	
Ba		229		500	587				
Ce		<20	28		97	134			
Co			53		43	46			
Cr		322	500		653	525		600	
Cu			83		55	59			
La		<20	19		53	66			
Nb		32	25		72	94			
Ni		249	260		401	283		600	
Rb		14	13		24	25			
Sr		355	366		618	754			
Th			5		7	9			
V		168	254		298	233			
Y		15	19		25	23			
Zr		158	152		233				
Zn					246				
Or	1.18	3.49	3.37	4.14	7.09	7.03	7.92	7.39	
Ab	1.69	30.72	26.40	23.69	8.36	9.31	11.29	12.95	
An	2.71	16.89	21.64	22.91	15.94	14.02	13.93	16.54	
Ne	7.99	10.68	8.92	7.52					
Di	2.32	15.89	18.51	20.37	24.35	26.50	25.71	25.41	
Hy	6.30	15.99	10.45	13.39					
Ol	84.48	0.11	11.31	8.27	24.97	21.14	18.60	15.74	
He		10.89							
Mt	1.07	2.12	2.23	3.44	2.68	6.26	7.21		
Il	0.09	0.30	4.48	3.76	4.92	4.69	4.67	4.84	
Pf	3.49								
Ap	0.07	0.67	0.56	0.70	1.78	2.11	1.97	2.20	
Cc						0.11			
ID	2.87	34.20	29.77	27.83	23.44	27.02	28.13	27.85	
FEMG	0.08	0.00	0.29	0.30	0.18	0.22	0.11	0.10	
IP	0.35	0.52	0.42	0.39	0.50	0.57	0.57	0.52	

- 13333 Harzburgita. Enclave en Montaña Guenia. SAGREDO (1969).  
 BM-2045 Basalto. Colada del tercer episodio de Timanfaya, en el ramal al O de Tahiche; cota 138 m. MAGNA.  
 M-1 Basalto. Colada del tercer episodio de Timanfaya, al sur de Casas de la Florida. CARRACEDO *et al.* (1990).  
 12899 Basalto. Colada al N de Morro Alto, carretera a Teguise. IBARROLA y LÓPEZ RUIZ (1967).  
 L-62 Basanita. Colada de la Montaña del Clérigo Duarte. CARRACEDO *et al.* (1990).  
 L-64 Basanita. Colada de la Montaña del Clérigo Duarte. CARRACEDO *et al.* (1990).  
 12913 Basanita. Colada de la Montaña del Clérigo Duarte. IBARROLA y LÓPEZ RUIZ (1967).  
 H-11 Basanita. Colada de la Montaña del Clérigo Duarte. HAUSEN (1958).

## 5.1. PRIMER CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA.

### 5.1.1. Período Mio-plioceno. Edificio Famara

Se han muestrado rocas correspondientes al *tramo superior* y al *tramo medio* del edificio, no observándose ninguna característica petrográfica diferenciadora entre ellos. Sí se observan, por el contrario, algunas pequeñas diferencias entre estas emisiones de Famara y las del resto de la hoja.

Se trata siempre de rocas de composición basáltica y textura porfídica, formadas por microfenocristales de olivino, en ocasiones de hasta 3 mm pudiéndose distinguir dos tipos: cristales idiomorfos-subidiomorfos, bastante abundantes y en ocasiones de hábito esquelético, y cristales xenomorfos, ligeramente mayores que los anteriores, con maclado mecánico y zonado. Estos cristales se consideran disgregados de nódulos de composición máfica-ultramáfica. En las emisiones del primer ciclo volcánico de la isla (Ajaches, Dominio central y Famara), la presencia de este tipo de enclaves es muy rara, siendo frecuentes, por el contrario, en las cuaternarias.

Los fenocristales de augita son siempre menos abundantes que los anteriores y con tamaños igualmente inferiores, pudiendo estar, no obstante, en proporciones tales que deba considerarse la roca como basaltos olivínico-piroxénicos. Son cristales de tendencia idiomorfa, de hábito hexagonal o tabular, presentando zonado tanto concéntrico como en "reloj de arena" y/o maclado.

La matriz de estas rocas es bastante variada, pasándose de microcristalinas a otras intergranulares con mayor desarrollo de sus cristales. Constan de plagioclasa microlítica, augita de hábito tabular o granular y opacos granulares dispersos. En ocasiones se observan, igualmente, pequeños cristales de tendencia subidiomorfa de anfíbol de color marrón y pleocroico, así como escasa biotita de nucleación incipiente. La presencia de anfíbol y/o biotita puede igualmente considerarse como una característica diferenciadora de estas emisiones con respecto a las cuaternarias. Estos minerales suelen aparecer preferentemente en el tramo superior. Como minerales tardíos, llenando microfracturas o microvesículas, aparecen calcita, ceolita, feldespato potásico y escaso vidrio intersticial.

De manera general, se puede decir que los basaltos de Famara presentan mayor grado de cristalinidad y mayor desarrollo de sus fenocristales respecto a los cuaternarios, al mismo tiempo que tienen mayor grado de alteración, con idingsitizaciones generalizadas, frente al carácter más fresco de todas las demás coladas posteriores.

## 5.2. PRIMER CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA

En el primer ciclo magmático de la isla se distinguen dos tendencias de variación geoquímica claramente diferenciadas, y en ambos casos alcalinas. Una de ellas, la más antigua, correspondiente al edificio Ajaches, sigue una evolución que va desde términos basálticos hasta tipos diferenciados (traquitas), entre los que se suceden términos intermedios (traquibasaltos). La siguiente, posterior en el tiempo y generadora de Famara y del edificio mioceno del Dominio central, se caracteriza por su carácter más subsaturado y mayor alcalinidad, en la que los tipos dominantes son basanitas y donde no existen episodios diferenciados.

### Período Mio-plioceno. Edificio Famara

La proyección en el diagrama TAS, (Fig. 5.1) de las muestras de este edificio permite apreciar lo que se acaba de decir. La muestra AG-1242 (Tabla 5.1), tomada en la zona de los Vallichuelos (esquina NE de la hoja), corresponde igualmente a una basanita, aunque petrográficamente no lo sea, lo cual es lo más frecuente. Es una roca muy básica, subsaturada y de carácter alcalino, mostrando contenidos elementales muy similares a los de estos mismos tipos rocosos muestreados en otras áreas del macizo. En una comparación con el resto de muestras analizadas en la hoja, (Fig. 5.2), e independientemente del período volcánico, esta es la de mayor basicidad y menor grado de diferenciación.

## 5.3. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. PETROLOGÍA

### 5.3.1. Período Pleistoceno inferior

Se han asignado al Pleistoceno inferior varias alineaciones volcánicas: Chimia-San Rafael, Nazaret-El Calvario, Guatensive-Temeje, Montaña Zonzamas-Maneje y Caldera Zonzamas-Téjida-Corona, la fisura de Lomo Camacho-San Andrés y el edificio Guanapay.

Entre sus características petrográficas no se observan grandes diferencias entre unas emisiones y otras, por lo que se describirán conjuntamente.

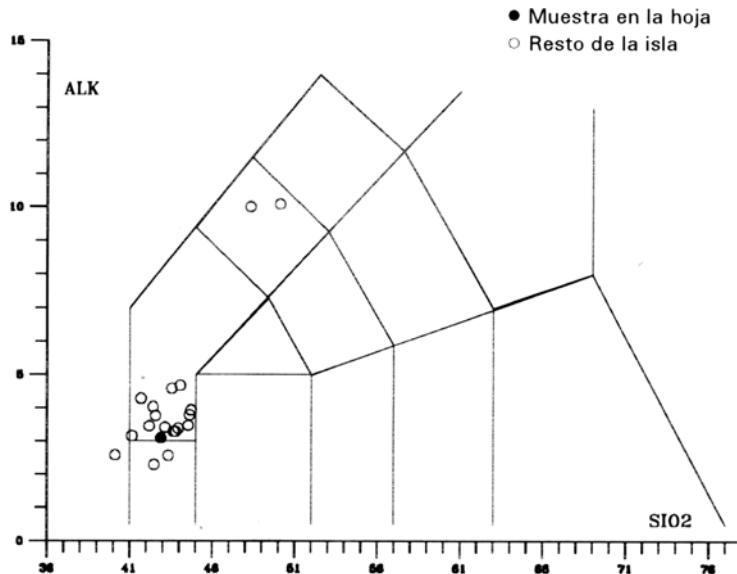


Fig. 5.1. Diagrama TAS del período Mio-plioceno.

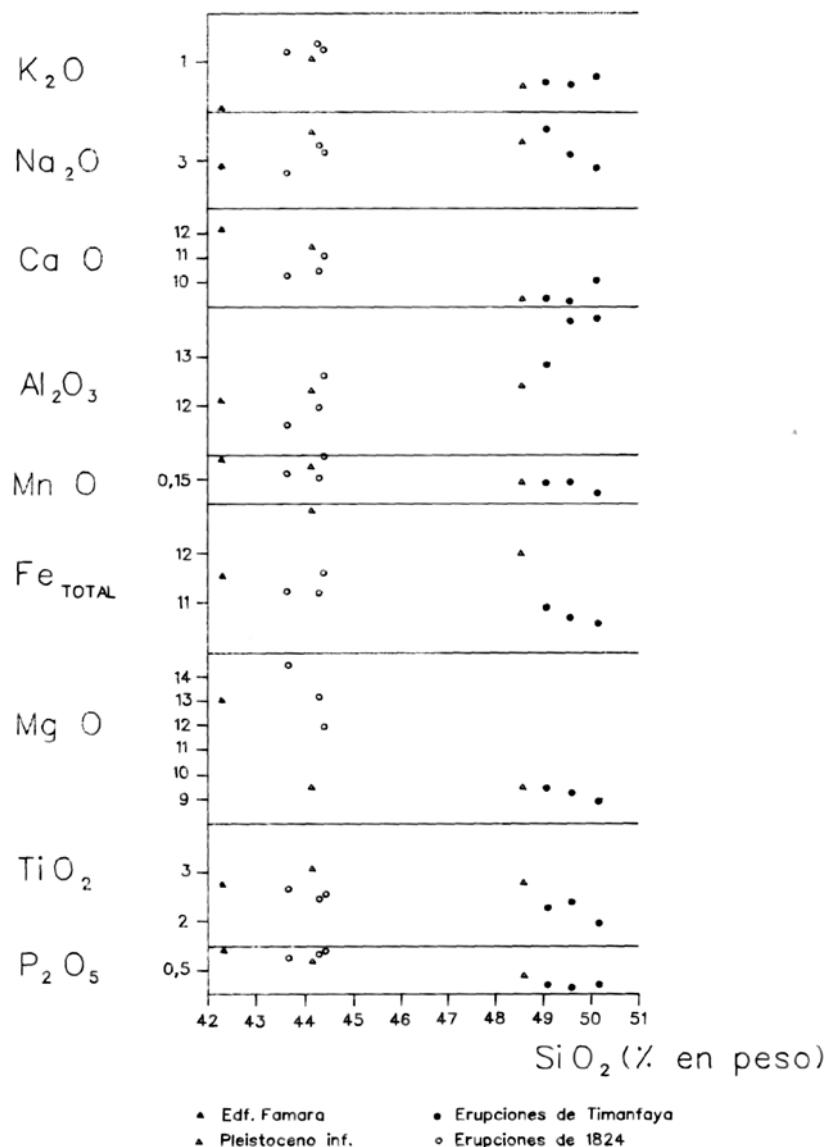


Fig. 5.2. Diagrama de variación de elementos mayores.

