



Instituto Geológico y
Minero de España

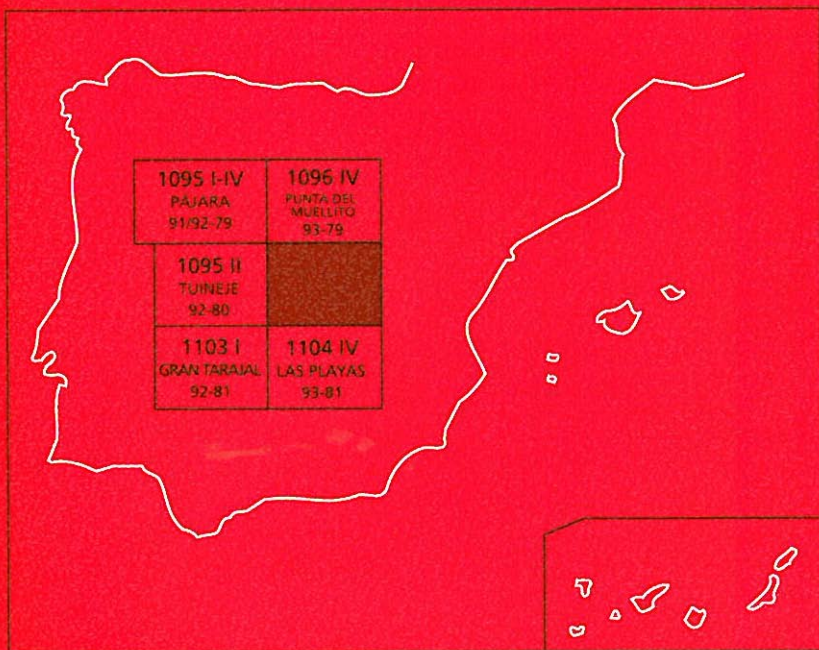
1096 III

93-80

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

POZO NEGRO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

POZO NEGRO

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: 40504-012-8
ISBN: 84-7840-512-7
Depósito legal: M-3972-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, Pozo Nesgro, 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.

— Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN,S. A.). Lic. C. Geológicas.

Colaboradores:

— Ancochea, E. (Dpto. Petrología y Geoquímica UCM). Dr. C. Geológicas. Asesoría cartográfica general.

— Vidal, J. R. (V. La Coruña). 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.

— Ruiz García, M.^a T. (GEOPRIN,S. A.). Lic. C. Geológicas.

Colaboradores:

— Brändle, J. L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid) Dr. C. Geológicas. Geoquímica.

— Meco, J. (U. Las Palmas). Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.

— Vidal, J. R. (U. La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.

— Rolandi Sánchez-Solís, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

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.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	13
2.1.1. Fase miocena	13
2.1.1.1. Tramo inferior	14
2.1.1.1.1. Diques y coladas basálticas(1 y 3)	14
2.1.1.1.2. Conos de tefra basálticos(4)	15
2.1.1.1.3. Coladas traquíticas(5)	16
2.1.1.1.4. Intrusiones y diques traquíticos(2 y 6)	16
2.1.1.1.5. Brechas líticas tipo Ampuyenta(8)	17
2.1.1.1.6. Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados)(9)	17
2.1.1.2. Tramo medio	18
2.1.1.2.1. Intrusiones básicas(7)	18
2.1.1.2.2. Diques y coladas basálticas olivínicas, olivínico piroxénicas y traquibasálticas (10)	19
2.1.1.3. Tramo superior	20
2.1.1.3.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas (11)	20
2.1.1.4. Episodios tardíos	20
2.1.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (12)	20
2.1.2. Formaciones sedimentarias plio-pleistocenas	21
2.1.2.1. Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados) (13)	21
2.1.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas	21
2.1.3.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (entre +1 y 2 m) (14)	21
2.1.3.2. Arenas eólicas consolidadas (15)	22
2.1.3.3. Coluviones encalichados (16)	23
2.1.3.4. Depósitos de caliche (17)	23
2.1.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes	24
2.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra (18 y 19)	24