Los depósitos piroclásticos muestreados (bombas, escorias, etc.) se diferencian únicamente de las lavas en sus caracteres texturales. Son siempre de tipo basáltico y textura porfídica, estando constituidos por microfenocristales más o menos abundantes, de olivino idiomorfo-subidiomorfo, en ocasiones fracturados, generalmente con fenómenos de corrosión, tales como gollos, bordes redondeados, etc.

Unicamente en las muestras procedentes de los edificios Lomo Camacho-San Andrés y en menor medida del volcán de Nazaret se presentan ejemplares de olivino xenomorfo, algo mayores que los anteriores, con extinción ondulante y maclado mecánico, probablemente disgregados de nódulos ultramáficos. Englobados en ellos pueden existir algunos nódulos de tamaño centimétrico y composición dunítica, formados por cristales xenomorfos de olivino de gran tamaño con abundantes exfoliaciones de posible ortopiroxeno. Se observan igualmente escasos cristales de ortopiroxeno.

Alguna muestras, de Guanapay presenta, además de los olivinos, ejemplares aislados de augita de hábito tabular, de color ligeramente rosado (presencia de Ti), con zonado y/o maclado. La matriz de estos depósitos es siempre muy fina (de micro a criptocristalina), bastante oscura y de difícil identificación, estando formada por vidrio, escasa plagioclase microlítica, augita y opacos granulares dispersos. Como componentes tardíos sólo se observa escaso vidrio intersticial.

Las coladas asociadas a estos edificios son también basaltos olivínicos, con la única excepción de la AG-1166, perteneciente a Chimia-San Rafael, de composición olivínico-piroxénica.

Son rocas porfídicas, con abundantes microfenocristales de olivino de tamaños diversos (desde escasamente 1 mm hasta 2,5 mm, según los casos), entre idiomorfos y subidiomorfos, si bien en ocasiones de hábito esquelético. Esporádicamente, aparecen cristales xenomorfos, zonados y de extinción ondulante.

La matriz de estas rocas suele tener un mayor grado de cristalinidad que la de los piroclastos, conteniendo microlitos de plagioclase, augita granular y opacos dispersos en proporciones variables, según los casos. El vidrio es escaso, apareciendo de manera intersticial o rellenando microcavidades junto con calcita.

### **5.3.2. Período Pleistoceno medio**

Dentro del Pleistoceno medio se han agrupado varias alineaciones o edificios: Ubigue-Cabrera-Chica, fisura de Tinajo, Montaña Juan Bello, Tingafa-Iguaden, Dolores-Timbaiba, Tizalaya-Tamia, Caldera de Zonzamas-Téjida-Corona, Montañetas de Yuco, Tahíche y La Montañeta-Caldera Honda.

La diferenciación petrográfica entre todos estos edificios es prácticamente inexistente no observándose tampoco diferencia alguna con las muestras del Pleistoceno inferior, vistas anteriormente.

Las coladas son todas basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas (éstas quizás algo más abundantes en estos episodios del Pleistoceno medio) y con las mismas características ya descritas con anterioridad. Son rocas porfídicas con abundantes microfenocristales de olivinos primarios

idiomorfos-subidiomorfos, olivino xenomorfos, con extinción ondulante y maclado mecánico. Esporádicos ortopiroxenos procedentes de nódulos ultramáficos. Mucho más escasos aún son los aislados ejemplares de cromita-espinela, también de la misma procedencia. Existen también cristales idiomorfos de augita zonados y/o maclados.

La matriz es generalmente microcristalina, con plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos, si bien se observan esporádicas texturas intergranulares o ligeramente orientadas. Como minerales tardíos aparecen sólo calcita y rara vez ceolitas.

Las bombas y escorias de los edificios son idénticas a las vistas en el Pleistoceno inferior y se diferencian de las coladas por una mayor escasez de microfenocristales de augita y un menor grado de cristalinidad. La matriz suele ser hipohialina.

En la mayoría de los edificios se observa la presencia de nódulos de composición ultramáfica. Merecen especial atención las muestras RB-174 y RB-172, procedentes de Montaña Tamia, no sólo por la abundancia de dichos nódulos, sino también por la presencia, además, de enclaves sedimentarios, correspondientes a areniscas compuestas por cuarzo redondeado y algo de feldespato. No se han observado afloramientos de este tipo de roca en la superficie de la isla, por lo que cabe suponer que se podría tratar de sedimentos de fondo marino depositados previamente a los principales episodios volcánicos que dieron lugar a la formación de la isla y posteriormente arrastrados en superficie por el magma durante su ascenso.

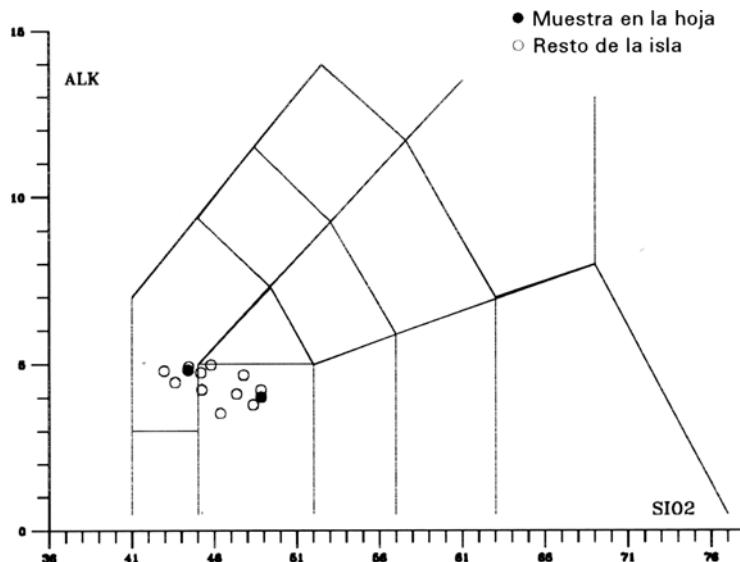


Fig. 5.1. Diagrama TAS del período Pleistoceno inferior.

### 5.3.3. Período Pleistoceno superior-Holoceno

La única emisión es la correspondiente a la fisura de Montaña Guenia. No presenta particularidad alguna respecto a los anteriores, tratándose de basaltos olivínicos porfídicos, con microfenocristales de olivino primario y cristales xenomorfos. Igualmente abundan los nódulos ultramáficos en una matriz formada por microlitos de plagioclasa, augita y opacos granulares dispersos.

### 5.3.4. Período Histórico

#### *Erupciones de Timanfaya (1730-1736). Tercer episodio*

Las emisiones correspondientes a estas erupciones presentan una enorme homogeneidad petrográfica y composicional entre sí y con respecto a las otras emisiones cuaternarias de la isla.

Se trata de basaltos olivínicos, cuya característica más reseñable es la práctica ausencia de microfenocristales que destaqueen de la matriz, con excepción de escasos ejemplares xenomorfos de olivino con extinción ondulante y maclado mecánico. La matriz, de textura intergranular, está constituida por plagioclasa tabular entrecruzada, olivino, augita y opacos granulares dispersos. El grado de alteración es prácticamente nulo, y no se observan minerales tardíos y sí escaso vidrio de tipo intersticial o llenando vesículas.

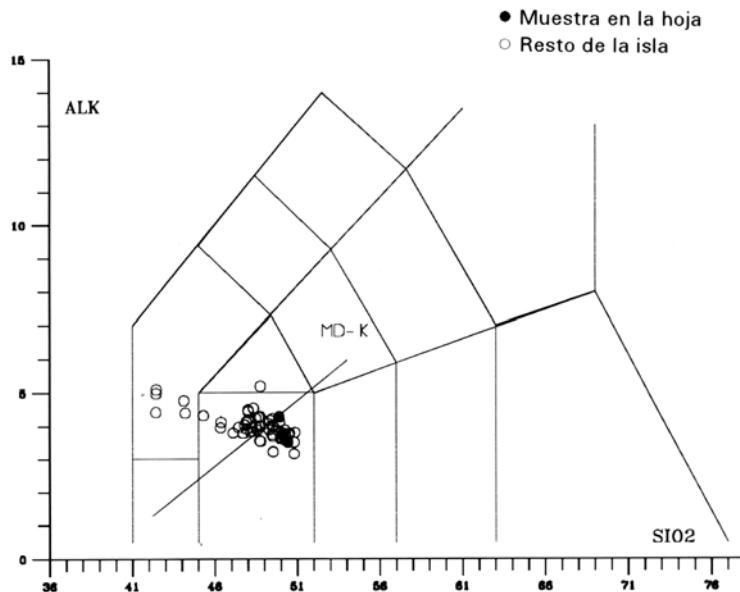


Fig. 5.3. Diagrama TAS de las emisiones históricas de Timanfaya.

### *Erupción de 1824. Volcán del Clérigo Duarte*

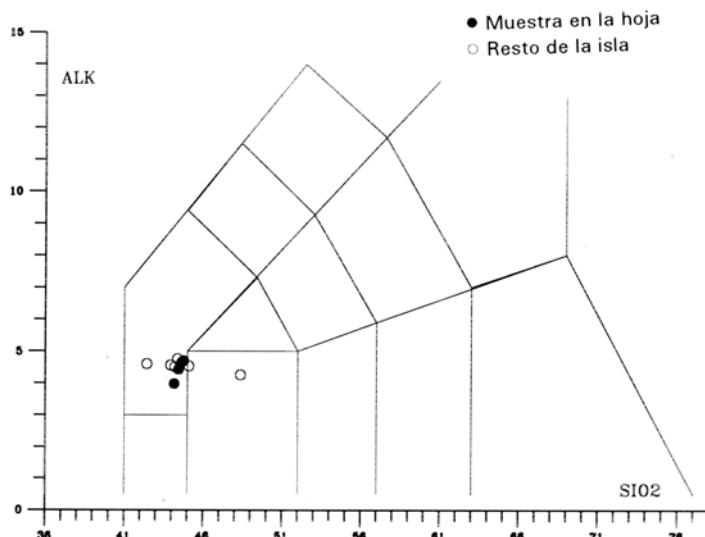
Se ha muestreado en este edificio un basalto olivínico de textura porfídica, constituido por abundantes fenocristales de olivino idiomorfos-subidiomorfos, ocasionalmente de hábito esquelético. La matriz es fina, de tipo microcristalina, formada por plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos. Tampoco se observa en esta roca alteración alguna del olivino, apareciendo escaso vidrio intersticial.

#### 5.4. SEGUNDO CICLO VOLCÁNICO. GEOQUÍMICA

El segundo ciclo magmático se caracteriza por la presencia de términos de naturaleza básica, con tipos basálticos y basaníticos, estando ausentes rocas con mayor grado de diferenciación. El período de erupciones históricas del siglo XVIII (erupciones de Timanfaya) muestra otra vez más variación, con una evolución desde basanitas en los primeros episodios a basaltos en los finales, y aunque la tendencia general es alcalina, en estos finales se observan afinidades toléíticas. En la erupción de 1824, los materiales emitidos son únicamente basanitas.

##### *Período Pleistoceno inferior*

Las emisiones de la Alineación Chimia-San Rafael y de la Montaña Guantesive son de composición tefrítica y basáltica, respectivamente, según su proyección en el diagrama (TAS, Fig. 5.3),



**Fig. 5.3. Diagrama TAS de las emisiones históricas del año 1824.**

si bien petrográficamente, como ya se vio, son basaltos. En el caso de la primera, no son estas composiciones muy frecuentes, pero normativamente tiene características de tefrita al tener un porcentaje de olivino inferior al 10%. Es una roca muy básica, poco diferenciada y moderadamente alcalina.

La colada basáltica de Montaña Guantesive presenta un contenido en Hy normativa relativamente importante, mostrando por tanto una cierta afinidad toleítica, hecho que se observa ya en el TAS, al proyectarse muy cerca de la línea de separación entre basaltos alcalinos y toleíticos.

En general sus contenidos en elementos traza no muestran particularidades significativas.

#### *Período Histórico. Erupciones de Timanfaya*

Las emisiones del tercer y último episodio de Timanfaya corresponden a basanitas y basaltos de tendencia toleítica, (Fig. 5.4). Aunque lo observado en la mayoría de los casos es que la tendencia en este último episodio sea mayoritariamente de basaltos toleíticos, como se ha visto en otras áreas (por ejemplo, hoja de Yaiza), los datos analíticos disponibles en esta hoja indican que aún se mantiene un carácter basanítico alcalino bastante claro, aunque ya probablemente en descenso. Cabe destacar los contenidos relativamente importantes en hyperstena normativa en los de tendencia toleítica y su proyección en el TAS, ya por debajo de la línea MD-K (Fig. 5.4), y en nefelina normativa en las rocas basaníticas.

En cuanto a estas variaciones composicionales CARRACEDO y RODRÍGUEZ BADIOLA (1993) las explican aduciendo cambios en el grado de fusión parcial del magma en el transcurso de esta larga erupción (este grado aumenta hacia los términos toleíticos), al mismo tiempo que influirían variaciones en la profundidad de generación del fundido. Variaciones en las relaciones isotópicas U/Th y  $^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$  estudiadas por SIGMARSSON *et al.* (1992) confirman en parte estas consideraciones, al poner de manifiesto la diferente procedencia de los aportes magmáticos a la erupción.

#### *Período Histórico. Erupciones de 1824*

Esta pequeña erupción que dio lugar a tres edificios de tefra se caracteriza por su composición invariablemente basanítica, (Fig. 5.5), y aunque petrográficamente no lo son tienen características analíticas que así lo confirman (Ne normativa >5% y albita normativa >5%). Destaca en ellos su relativo elevado contenido en MgO, posiblemente por la presencia de olivinos xenomorfos.

#### *Enclaves de rocas peridotíticas*

Los enclaves de rocas ultrabásicas encontradas en las emisiones cuaternarias muestran bastantes diferencias geoquímicas respecto a los encajantes. Uno de los aspectos más llamativos es el bajo contenido en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y CaO (Tabla 5.1), debido a la escasa presencia en estas rocas de piroxenos. Contrariamente, el MgO presenta valores muy altos, al ser el olivino el mineral dominante. SAGREDO (1969), quien hace un detallado estudio de estos enclaves, indica ya que la mayoría de ellos son dunitas o tipos intermedios entre dunitas y lerzolitas, harzburgias o werhlitas, siendo muy escasos estos términos claramente individuales. Estas deficiencias en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y exceso de MgO quedan reflejadas en la norma por escaso contenido en albita normativa y

alto en olivino normativo. El  $TiO_2$  es igualmente bajo, pudiendo ser mayor, en términos más duníticos.

Con respecto a las lavas en donde encajan estos enclaves, muestran valores muy similares en  $SiO_2$  pero notablemente inferiores, por lo general, en álcalis. Por el contrario, suelen mostrar una mayor tendencia hacia composiciones toleíticas, como lo demuestra la invariable presencia de hyperstena normativa, hecho ya señalado por SAGREDO (*op. cit.*).

## 5.5. DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS. PETROLOGÍA

### 5.5.1. Arenas eólicas plio-pleistocenas

Intercaladas entre las emisiones volcánicas, aparecen diferentes depósitos de arenas de origen eólico. Se trata de rocas detríticas formadas por abundantes restos fósiles carbonatados, por lo general escasamente fragmentados, junto con fragmentos redondeados de basaltos olivínicos. Todo se halla en parte cementado por calcita micrítica, apareciendo abundantes microporos.

### 5.5.2. Depósitos de caliche

Situados sobre las coladas basálticas del edificio Famara se ha muestreado una serie de niveles encalchados de caliza micrítica, constituida por una matriz de calcita de tamaño micrítico, si bien de granulometría irregular, rodeando escasos restos detríticos carbonatados y fósiles. Presentan una abundante microfracturación, posteriormente rellenada por caliza esparítica recristalizada.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El sector septentrional de Lanzarote comienza su formación subárea hace unos 10 m.a., con la construcción del edificio Famara, ya cuando en el sur se había formado, poco antes, el edificio Ajaches, también durante el Mioceno.

El edificio Famara, representado en esta área por sus estribaciones meridionales, está constituido por apilamientos de coladas basálticas con intercalaciones piroclásticas, cuyos centros de emisión se suponen localizados hacia el oeste de los afloramientos actuales, en zonas hoy ocupadas por el mar. El espesor global de la serie es del orden de 700 m y el conjunto presenta un suave buzamiento original hacia el E, estando posteriormente basculada en ese sentido. La presencia de discordancias en la sucesión volcánica, no siempre bien definidas y a veces de carácter muy local (almagres, discordancias angulares, niveles arenosos, etc.), junto con los datos geocronológicos y paleomagnéticos disponibles, permiten establecer al menos tres períodos o etapas de construcción del edificio: un tramo inferior, edificado entre 10,2 y 8,3 m.a. otro intermedio, entre 7,2 y 5,3 m.a. y un tramo superior, emitido entre 6,2 y 3,9 m.a., según se desprende de las dataciones absolutas de IBARROLA *et al.* (1988) y COELLO *et al.* (1992).

Desde mediados del Plioceno hasta inicios del Pleistoceno inferior no hay registro de actividad volcánica en Famara. En este período de tiempo, los procesos erosivos producen gradualmente el desmantelamiento del edificio, las vertientes se van modelando en el interior y la costa va

retrocediendo. A lo largo de todo el sector occidental del macizo de Famara se suceden grandes deslizamientos de carácter gravitacional que seccionan parte del mismo, generando los impresionantes escarpes (Riscos de Famara) que se contemplan en la actualidad, hoy ya nuevamente retocados por procesos posteriores del modelado de erosión marina en la base. Estos fenómenos de deslizamiento son comunes en estos grandes edificios y de hecho se han reconocido en casi todas las demás islas del archipiélago, afectando en algunos casos a materiales pleistocenos (El Golfo en El Hierro, Jandía en Fuerteventura, La Gomera, La Palma, Tenerife, etc.). A menudo están inducidos o favorecidos por líneas de debilidad estructural paralelas a los frentes de deslizamientos, como pudo haber ocurrido en este caso, o por actividad volcánica posterior, desencadenante de fenómenos semejantes.

Las primeras emisiones cuaternarias en este sector son mayoritariamente efusivas, con formación de edificios en escudo que emiten grandes cantidades de lava que cubren extensas superficies. Aparecen también edificios piroclásticos alineados según fisuras eruptivas de orientación principal NE-SO. Así surgen edificios como Guantesive (1,34 m.a.), Guanapay (1,2 m.a.), volcanes de Chimia-San Rafael, Lomo Camacho, San Andrés, etc, emplazados en las estribaciones meridionales de Famara. Otros edificios surgen incluso más próximos al borde sur de Famara y se disponen según orientaciones más difíciles de encajar en la directriz dominante, lo cual puede deberse a condicionantes tectónicos que limitan dicho edificio.

La actividad volcánica se mantiene con más o menos interrupciones durante el Cuaternario, superponiéndose los edificios de tefra unos a otros y con formación de sucesivos malpaíses lávicos: Zonzamas, Tizalaya-Tamia, Tahíche, etc. En algunos casos se manifiestan igualmente fases hidromagmáticas que culminan en fases estrombolianas.

Paralelamente a la actividad volcánica se suceden episodios de deposición eólica, que constituyen campos de dunas que van siendo enterrados por las emisiones de lava. Estos procesos eólicos se manifiestan hasta la actualidad.

Finalmente, ya dentro del período histórico comprendido entre los años 1730 y 1736, se suceden en la isla una serie de erupciones volcánicas basálticas, globalmente denominadas erupciones de Timanfaya, cuya magnitud las convierte en una de las más importantes del archipiélago, e incluso del mundo. Siguen también la misma pauta fisural que los anteriores, ocupando las emisiones una superficie de unos 200 km<sup>2</sup>, con un volumen aproximado del orden de 3 a 5 km<sup>3</sup>. En esta área aparecen representados sin embargo, únicamente las emisiones correspondientes al último estadio eruptivo.

## 7. HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Para la redacción de este capítulo se ha consultado el reciente Plan Hidrológico de Lanzarote [CABILDO INSULAR DE LANZAROTE y GOBIERNO DE CANARIAS (1992)] y diversos trabajos del ITGE, como son la Síntesis sobre las Aguas Subterráneas de España, [ITGE (1989) y el de ITGE (1992)]. Estudios hidrogeológicos como el SPA/15 (1975) y MAC-21 (1976), aunque antiguos, son todavía de gran interés y aún hoy son considerados en los estudios recientes mencionados. Al no existir suficientes datos sobre esta área concreta, gran parte de los que se citan proceden de considerar conjuntamente toda la isla.

## 7.1. HIDROLOGÍA

### *Climatología*

La isla de Lanzarote es una de las más áridas del archipiélago canario, pudiéndose clasificar su clima como desértico, cálido y seco. Las temperaturas medias son del orden de 20-22 °C, a veces algo inferiores en el macizo de Famara. Pueden existir fuertes contrastes térmicos, con oscilaciones entre 15 y 17 °C en un mismo día, siendo la oscilación media anual de 8 °C, [MARZOL (1988)]. La insolación es elevada gran parte del año. Los vientos son frecuentes y de intensidad moderada, con una componente dominante NNE, modificada en algunos sectores por la presencia de accidentes topográficos.

### *Pluviometría*

El régimen de lluvias en Lanzarote se caracteriza por su escasez anual máximo inferior a 300 mm/año y una media de apenas 155 mm/año, [ITGE 1990]), baja intensidad e irregularidad en el tiempo y en el espacio. Las máximas precipitaciones corresponden a los meses de invierno (diciembre-enero) frente a unas precipitaciones insignificantes en los meses de verano (junio, julio y agosto).

La escasa pluviosidad de la isla se debe a la baja altitud de sus relieves (el punto culminante, Las Peñas del Chache, situado en la hoja de Soo, apenas llega a los 670 m sobre el nivel del mar) que no alcanzan la cota de inversión del alisio, principal portador de lluvia a las islas. En esta área, las máximas alturas se dan en los escarpes de Famara, zona en la que se dan condiciones de mayor humedad y frescor ambiental, registrándose, por tanto, en el sector nororiental de la hoja las mayores precipitaciones, dentro de la escasez general, (Fig. 7.1). En la estación de Teguise las precipitaciones medias anuales son del orden de 151,9 mm, según el Servicio Hidráulico de Las Palmas [MARZOL (1988)]. Como dato orientativo en la Tabla 7.1 se incluyen datos de precipitaciones medias mensuales tomadas del SPA/15 (1975) y MARZOL (1988).