2.2.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	29
2.2.1.	Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5 y 1 m) (20)	29
2.2.2.	Arenas eólicas sueltas (21)	30
2.2.3.	Depósitos arenoso-arcillosos (22)	30
2.2.4.	Coluviones (23)	30
2.2.5.	Conos de deyección (24)	30
2.2.6.	Depósitos de barranco (25)	31
2.2.7.	Playas de arenas y cantos (26)	31
3.	TECTÓNICA	32
4.	GEOMORFOLOGÍA	36
4.1.	LOS MATERIALES	36
4.2.	FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	36
4.3.	PRINCIPALES TIPOS DE FORMAS DIFERENCIABLES	37
4.3.1.	Formas endógenas	37
4.3.2.	Formas residuales	38
4.3.3.	Formas fluvio-torrencales (valles o barrancos)	38
4.3.4.	Formas endorreicas	38
4.3.5.	Formas marinas	38
4.4.	TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO	39
5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	39
5.1.	FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	40
5.1.1.	Fase miocena. Petrología	40
5.1.1.1.	Tipos petrográficos en las coladas y piroclastos. (4, 5, 10, 11 y 12)	40
5.1.1.2.	Tramo inferior. (4)	47
5.1.1.2.1.	Diques basálticos (1)	47
5.1.1.2.2.	Intrusiones, diques y coladas traquíticas (2, 5 y 6)	48
5.1.1.2.3.	Brechas líticas tipo Ampuyenta (8)	50
5.1.1.3.	Tramo medio (10)	50
5.1.1.4.	Tramo superior (11)	50
5.1.1.5.	Episodios tardíos (12)	50
5.1.2.	Fase miocena. Geoquímica	50
5.1.3.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología	51
5.1.3.1.	Coladas y piroclastos basálticos olivínicos (18 y 19)	51
5.1.4.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica	54
5.2.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES. PETROLOGÍA	54
5.2.1.	Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre + 0,5 y 1 m) (20)	54

6. HISTORIA GEOLOGÍCA	54
7. HIDROGEOLOGÍA	56
7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	57
7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGÍCAS: NIVELES ACUÍFEROS	60
7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior	61
7.2.2. Nivel acuífero superior	62
7.3. PIEZOMETRÍA	62
8. GEOTECNIA	63
8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA. CRITERIOS DE DIVISIÓN	63
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	63
8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	66
8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	67
8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	68
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	68
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables	68
8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables	68
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	69
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	70
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	71
11. BIBLIOGRAFÍA	71

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La presente cartografía y memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000 corresponde a la hoja POZO NEGRO (n.º1096-III, 93-80 del MTN), localizada en un sector meridional y oriental de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

La hoja está limitada al norte y sur por las hojas geológicas de Punta del Muellito y Las Playas, respectivamente, mientras que al oeste se encuentra la hoja de Tuineje. La línea de costa es su límite oriental.

El área cartografiada forma parte de una unidad geográfica mucho más amplia que los límites de la hoja, donde la variedad litológica en la que se articula el relieve es relativamente monótona y enteramente de constitución volcánica. Geológicamente está enclavada en una parte del ya muy erosionado edificio estratovolcánico central de Fuerteventura (denominado edificio Gran Tarajal), de edad miocena. Mayoritariamente, está constituida por apilamientos de materiales lávicos de composición basáltica que buzan suavemente hacia la costa, entre los que aparecen discordancias erosivas que separan diferentes tramos o episodios temporales en la construcción y evolución del edificio mioceno.

La última actividad volcánica acaecida en la hoja tuvo lugar en el Holoceno tardío. Está representada por un grupo de pequeños volcanes basálticos, alineados a lo largo de una fisura eruptiva, cuyas emisiones lávicas alcanzan considerable desarrollo y dejan extensos campos de lava o malpaisés, aún bien conservados. El resto de materiales que afloran son depósitos detríticos pliocenos y cuaternarios, de origen diverso.

En el relieve pueden establecerse dos zonas claramente diferenciadas. Una zona más abrupta, definida por grandes y amplios valles longitudinales, transversales al eje central de la isla, que se encadenan casi paralelamente con otros que, de manera ininterrumpida, se repiten desde áreas más septentrionales hasta el istmo de la península de Jandía. Son valles muy amplios, de perfil en "U", con paredes muy suavizadas por el enorme desarrollo de los depósitos detríticos de sus vertientes y con cauces de fondo plano y pendientes que disminuyen hasta la costa de manera casi imperceptible. Los principales valles son el de Pozo Negro, la Cueva, Jacomar y Gran Valle, quedando entre ellos otros de orden inferior.