**Tabla 7.1. Precipitaciones medias mensuales (mm) en la hoja de Teguise.  
SPA/15 (1975) y MARZOL (1988 (\*))**

Estación	O	N	D	E	F	M	A	MY	J	JL	A	S	Total
Teguise	12,8	26,8	29,2	31,0	19,0	11,2	7,8	1,4	0,2	0,0	0,1	4,4	143,9
Tizalaya	16,5	32,9	37,7	39,8	24,1	14,9	10,3	1,8	0,6	0,0	0,2	3,1	183,9
La Vegueta	20,0	32,2	36,9	35,2	21,4	13,9	10,7	1,8	0,5	0,0	0,2	2,8	175,4
Tahiche	11,0	21,1	23,3	21,8	14,5	9,7	6,4	1,5	0,1	0,0	0,1	2,3	111,8
Los Valles	13,7	27,3	31,7	30,5	20,3	15,5	8,9	1,8	0,1	0,0	0,1	7,0	156,8
Teguise(*)	122,1	23,7	30,6	32,2	22,5	16,9	7,6	0,7	0,0	0,0	0,2	4,4	151,8
La Vegeta-yuco (*)	20,1	29,3	41,0	36,1	23,8	19,6	10,5	1,3	0,7	0,0	0,2	3,7	186,3
La Florida (*)	13,5	28,9	35,7	36,6	20,7	18,6	7,1	1,4	0,1	0,0	0,1	4,3	167,0

La infiltración aproximada del agua en terreno para el conjunto de la isla se calculó en 4,1 mm/año (3,304 dm<sup>3</sup>/año), según el Plan Hidrológico.

Los mayores valores de infiltración se obtendrán en aquellas áreas ocupadas por materiales más permeables, como son los malpaíses basálticos cuaternarios y los depósitos detríticos poco

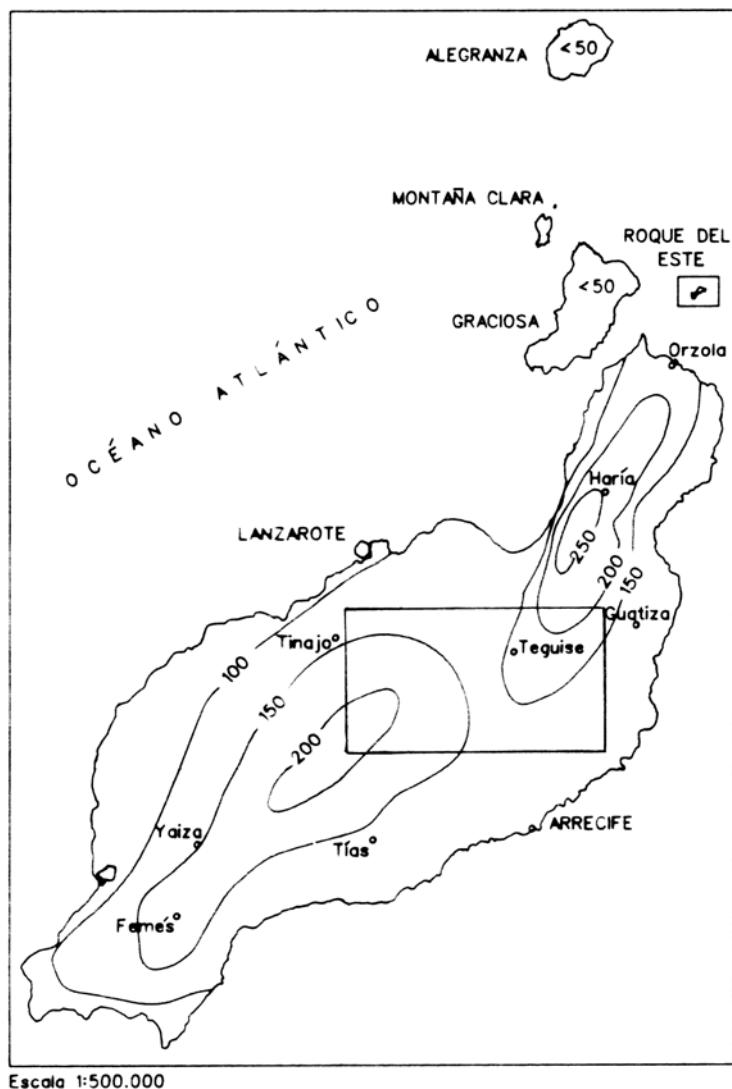


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Lanzarote. Modificado de MARZOL (1988).

consolidados, por lo que se podría esperar en esta zona valores de infiltración relativamente altos dentro de la media.

En la Tabla 7.2 se resumen las principales características hidrológicas de la isla.

**Tabla 7.2. Resumen de las características hidrológicas.  
(Plan Hidrológico de Lanzarote 1992).**

Precipitación	155,7 mm/año
Escorrentía superficial	1,6-2 mm/año
Infiltración	4,1 mm/año
EVT	150 mm/año

### *Cuencas y cauces principales*

La red hidrográfica en esta área es insignificante, al menos la que afecta a los materiales cuaternarios, en donde únicamente existen pequeñas incisiones. Cabe destacar, sin embargo, el barranco de Manguía, en la zona NE, que se encaja profundamente en las coladas de Guanapay. En los afloramientos del macizo de Famara el encajamiento es mayor, existiendo algunos valles y barrancos de consideración, a veces de perfil ancho.

En general, todos estos barrancos y barranqueras están secos durante todo el año, dada las escasas precipitaciones que se producen. Incluso en los períodos de mayor pluviosidad es raro que circule agua por ellos.

### *Aprovechamiento de los recursos superficiales e infraestructuras hidráulicas básicas*

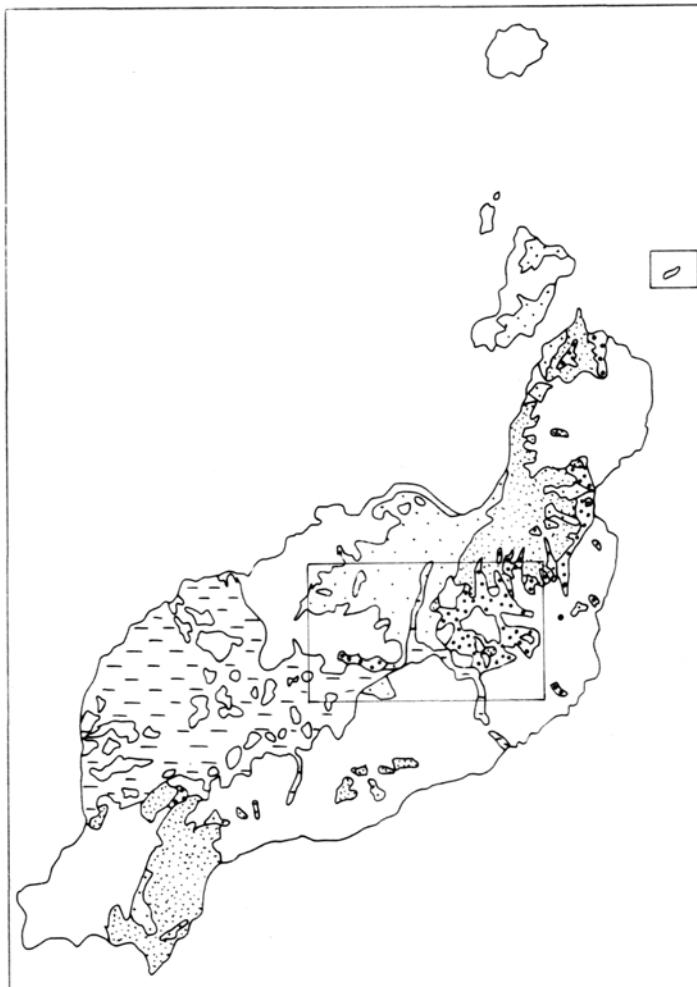
La infraestructura de aprovechamiento de las aguas superficiales es escasa, dada la ausencia de escorrentías. El único embalse de cierta importancia de la isla de Lanzarote es la presa de Mala, situada cerca del pueblo de Mala, dentro de la hoja de Haría, y se encuentra aterrada. Como obra de infraestructura de cierta consideración en la zona, existe una tubería de transporte de agua desde las galerías de Famara hasta Arrecife.

Otros elementos de aprovechamiento de la lluvia lo constituyen represamientos en los cauces de los barrancos, como nateros, gavías y maretas. A nivel particular, son frecuentes en la isla la impermeabilización de zonas próximas a las viviendas y la recogida del agua en aljibes.

No existe un inventario actualizado del número de estos depósitos ni de su capacidad real de almacenamiento. El Plan Hidrológico vuelve a citar datos del SPA/15 (1975), en el que se estimó una capacidad de almacenamiento conjunta de 18.000 m<sup>3</sup>, utilizándose el 20% de ella a lo largo de un año normal.

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

Los recursos hidráulicos subterráneos de la isla de Lanzarote son muy escasos, lo que hace que actualmente la extracción de estas aguas sea cada vez más reducida y que la producción de agua desalada sea una práctica cada vez más común.



- [■] Depósitos detriticos cuaternarios indiferenciados (arenas eólicas, aluviales, coluviales.) PERMEABLE
- [■] Depósitos aren-arcillosos cuaternarios IMPERMEABLE A PERMEABILIDAD BAJA
- [■] Coladas y piroclastos basálticos cuaternarios (históricos) ELEVADA PERMEABILIDAD POR FISURACION
- [■] Coladas y piroclastos basálticos pliocenos y cuaternarios PERMEABILIDAD MEDIA-ALTA POR FISURACION
- [■] Coladas intrusivas y piroclastos Mio-pliocenos PERMEABILIDAD BAJA A IMPERMEABLE

*Fig. 7.2. Esquema hidrogeológico de la isla de Lanzarote.*

### *Características hidrogeológicas generales de los materiales volcánicos*

En general, la sucesión e imbricación de coladas, depósitos piroclásticos, sedimentos, almagres e intrusivos hacen de las formaciones volcánicas un medio heterogéneo, que condiciona enormemente el flujo y almacenamiento del agua subterránea. Asimismo, los procesos posteriores al emplazamiento y consolidación de los materiales modifican también su comportamiento primario.

La permeabilidad por fracturación y la porosidad de los materiales volcánicos va asociada, en las coladas de lava, a la zona afectada por disyunción columnar y a los tramos escoriáceos de sus bases y techos. Los tramos impermeables o poco permeables se deben mayormente a la presencia de rocas compactas sin fisurar y sin conexión de vesículas, presencia de almagres y depósitos piroclásticos alterados; en general, estos hechos condicionan y afectan al movimiento del agua en sentido vertical. Por otro lado, los diques y cuerpos intrusivos que cortan las lavas y piroclastos representan barreras a la circulación horizontal, si bien en casos en que están fisurados pueden constituir zonas de permeabilidad preferente.