Las divisorias son elevaciones alargadas y estrechas, denominadas localmente "cuchillos", constituidos por los apilamientos de lavas miocenas. En ellas se alcanzan las mayores alturas de la hoja, con la principal en el pico Vigán (462 m) y otras como el Tablero del Saladillo

(361 m), volcán de Jacomar (435 m), etc. En la costa suelen acabar cortados verticalmente, con acantilados pronunciados.

La otra zona diferencial del relieve comienza a partir de las cabeceras de los "cuchillos" hacia el interior, donde se abre una extensa llanura subhorizontal, incidida por barrancos poco profundos, que enlaza con el valle central de la isla. En esta área, su continuidad queda interrumpida por los volcanes cuaternarios, algunas de cuyas emisiones se canalizan por valles tallados en el relieve mioceno. Uno de estos volcanes, el de Jacomar, surgió sobre uno de esos "cuchillos", y sus coladas, cuando llegaron al mar, se abrieron en abanico, creando una plataforma llana, que da lugar a morfologías avanzadas en la costa.

La red hidrográfica está definida por los valles mencionados como cauces principales y por otros barrancos inferiores, con barranqueras y regatos tributarios, más jerarquizados y de escaso recorrido, que drenan los materiales miocenos. En los malpaíses cuaternarios, la red de drenaje está mucho menos desarrollada y en parte viene dada por depresiones que siguen paralelamente a las coladas.

El clima de la zona es cálido-seco, con temperaturas medias del orden de 18-22°C y a menudo, fuerte insolación, siendo las precipitaciones escasas e irregulares. Un rasgo significativo, al igual que en el resto de la isla, es la casi constancia de los vientos de componente N y NE a lo largo de gran parte del año, a veces con intensidades fuertes.

Las condiciones climáticas y la ausencia de suelo edáfico importante condicionan el desarrollo de una vegetación abundante. En general, esta es baja, de carácter herbáceo y arbustivo, con predominio de tipos xerofíticos, destacando entre ellos las aulagas, tabaibas y matos. En los malpaíses recientes es aún más escasa la vegetación presente, siendo frecuentes los líquenes que colonizan las rocas.

Los únicos lugares habitados son Pozo Negro, en la desembocadura del valle, Tenicosquey y el área de Teguital, con escaso número de casas aisladas. La única vía de comunicación asfaltada es la carretera Puerto del Rosario-Pozo Negro, siendo el resto pistas de tierra bien transitables, que desde la zona central de la hoja se distribuyen hacia los valles principales. Actualmente está en construcción una variante de la carretera Puerto del Rosario-Morro Jable, cuya traza en esta hoja es una línea recta entre Rosa de Pozo Negro y las cercanías de Teguital. Atraviesa de una manera brutal el malpaís cuaternario seccionando su superficie. Como es habitual, esta carretera servirá de vía de penetración de la acción humana, lo que supondrá una mayor degradación de las coladas.

Es un área de gran belleza paisajística, definida por esos amplios y solitarios valles desprovistos de vegetación, cuchillos elevados y descarnados y malpaíses de lavas, extensos y estériles, incluso extraños y silenciosos. La escasez de población y carreteras contribuyen aún más a caracterizar esta zona como una de las más hermosas y apacibles de Fuerteventura.

1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las referencias a los aspectos geológicos de esta zona se encuentran casi siempre en trabajos más amplios, que abarcan el estudio completo de la geología insular o de determinados temas

de ésta. Su consulta es de gran utilidad y sirve de punto de partida para acometer trabajos posteriores.

Dentro de los trabajos más importantes y ya clásicos, destaca la monografía sobre la geología de Fuerteventura, de FUSTER *et al.* (1968), quienes realizan un estudio completo de campo, interpretando las distintas unidades volcanoestrati-gráficas presentes. Completan el estudio con un amplio muestreo petrográfico de estas unidades y con un buen número de análisis químicos, sintetizando sus conclusiones finales en un mapa geológico a escala 1:100.000 [AGOSTINI *et al.* (1968)].