La elevada permeabilidad primaria de los materiales más modernos (malpaíses cuaternarios) contrasta con la de los más antiguos, como los basaltos miopliocenos de Famara, en los que los procesos de alteración, rellenos de fisuras y huecos, y la compactación en profundidad los hacen más impermeables.

En la Figura 7.2 se presenta un esquema hidrogeológico simplificado de la isla de Lanzarote, adaptado de la cartografía MAGNA a escala 1:25.000.

### *Formaciones acuíferas*

Desde el punto de vista hidrogeológico, en la hoja de Teguise, la principal formación acuífera la constituyen los materiales basálticos de edad miopliocena, que conforman el macizo de Famara, si bien sólo afloran en una pequeña parte de la hoja, en el noreste de la misma. En el resto de formaciones, por sus características hidrogeológicas, potencia, posición topográfica, etc., no existen niveles saturados de importancia.

En el macizo de Famara, por sus mejores condiciones hidrogeológicas, ha sido el más estudiado de la isla. En él se han realizado, ya desde hace años, la mayoría de las investigaciones para la explotación de sus recursos hidráulicos (proyectos SPA/15 y MAC-21). También los ensayos y estudios para la construcción de la presa de Mala han aportado numerosos datos de parámetros hidráulicos en los materiales basálticos.

Las observaciones realizadas en galerías y sondeos configuran un esquema general de flujo subterráneo dominante de componente vertical, interrumpido localmente por zonas o niveles impermeables que dan lugar a niveles saturados colgados a diferentes alturas. A menor cota, próximo al nivel del mar, se establece un flujo horizontal con una débil componente vertical descendente en el centro y otra ascendente cerca de la costa, según el Plan Hidráulico.

Con los ensayos realizados en sondeos en galerías de Famara y con el estudio de agotamiento de caudales de ellas, hechos durante el Proyecto SPA/15 (1975), se han podido conocer algunos valores de permeabilidad y de porosidad en los basaltos miopliocenos, habiendo sido re-

cogidos los datos del Plan Hidrológico insular. En estos basaltos, los valores de permeabilidad observados oscilan entre 0,05 y 0,2 m/día.

En los malpaíses cuaternarios, que ocupan la mayor parte de la hoja, se han obtenido permeabilidades del orden de 1 m/día.

Las medidas de porosidad total de los materiales de la isla son escasas, pero los datos generales indican que presentan una porosidad eficaz baja. En basaltos miopliocenos de Famara se ha obtenido una porosidad eficaz a drenaje lento entre 0,03 y 0,05 m/día, mientras que en coladas basálticas cuaternarias ésta varía entre 0,01 y 0,02 m/día para roca masiva y del orden de 0,40 para zonas escoriáceas.

#### *Aprovechamiento de los recursos subterráneos*

El aprovechamiento de las aguas subterráneas en la isla se realiza a través de pozos, galerías y nacientes.

**Pozos.** El número de pozos inventariados en Lanzarote por el SPA/15 (1975) fue de algo superior a 100, con una profundidad media de 2 a 10 m. Actualmente, el número de ellos en funcionamiento es sin embargo muy bajo, bien por quedar gran parte de ellos por encima de los niveles saturados, y por tanto son improductivos, bien por obtener aguas salobres poco aptas para los usos habituales. Generalmente, extraían el agua de la formación acuífera mio-pliocena. En esta hoja se observan algunos en basaltos cuaternarios, no conociéndose su productividad.

**Nacientes.** En el macizo de Famara son relativamente frecuentes los nacientes, si bien normalmente son pequeños rezumes o goteos. Aparecen en el contacto entre niveles lávicos y piroclásticos o almagres, debido a la diferente permeabilidad entre ellos. En algún caso aparecen entre lavas y depósitos de arenas eólicas.

En el proyecto SPA/15 (*op. cit.*) se contabilizaron alrededor de 10 entre los primeros 500 m de cota, con una producción de 10-15 m<sup>3</sup>/día y contenidos en cloruros de 200 a 1.000 ppm. Los usos del agua suelen ser para tareas domésticas y ganado. Estos valores de producción de aguas deben considerarse hoy bastante reducidos y casi despreciables en cuanto al conjunto total de recursos explotados.

**Galerías.** Las únicas que existen en Lanzarote son las de Famara, teniendo casi todas ellas bajas producciones, e incluso algunas son ya improductivas, por quedar por encima de los niveles de saturación. A veces, sin embargo, sólo captan aguas de niveles colgados. En esta área, sin embargo, no existe ninguna, quedando todas un poco más al norte.

Durante la redacción del Proyecto SPA/15 (1975) se calcularon unos 10,5 l/seg o 907 m<sup>3</sup>/día de producción, viéndose reducidos a 4,6 l/seg o 400 m<sup>3</sup>/día en 1988. Los contenidos en sales de estas aguas son del orden de 4.500 ppm, según datos del Consorcio de Aguas aportados al Plan Hidrológico. Se trata, por tanto, de aguas de baja calidad, aptas solamente para usos industriales.

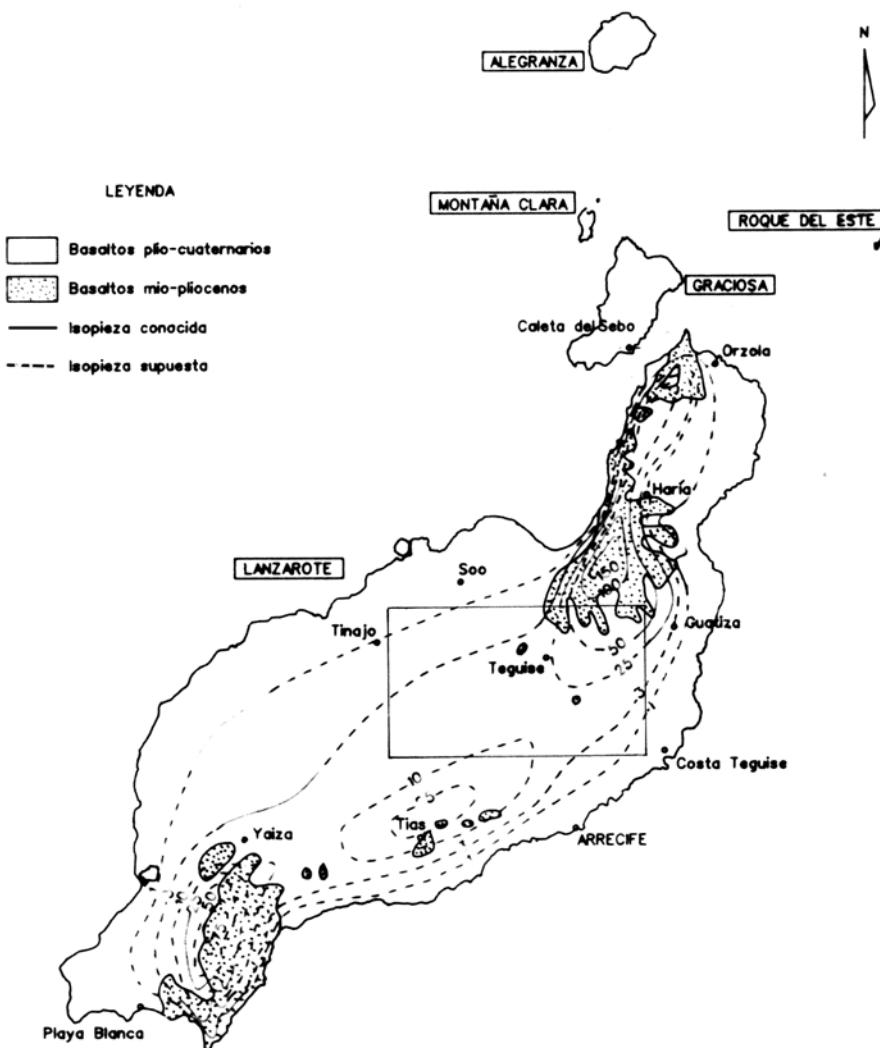


Fig. 7.3. Esquema piezométrico de la isla de Lanzarote.  
(Plan Hidrológico de Lanzarote, (1992)).

Actualmente la explotación de aguas subterráneas a partir de pozos y galerías en Lanzarote es muy reducida, encontrándose alrededor de 200.000 m<sup>3</sup>/año, según el Plan Hidrológico, frente a los 364.000 m<sup>3</sup>/año del año 1972 citados en el SPA/15.

### 7.3. PIEZOMETRÍA

En la Figura 7.3. se presenta el mapa piezométrico de la isla tomado del Plan Hidrológico, encuadrando el área de la hoja de Teguise. Es prácticamente igual al que ya fue elaborado en el SPA/15 (1975), y tal cual es incorporado también a los trabajos de ITGE (1989) e ITGE (1992). Al no existir datos más recientes, no es posible realizar un seguimiento de la evolución de los niveles piezométricos. Se observa que gran parte de las líneas isopiezas son supuestas, al carecer de suficientes puntos de control de agua a lo largo de su superficie.

En Famara, el mayor número de medidas en los pozos permite un mejor conocimiento de la superficie piezométrica. El gradiente en estos materiales más impermeables es elevado, principalmente hacia el este del macizo, aun cuando la recarga es baja. En este macizo, el nivel de saturación puede aparecer a mayor cota sobre el nivel del mar. Las posibilidades de explotación son algo mejores, si bien la mayoría de las posibles explotaciones está hoy en día paralizada e improductiva.

Por el contrario, en el resto de la hoja, cubierta por materiales cuaternarios, el gradiente piezométrico es menor y el agua se encuentra en cotas próximas al nivel del mar, desaconsejándose la explotación por evitar posibles intrusiones marinas.

### 7.4. CALIDAD DEL AGUA

Los datos analíticos sobre la calidad química del agua subterránea de la isla proceden también del Proyecto SPA/15 (1975) y así son recogidos en el Plan Hidrológico de 1992.

En general, en las aguas de Lanzarote existe una elevada cantidad de sales minerales, consecuencia principalmente de la aridez del clima y los aportes de sales solubles de las rocas por las que circulan. Según el SPA/15 (*op. cit.*), son aguas dominanteamente de tipo clorurado-sódicas, más o menos bicarbonatadas, y generalmente poco duras, pero con residuo seco elevado (entre 5.000 y 1.000 mg/l). Los elementos que contienen no son tóxicos pero su concentración supera los límites tolerables para agua potable. Desde el punto de vista para su utilización en agricultura, la calidad es también baja.

Existen en la isla problemas de salinización por intrusión de agua marina, principalmente a lo largo de la costa. Las causas son, entre otras, la elevada permeabilidad de los materiales basálticos cuaternarios y la fisuración generalizada en los de edad miopliocena de Famara.

Pero no sólo próximo al litoral, sino incluso también a distancias considerables hacia el interior, la salinidad aumenta notablemente en algunos pozos, pues a 1 km, según señala CUSTODIO (1988), el acuífero puede estar ocupado por agua marina, en zonas de escasa recarga. Según se expone en el Plan Hidrológico, la heterogeneidad de los materiales y el efecto de la marea podrían influir también en ello. El bombeo de agua subterránea a partir de pozos situados cerca del mar es por tanto una práctica desaconsejable, ya que favorece la penetración de masas de agua salada.

## 7.5. RECURSOS HIDRÁULICOS NO CONVENCIONALES

La disminución paulatina de los recursos hidráulicos del subsuelo insular y la creciente demanda de agua para diversas actividades ha hecho necesario el empleo de técnicas de desalación de agua marina y de tratamiento de las aguas residuales. Sin embargo, aunque en el primer caso esta práctica está extendida desde hace años, la reutilización de aguas residuales aún no está completamente desarrollada, si bien se avanza cada día más en ese sentido.

Actualmente, el agua obtenida a partir de plantas desalinizadoras representa la principal fuente de abastecimiento de agua potable en la isla. Existen varias plantas potabilizadoras de propiedad pública y algunas más están en proyecto. Los sistemas que emplean varían de unas a otras, siendo uno de los más comunes el de ósmosis inversa. En el área o municipio de Teguise existen tres,[ ITGE (1992)].

Según ITGE (1992), tomando datos del Plan Hidrológico del archipiélago canario (1986-1988), el total de agua desalinizada para el conjunto de la isla, fue de 4,4 hm<sup>3</sup>/año, cantidad que posteriormente ha aumentado a 6 hm<sup>3</sup>/año, según CUSTODIO *et al.* (1991).

Como resumen, en la Tabla 7.3, se indican, a modo comparativo, las producciones totales de los diversos recursos hidráulicos de la isla, según el SPA/15 (1975), MOPU (1985) y CUSTODIO *et al.* (1991) (estos últimos referidos a datos de 1989) e ITGE (1992).

De los datos contenidos en la citada tabla, se desprende el enorme incremento que tiene, con los años, la producción de agua desalinizada, como consecuencia de la creciente demanda para usos diversos. A la vista de los escasos recursos que aportan las aguas subterráneas y superficiales en el futuro, la demanda de agua en la isla parece satisfacerse con plantas desalinizadoras del agua marina.

**Tabla 7.3. Producción total de recursos hidráulicos en Lanzarote. (hm<sup>3</sup>/año)**

	SPA/15 (1975)	MOPU (1985)	ITGE (1992)	CUSTODIO <i>et al.</i> (1991)
Recursos superficiales	2,0	0,2		0,1
Recursos subterráneos	1,4	0,3		0,3
Aguas desalinizadas	0,9	1,8		6
Aguas reutilizadas			4,4	1
<b>Total</b>	<b>4,3</b>	<b>2,3</b>		<b>7,4</b>

## 8. GEOTECNIA

En este capítulo se consideran los diferentes materiales representados en la hoja según su comportamiento mecánico, con el objeto de realizar una aproximación a posibles problemas geotécnicos que puedan presentarse ante acciones constructivas o causas naturales. Con respecto a esto último, se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que puedan tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos cuantitativos de las propiedades resistentes de los terrenos, por lo que su estimación es sólo cualitativa. Se trata, por tanto, de un estudio orientativo, siendo necesario realizar estudios más detallados cuando haya que proyectar obras de cierta importancia. De manera orientativa ha servido para la redacción del capítulo el mapa geotécnico general de la isla, IGME (1976a).

### 8.1. ZONACION GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN.

Atendiendo a criterios de tipo geológico, en los que se recogen aspectos principalmente litológicos y de edades de los materiales, criterios hidrogeológicos y geomorfológicos, se ha dividido la superficie cartográfica en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez, estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos relativamente homogéneos frente a características geotécnicas determinadas.

En la hoja se han distinguido dos áreas y cinco zonas.

### 8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOTÉCNICAS DE LOS MATERIALES

#### Área $I_1$

Comprende enteramente los materiales de edad miocena y pliocena.

##### Zona $I_1$ . Coladas basálticas miocenas y pliocenas.

*Características litológicas y estructurales.* Se trata de coladas basálticas superpuestas unas a otras, formando apilamientos que alcanzan conjuntamente, en esta área, potencias de 300 m, con buzamientos suaves hacia el E. A veces se intercalan en las lavas niveles piroclásticos y almagres. La potencia de las unidades lávicas individuales es de 1-3 m, pero existen zonas donde el espesor puede llegar a 10 m. Las rocas son masivas y coherentes, con disyunción columnar en su parte interna. En otros casos, las coladas son delgadas, muy vesiculares y están bastante alteradas.

*Características geomorfológicas.* El apilamiento de estas coladas origina relieves de consideración, sobre todo en la zona NE de la hoja, donde se encuentran las partes meridionales del imponente escarpe de Famara.

*Características hidrogeológicas.* A grandes rasgos, estos materiales presentan un carácter semipermeable, que se va haciendo más impermeable hacia los tramos inferiores, donde están más alterados y compactados. Favorecen un drenaje aceptable y pueden contener niveles saturados colgados.

*Capacidad portante.* Presentan, en general, una elevada capacidad de carga, siendo los asientos previsibles bajos o despreciables. En las zonas alteradas, estos valores pueden verse reducidos.

*Facilidad de excavación.* Carecen absolutamente de ripabilidad, por lo que su excavación requiere emplear martillo hidráulico o explosivos. En algunas zonas los recubrimientos superficiales sobre ellos son del orden de 1 m.

*Estabilidad de taludes.* Generalmente muestran taludes elevados, próximos a la vertical y altamente estables. Pueden, sin embargo, producirse desprendimientos de bloques que quedan sueltos por el diaclasado. A veces, la presencia de materiales menos competentes intercalados, como piroclastos o sedimentos, pueden favorecer también desplomes y caídas al erosionarse más fácilmente.

#### Área II.

Comprende el resto de materiales aflorantes en el área, ya sean volcánicos o sedimentarios, pudiéndose diferenciar cinco zonas diferentes.

##### Zona II<sub>1</sub>. Coladas basálticas cuaternarias.

*Características litológicas y estructurales.* Son coladas basálticas que originan malpaíses o campos de lavas extensos. Tienen un carácter escoriáceo y caótico superficialmente, altamente vesicular y masivo, coherente y poco vesicular en el interior, donde desarrollan un diaclasado columnar vertical y espaciado. La potencia media de las coladas varía entre 1 y 4 m. Se disponen de manera subhorizontal, salvo cuando caen por los relieves miocenos en que alcanzan inclinaciones mayores.

*Características geomorfológicas.* Los malpaíses que forman estas lavas dan lugar a superficies subhorizontales, abruptas e irregulares, poco incididas todavía por barrancos.

*Características hidrogeológicas.* Generalmente son materiales bastante permeables por fisuración, mostrando un drenaje superficial moderado-bajo.

*Capacidad portante.* Tienen una capacidad de carga media-alta, como consecuencia de su naturaleza escoriácea superficial, pero pueden alcanzar también valores altos. Es necesario considerar la posibilidad de la existencia de cavidades subterráneas o tubos volcánicos en alguna zona, que pueden favorecer hundimientos importantes.

*Facilidad de excavación.* Su excavabilidad es muy baja, requiriéndose medios mecánicos de gran potencia, tales como martillo hidráulico o explosivos, para su movimiento.

*Estabilidad de taludes.* Los taludes naturales observados son bajos y presentan tendencia a la verticalidad, siendo, en general, estables. Pueden producirse, no obstante, desprendimientos ocasionales de bloques, al quedar individualizados por el diaclasado.

##### Zona II<sub>2</sub>. Depósitos piroclásticos cuaternarios.

*Características litológicas y estructurales.* Los depósitos piroclásticos son de composición basáltica, estando constituidos por materiales granulares, cuyos tamaños varían entre 2 y 64 mm, cuando son lapilli, y superiores, cuando son bloques, escorias y bombas, con granulometría media entre 10 y 70 cm. Forman depósitos relativamente sueltos, poco consolidados cuando son recientes. En los más antiguos pueden estar muy compactados y oxidados.

*Características geomorfológicas.* Las acumulaciones piroclásticas más características presentan formas cónicas o tronco-cónicas, a veces de gran altura y pendientes del orden de 20 a 35°.

*Características hidrogeológicas.* Suelen tener una elevada porosidad y un grado de permeabilidad importante, si bien, cuando están muy alterados este parámetro se ve considerablemente reducido.

*Capacidad portante.* Su capacidad portante puede variar entre media y baja, estando determinada por su heterogeneidad granulométrica, grado de consolidación, etc.

*Facilidad de excavación.* Constituyen habitualmente depósitos poco consolidados o sueltos, por lo que son ripables con facilidad. En algunos casos están más endurecidos y deben ser excavados con retroexcavadora y martillo.

*Estabilidad de taludes.* Los ángulos de reposo de las acumulaciones que forman edificios volcánicos varían entre 20 y 35°, mostrando generalmente, una buena estabilidad. Cortes próximos a la vertical, cuando el material está consolidado, se mantienen en condiciones estables, pero siempre próximas al límite.

*Zona II<sub>3</sub>. Depósitos de ladera (s.l.).*

*Características litológicas y estructurales.* Estos depósitos alcanzan gran desarrollo en los escarpes occidentales del macizo de Famara. Están formados por material detrítico, constituido por arenas y cantos o bloques de litología basáltica, que se distribuyen sin ordenación alguna, formando depósitos bastante caóticos. Los bloques alcanzan a veces tamaños de varios metros. Los espesores observados en algunos barrancos ponen de manifiesto acumulaciones de 2 a 4 m de espesor.

*Características geomorfológicas.* Al estar adosados a relieves muy pronunciados, sus inclinaciones son también altas, tendiendo a horizontalizarse en sus tramos distales.

*Características hidrogeológicas.* Tienen en general un carácter bastante permeable.

*Capacidad portante.* La capacidad de carga es baja, con asientos inadmisibles.

*Facilidad de excavación.* La ripabilidad es generalmente alta, dado el escaso grado de consolidación que tienen.

*Estabilidad de taludes.* La baja cementación o consolidación de estos depósitos afecta fundamentalmente a su estabilidad, casi siempre en equilibrio límite.

*Zona II<sub>1</sub>. Depósitos arenoso-arcillosos cuaternarios.*

*Características litológicas y estructurales.* Ocupan generalmente zonas planas deprimidas o endorreicas, alcanzando espesores visibles desde 1 a 3,5 m. Están compuestos por material arenoso y arcilloso de grano medio-fino, de carácter aluvial, a veces con algunos niveles de cantos, pero también resultan de alteraciones *in situ* de piroclastos y arenas.

*Características geomorfológicas.* La morfología en estos materiales es casi siempre plana y de escasa pendiente, excepto en las laderas de Guanapay. Suelen presentar en esa zona, fenómenos de acarcavamiento y piping.

*Características hidrogeológicas.* Presentan un carácter bastante impermeable, favoreciendo encharcamientos.

*Capacidad portante.* La capacidad portante baja siempre será un factor condicionante de las cargas de trabajo.

*Facilidad de excavación.* Al estar poco consolidados es fácil excavar en ellos y removilizarlos con una simple retroexcavadora.

*Estabilidad de taludes.* Los cortes observados en ellos son de escasa altura y revelan una cierta estabilidad ante cortes verticales, pero precaria con el tiempo.

*Zona II<sub>5</sub>.* Depósitos de arenas eólicas plio-cuaternarias.

*Características litológicas y estructurales.* Son arenas eólicas de color claro, constituidas por fragmentos calcáreos de caparazones marinos. El grado de consolidación varía según su edad, siendo mayor en los depósitos más antiguos. Las potencias observadas no suelen sobrepasar los dos-tres metros. La removilización de la arena por el viento origina depósitos sueltos, que constituyen recubrimientos delgados sobre las lavas.