Del mismo tipo, pero un poco más antiguo, es el trabajo de HAUSEN (1958), quien también hace un estudio exhaustivo de la geología de esta isla, aportando numerosas observaciones de campo, datos petrográficos y de análisis químicos y un mapa a escala 1:300.000. Aunque ya fue revisado e incorporado al trabajo anterior, su lectura resulta siempre amena, interesante y provechosa, pues permite retomar antiguas ideas y en algunos casos volver a plantearlas, a la luz de los nuevos datos obtenidos durante la realización de la presente cartografía.

El documento cartográfico más detallado sobre esta región es la hoja geológica a escala 1:50.000, Tuineje [IGME-CSIC (1967)], que ha sido empleada como base en la realización de ésta.

Concretándose en temas específicos de la zona, destacan otros trabajos como el de CENDREIRO (1966), quien estudió desde el punto de vista volcanológico, petrológico y geoquímico el volcanismo cuaternario de la isla, bien representado en esta hoja.

PETIT-MAIRE *et al.* (1986) estudian las formaciones dunares de la desembocadura del Valle de Pozo Negro y de otras zonas de la isla, datando por C-14 algunos niveles de la malacofauna presente en ellas. Obtienen, asimismo, algunos datos paleobioclimáticos del Pleistoceno superior y el Holoceno, que relacionan con otras islas orientales del archipiélago y el sector del Atlántico donde están enclavadas. A lo largo de la costa aparecen diferentes depósitos marinos fosilíferos de edad cuaternaria, caracterizados desde el punto de vista bioestratigráfico y paleontológico por MECO *et al.* (1987).

Los afloramientos de rocas traquíticas, representados en la hoja, principalmente por la intrusión de Morros de Pozo Negro, son estudiados por CUBAS *et al.* (1988-1989) en un trabajo más amplio sobre los domos sálicos de la isla.

Más recientemente, ANCOCHEA *et al.* (1991) publican un breve trabajo sobre las características generales del edificio volcánico mioceno central de Fuerteventura, parte del cual se halla representado en la hoja.

Las dataciones radiométricas existentes [RONA y NALWALK (1970), ADBEL NOMEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), FERAUD *et al.* (1985) y más recientemente, CASQUET *et al.* (1989), IBARROLA *et al.* (1989), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992)], así como las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT-MAIRE (1989), permiten establecer, con cierta precisión, los criterios cronoestratigráficos de las diferentes unidades volcánicas de la isla. Para este proyecto se han realizado nuevas dataciones K/Ar que completan las zonas sin este

tipo de información. No obstante, estos datos absolutos deben ser cotejados con las observaciones de campo para una mejor optimización de dicha información.

2. ESTRATIGRAFÍA

La historia geológica de Fuerteventura se remonta desde tiempos mesozoicos (sedimentos de fondo oceánico) hasta las últimas emisiones volcánicas cuaternarias. La isla presenta dos dominios geológicos claramente individualizados, el Complejo Basal y el volcanismo subaéreo post Complejo Basal (Dominio subaéreo), con evoluciones distintas y, en cierta medida, con transiciones graduales entre ambos. El primero constituye la parte oeste de la isla y está compuesto por una secuencia de sedimentos cretácicos, rocas volcánicas submarinas (en facies de esquistos verdes), rocas plutónicas y una intensa inyección filoniana.

Desde los 80 m.a. (Cretácico superior) hasta los 20 m.a. (Mioceno inferior) se van sucediendo estos eventos. El Dominio subaéreo se extiende por la parte norte, este y sur de la isla (Jandía), siendo su período de emisión desde los 23 m.a. (Mioceno inferior) hasta el Holoceno. Estos eventos han ido ganando terreno al mar, agrandando el perímetro costero hasta los límites actuales.

El primer autor que definió una seriación temporal en las unidades geológicas de Fuerteventura fue HARTUNG (1857). Los autores posteriores, como FINCK (1908), FERNANDEZ NAVARRO (1926), BOURCART y JEREMINE (1938), HAUSEN (1958), BLUMENTHAL (1961) y ROTHE (1966), se han ido basando en él para ir actualizando y precisando la estratigrafía general de la isla. Más recientemente, FUSTER *et al.* (1968) culminan