*Características geomorfológicas.* Originan formas bastante aplanadas en los casos de depósitos más antiguos, encontrándose a veces, fosilizadas por lavas y piroclastos.

*Características hidrogeológicas.* Son materiales muy permeables.

*Capacidad portante.* Presentan una baja capacidad de carga, con asientos importantes.

*Facilidad de excavación.* Son fácilmente extraíbles mediante pala excavadora.

*Estabilidad de taludes.* Los taludes estables que admiten pueden alcanzar alturas de varios metros, incluso cuando están próximos a la vertical, si bien, la estabilidad es siempre precaria y el equilibrio se rompe fácilmente, originándose frecuentes desmoronamientos y caídas.

### 8.3. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a las poblaciones asentadas en ella. Desde el punto de vista de utilidad en cuanto a ordenación del territorio, se consideran los siguientes tipos de riesgos geológicos: riesgo volcánico, subsidencia del terreno e inestabilidad de laderas.

*Riesgo volcánico.* Esta zona está ocupada por una pequeña parte de las emisiones lávicas históricas del siglo XVIII, procedentes del área de Timanfaya. De repetirse una erupción de similares características en cuanto al tipo de lavas, composición, fluidez, etc., y en el mismo lugar, las lavas ocuparían una zona parecida a la del siglo XVIII. El efecto barrera ejercido por las alineaciones de edificios volcánicos ya existentes volvería a ser importante, limitando la caída masiva de las lavas hacia las zonas meridionales, que están densamente pobladas (Arrecife, Puerto del Carmen, etc.). La lluvia piroclástica de dispersión sí que puede alcanzar una amplia extensión, afectando a las zonas indicadas y a otras más. CARRACEDO *et al.* (1990) realizan una evaluación más extensa del riesgo volcánico en este sector, considerando varios escenarios posibles de erupciones similares a la de Timanfaya.

*Riesgo de subsidencia del terreno.* Es frecuente la presencia de túneles volcánicos y cavidades subterráneas bajo estos malpaíses recientes (son numerosos, por ejemplo, en la zona del Par-

que Nacional de Timanfaya). En esta área, cabe mencionar la Cueva de los Naturalistas, localizada bajos las lavas de Timanfaya, a pocas decenas de metros al este de la Montaña Juan Bello. Aunque no es un hecho habitual, hay que considerar la posibilidad de hundimientos a la hora de programar determinado tipo de cimentaciones.

*Riesgo de inestabilidad de laderas.* Se puede considerar un riesgo de baja incidencia, dada la buena estabilidad que presentan los relieves más elevados, como son los de Famara.

#### 8.4. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

Las características expuestas anteriormente permiten realizar una valoración geotécnica provisional de los materiales representados en la hoja, en cuanto a su idoneidad constructiva. En consecuencia, se han dividido todos los terrenos en tres grupos, designados con el calificativo más apropiado por sus condiciones constructivas desfavorables, aceptables y favorables.

##### **8.4.1. Terrenos con características constructivas desfavorables**

Se agrupan bajo este calificativo los depósitos de tipo arenoso-arcilloso y los depósitos de arenas eólicas (Zonas II<sub>3</sub>, II<sub>4</sub> y II<sub>5</sub>).

Los problemas que se presentan en ellos son de tipo geotécnico, debido a la limitación en las cargas de trabajo, ya que los asientos previsibles serán importantes. El factor geomorfológico no presenta limitaciones, sin embargo, dada la naturaleza permeable en los depósitos eólicos, es posible que puedan presentar algún problema. En los de carácter arenoso-arcilloso son frecuentes los encharcamientos y los problemas de drenaje.

##### **8.4.2. Terrenos con características constructivas aceptables**

Se pueden considerar como aceptables en cuanto a características constructivas los terrenos formados por las coladas basálticas y los depósitos piroclásticos cuaternarios (Zonas II<sub>1</sub> y II<sub>2</sub>).

La capacidad portante de estos materiales varía entre media y alta, o media-baja, en los piroclastos, adaptándose relativamente bien a los condicionantes constructivos. Igualmente, la estabilidad de posibles taludes elevados y pronunciados es suficiente, aunque algo inferior en los depósitos piroclásticos. La caída de bloques de lava será en general un hecho ocasional y en los casos menos favorables. El factor geomorfológico no será un hecho que imponga grandes restricciones, salvo en casos de gran pendiente, como ocurre en los edificios volcánicos. El drenaje y la escorrentía será generalmente alto.

##### **8.4.3. Terrenos con características constructivas favorables**

Se incluyen aquí los materiales de la Zona I<sub>1</sub>, es decir, las coladas basálticas miocenas.

Las condiciones constructivas están favorecidas por la alta capacidad de carga y estabilidad. Los asientos son despreciables. El factor geomorfológico en esta zona es restrictivo en la parte oriental, donde comienzan los Riscos de Famara, donde, además pueden ocurrir, ocasionalmente, alguna caída de bloques. El drenaje superficial es también aceptable. Ante obras subterráneas puede haber problemas de infiltración e intersección de niveles saturados colgados.

En la Tabla 8.1 se incluye un resumen de las características geotécnicas de los materiales representados en la hoja, así como de los riesgos geológicos considerados.

**Tabla 8.1. Resumen de las características geotécnicas y riesgos geológicos en la zona.**

Área	Zona	Unidad cartográfica	Litología Estructura	Hidrogeología	Características geotécnicas	Características constructivas	Riesgos geológicos
I	1	Coladas basálticas miocenas	Apilamiento de coladas subhorizontales, con suave buzamiento hacia el SE. Morfología abrupta e irregular	Permeabilidad media-baja por fisuración, disminuye con la profundidad	CP = Alta FE = Muy baja ET = Alta	Favorables	
II	1	Coladas basálticas cuaternarias	Extensos campos de lava (malpaíses) de morfología suave pero abrupta	Permeabilidad alta-elevada por fisuración	CP = Media-alta FE = Muy baja ET = Alta	Favorables	V = Medio ST = Posible en malpaíses IL = Baja
	2	Depósitos piroclásticos cuaternarios	Depósitos granulares relativamente sueltos, a veces consolidados	Permeabilidad media alta, que disminuye con la alteración	CP = Media-baja FE = Alta-baja, según consolidación ET = Precaria	Aceptables	
	3	Depósitos de ladera	Depósitos granulares heterométricos con matriz arenosa, poco consolidados	Permeabilidad alta	CP = Baja FE = Alta ET = Baja	Desfavorables	
	4	Depósitos arenoso-arcillosos cuaternarios	Depósitos terrosos-granulares	Permeabilidad baja-muy baja. Encharcamientos; drenaje escaso	CP = Baja FE = Alta ET = Baja	Desfavorables	
	5	Depósitos de arenas eólicas cuaternarias	Arenas biotítricas poco consolidadas, horizontales	Permeabilidad alta	CP = Baja FE = Alta ET = Baja	Desfavorables	

CP = Capacidad portante; FE = Facilidad de excavación; ET = Estabilidad de taludes; V = Riesgo volcánico; ST = Subsistencia del terreno; IL = Inestabilidad de laderas.

## 9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico limitado por esta hoja no existen yacimientos minerales de interés económico. Se explotan o se han explotado, sin embargo, materiales rocosos para su utilización como áridos en la industria de la construcción y obras públicas.

Las principales explotaciones en la hoja son de piroclastos y arenas eólicas, si bien en muchas de ellas la actividad, solamente temporal.

El primer estudio realizado en la isla sobre la explotación y usos de este tipo de materiales es el mapa de rocas Industriales a escala 1:200.000 realizado por IGME (1976b), en el que hacen un inventario de los yacimientos existentes, señalan su estado operativo y hacen una valoración de los mismos. Posteriormente, el mismo organismo [IGME (1986)], considerando que las principales explotaciones en la isla y las que más impacto visual causan son las de piroclastos (pi-

cón), ha llevado a cabo un estudio que establece las bases para la ordenación minera y ambiental de dichos materiales en esta y otras islas del archipiélago.

#### *Materiales piroclásticos (picón)*

Las explotaciones de picón en esta área se localizan fundamentalmente en los edificios piroclásticos, los cuales en su mayoría han sido objeto en algún momento de extracción de este material. Actualmente los únicos frentes en actividad continua se ubican en el edificio Lomo Camacho, cerca de Mozaga. Aunque actualmente esta actividad está bastante controlada, de manera ocasional se producen pequeñas extracciones en diversos edificios para obras de escasa envergadura. Precisamente, el principal objetivo del estudio de IGME (1986) es la selección de los edificios o depósitos piroclásticos más idóneos para su explotación, de tal manera que el impacto ambiental producido por este tipo de actividad quede reducido lo más posible, al mismo tiempo que se asegure el abastecimiento a los sectores consumidores.

El material es de carácter granular, poco denso, vesicular y composición basáltica, mostrando una coloración negra cuando están frescos y rojiza cuando el grado de oxidación es alto. A menudo están sueltos, pero pueden estar también apelmazados o consolidados. La granulometría de los depósitos varía entre pocos milímetros hasta 10-12 cm, si bien dentro de ellos aparecen fragmentos (escorias y bombas) que pueden tener mayores dimensiones. Los tamaños más solicitados son los de 3-4 mm, necesitándose machacarlos cuando son mayores o el depósito está compactado.

La extracción del picón es relativamente fácil, al encontrarse el material suelto (altamente ripable) o poco compactado. Con una pala cargadora se extrae del frente y se carga directamente en un camión, que lo transporta a los centros de consumo. En ocasiones, dependiendo de la granulometría, se hace necesario una molienda y tamizado previo. El número de operarios en las canteras no suele ser mayor de dos o tres.

La utilización principal de este material es como áridos ligeros (tamaños finos) y material de relleno (tamaños gruesos). En la isla se emplean con frecuencia también para labores agrícolas, principalmente los tamaños pequeños (lapilli), cubriendo los campos de cultivo con una capa para preservarlos de una evaporación intensa. En ornamentación de parques y jardines tienen asimismo un uso importante, independientemente de que estén oxidados (color rojizo) o no. En la construcción se les utiliza para prefabricados (bloques), no siendo recomendable su empleo, por el contrario, en estructuras armadas. En carreteras se utiliza como base para el asfalto, para caminos, etc.

#### *Arenas eólicas (jable)*

Estos depósitos ocupan una amplia extensión en la zona cartografiada y en numerosos puntos han sido objeto de explotación, a menudo de manera incontrolada, lo que ha ocasionado una gran dispersión de los huecos ocasionados, con la consiguiente degradación paisajística.

Las explotaciones son siempre de escasa entidad y la actividad es casi siempre intermitente o esporádica, según la demanda que haya de este material en un momento determinado. Son arenas de granulometría fina, entre 0,1 y 0,5 mm, color claro-dorado y escasamente cimentadas, salvo en los depósitos más antiguos (pliocenos). Su explotabilidad es buena, siendo ex-

traíbles mediante una pala mecánica que las introduce en camiones para ser transportadas a los centros consumidores.

El empleo más habitual de estos materiales es en fabricación de cemento y en general como árido de construcción, mezclas, prefabricados, etc.

#### *Depósitos areno-arcillosos*

Se han explotado en la zona de Tiagua para usarlo como correctivos agrícolas.

Son depósitos relativamente poco consolidados y poco cohesivos, de naturaleza predominantemente arcillosa, con un contenido en arcilla del 30%, [IGME (1976b)] y el resto arena (24%), limos (26-39%). La arcilla es de baja cristalinidad, predominando illita y montmorillonita. Otros minerales son goethita, hematites, geles de hierro, cuarzo, etc.

## **10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO**

El patrimonio geológico de un país es un recurso natural, igual o tan importante como cualquier otro elemento cultural, ya que proporciona una información básica de la historia de la Tierra y de la vida que en ella se ha desarrollado. Además, es el medio natural donde el hombre realiza su actividad y por ello debe cuidarlo. En este sentido, un punto de interés geológico (PIG) se puede definir como un recurso no renovable en donde se reconocen características de gran interés para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde épocas lejanas. Su deterioro o desaparición supone un daño irreparable al patrimonio de la humanidad, por lo que es necesario preservarlo para las generaciones venideras y actuales.

Desde 1978, el Instituto Geológico Geominero de España (IGME) viene realizando de manera sistemática un inventario nacional de los PIG que por sus especiales valores intrínsecos sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos, turísticos, etc. Los PIG quedan pues definidos por su contenido, posible utilización y su influencia.

En la hoja de Teguise se han seleccionado dos PIG cuya singularidad, es decir, contenido, calidad de afloramiento, etc., les hace merecedor de protección y consideración. Los criterios empleados para su selección son los establecidos en la metodología desarrollada por el IGME.

### **10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DE LOS PIG**

A continuación se hace una breve descripción de los PIG seleccionados, indicando su contenido, posible utilización y su nivel de significado.

*Tubo volcánico de la Cueva de los Naturalistas.* Se ha formado en las coladas basálticas históricas de las erupciones de Timanfaya, encontrándose localizado a escasos metros al este de la Montaña de Juan Bello, en el lugar conocido por Volcán de Mazdache, a unos 10-12 m bajo la superficie. Tiene un recorrido de unos 1.640 m y una orientación prácticamente norte-sur. Está constituido por una galería principal y otras menores. Próximo a él, a lo largo del ramal de coladas históricas que se extiende hacia el este, se observan numerosos hundimientos y huecos que pueden corresponder a segmentos de un sistema de galerías subterráneas, a los que per-

tenece la Cueva de los Naturalistas. Fue ya mencionado por HERNÁNDEZ-PACHECO (1909) y estudiado por MACAU (1965) y últimamente por MARTÍN y DÍAZ (1985).

Recientemente, ha sido declarado Monumento Natural (L-6) por la nueva Ley de Espacios Naturales de Canarias (Ley 12/1994), BOC (n.º 157, 24/12/94). Del anexo cartográfico de esta ley se ha obtenido la traza del tubo que se indica en el mapa geológico.

Por su contenido, este PIG tiene interés volcanológico y geomorfológico, permitiendo el estudio de este tipo de formaciones volcánicas. Tiene además interés científico y didáctico. Aunque existen en la isla otros tubos con mejor desarrollo que éste, se le puede calificar por su influencia como de interés local y regional.

*Campo de arenas eólicas de Tiagua.* Constituye una extensa superficie que se extiende hacia el norte, más allá de los límites de la hoja. Representa una formación de acumulaciones de arenas, donde se pueden apreciar sucesivas etapas de eolianización, indicativas de clima árido-desértico habidas en la isla desde el Plioceno hasta la actualidad, interrumpidas por períodos más húmedos y de desarrollo de vegetación. Paralelamente a su formación se emitían materiales volcánicos que iban quedando interestratificados en dichos depósitos, estableciéndose así una interrelación muy interesante entre los procesos volcánicos constructivos y procesos deposicionales litorales en la evolución de una isla oceánica.

Por su contenido, el interés de este PIG puede considerarse desde el punto de vista geomorfológico por las connotaciones paleogeográficas y bioclimáticas que de él pueden obtenerse. Igualmente destaca su alto interés científico, didáctico y turístico, a pesar de cierto grado de degradación que ya tiene. En cuanto a su influencia, su interés abarca el ámbito local y regional.

## 11. BIBLIOGRAFÍA

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D. y GAST, P. W. (1971): "Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.*, 271, pp. 490-521.

BOC n.º57 (24/12/94). "Ley 12/1994 de 19 diciembre, de Espacios Naturales de Canarias".

CABILDO INSULAR DE LANZAROTE y GOBIERNO DE CANARIAS (1992): *Plan hidrológico insular de Lanzarote*. Cabildo Insular de Lanzarote Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Aguas del Gobierno de Canarias.

CARRACEDO, J. C. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1991): *Lanzarote. La erupción volcánica de 1730*. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote, 183 p. Incluye mapa geológico a E. 1:25.000 de la erupción y mapa de itinerarios.

CARRACEDO, J. C. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1993): "Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Isla Canarias)". *Rev. Acad. Canar. Ciencias*, 5, (4), pp. 25-58.

CARRACEDO, J. C. y SOLER, V. (1992): Significado de la presencia de excusiónes paleomagnéticas encontradas en las series antiguas de Lanzarote, en la edad de las Islas Canarias". III Congreso Geológico de España, Salamanca, Tomo I, pp. 424-431.

COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNÁN, F.; FUSTER, J. M.<sup>a</sup>; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDRERO, A. (1992): " Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands, based on new K-Ar Data ". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 53, pp. 251-274.

CUSTODIO, E. (1988): "Nota sobre la intrusión marina en las Islas Canarias". *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros, TIAC-88*, Almuñécar, ETSIM-IGME, Madrid, Tomo III, pp. 593-603.

CUSTODIO, E.; JIMENA, J.; NUÑEZ, J. A.; PUGA, L. y BRAJOS, J. (1991): "Canary Islands". En: *Hidrology and Water Resources of Small Islands: a Practical Guide*. Ed. A. Falkland. UNESCO, pp. 339-355.

FUSTER, J. M.<sup>a</sup>; FERNÁNDEZ, S. y SAGREDO, J. (1968): "Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 117 pp. (Incluye mapa geológico a escala 1:100.000 publicado por IGME, 1968).

HARTUNG, G. (1857). "Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr, allgem. Schrv. Gessells. f. d. gesamm. Naturwiss*. Zürich 15/4, 168 págs.

HAUSEN, H. (1958). "On the Geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipelago)". *Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys. Math.*, vol. 23, núm. 4, 116 págs.

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1909): *Estudio geológico de Lanzarote y de Las Isletas Canarias*. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo VI, Mem. 4, 331 págs.

IBARROLA, E.; CANTAGREL, J. M.; FUSTER, J. M.<sup>a</sup>; COELLO, J. y JAMOND, E. (1988): Geocronología de las series volcánicas neógenas de Lanzarote, Islas Canarias. II Congreso Geológico de España, Granada, Tomo Simp. de volcanismo, pp. 345-348.

IGME (1976a): Mapa Geotécnico General, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*.

IGME (1976b): Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Hoja y Memoria N° 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*.

IGME (1986): *Bases para la ordenación minera y ambiental de la extracción de picón en las islas canarias, (Tenerife, Lanzarote y Gran Canaria)*, 51 pp. (Incluye tres planos de situación).

IGME-CSIC (1967a): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1<sup>a</sup> edición. Hoja y Memoria N° 1.079-1.080. *Aleganza* . Lanzarote.

IGME-CSIC (1967b): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1<sup>a</sup> edición. Hoja y Memoria N° 1.081. *Montaña Clara*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967c): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1<sup>a</sup> edición. Hoja y Memoria N° 1.082. *Graciosa*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967d): Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1<sup>a</sup> edición. Hoja y Memoria N° 1.083. *Teguise*. Lanzarote.

IGME-CSIC (1967e): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª edición. Hoja y Memoria Nº 1.084. *Haría*". Lanzarote.

IGME-CSIC (1967f): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª edición. Hoja y Memoria Nº 1.087. *Punta Pechiguera*". Lanzarote.

IGME-CSIC (1967g): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª edición. Hoja y Memoria Nº 1.088. *Arrecife*". Lanzarote.

IGME-CSIC (1967h): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª edición. Hoja y Memoria Nº 1.089. *El Charco*". Lanzarote.

ITGE (1989): "Las aguas subterráneas en España. Estudio de síntesis". 603 pp. Islas Canarias, cap. XVII, pp. 503-528.

ITGE (1992): "Definición de unidades hidrogeológicas en los sistemas acuíferos, 82, 83, 84 y 87 de las Islas Canarias". *Documento Nº 36534. Servicio Documentación*.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISENA, y ZANETTIN, B. (1986): "A Chemical clasification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram". *Jour. Petrol*, 27, Part 3, pp. 745-750.

MAC-21 (1976): "Proyecto de planificación de la explotación y uso racional de los recursos de agua en las Islas Canarias". *Com. Interministerial de las actuaciones del Estado en materia de aguas de las Islas Canarias*.

MACAU, F. (1965): "Tubos volcánicos en Lanzarote: Cueva de los Verdes". *An. Est. Atlánticos*, 11, pp. 437-463.

MARINONI, L. B. y PASQUARÉ, G. (1994): "Tectonic evolution of the emergent parte of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239, pp. 111-135.

MARTÍN, J. L. y DÍAZ, M. (1985): "El tubo volcánico de los Naturalistas (Lanzarote, Islas Canarias)". *Lapiaz*, 13, pp. 51-53.

MARZOL, M. V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, nº 130, (S. Investigación, 32), 220 pp.

ROMERO, C. (1987): "Comentario al mapa geomorfológico de la isla de Lanzarote". *Rev. Geogr. Canaria*, 2, pp. 151-172.

ROMERO, C. (1991a): "La erupción de Timanfaya (Lanzarote, 1730-1736). Análisis documental y estudio geomorfológico". Univ. La Laguna, Secret. Publicaciones, Serie *Informes*, 30, 136 p.

ROMERO, C. (1991b): *Las manifestaciones volcánicas históricas del archipiélago canario*. Consejería de Política Territorial, Gobierno de Canarias, Tomo I, 695 p. y Tomo II, 768 p.

SAGREDO, J. (1969): *Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura*. Tesis Doctoral, FFCC Geológicas, UCM.

SIGMARSSON, O, CONDOMINES, M. E. e IBARROLA, E. (1992): " $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  radioactive disequilibrium in historic lavas from the Canary Islands and genetic implications". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 54, 1-2, pp. 145-156.

SOCORRO, S. (1989): "La Cueva de los Naturalistas (Lanzarote, Islas Canarias): un tubo en un lago de lava". (Abstract). En *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dic, 1989*, pp. 190-192.

SPA/69/515. (1975): "Estudio científico de los Recursos de Agua en las Islas Canarias". *Ministerio de Obras Públicas-UNESCO, Madrid*, Tomo I: Generalidades, resumen y conclusiones; Tomo II: Gran Canaria, Fuerteventura y Lanzarote; Tomo III: Tenerife, La Gomera, La Palma y El Hierro; + 2 vols. de figuras.

WATKINS, N.; RICHARDSON, A. y MASON, R. (1966): "Paleomagnetism of Macaronesian Insular Region: the Canary Islands". *Earth Planet, Sci. Lett.*, 1. pp. 225-231.



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA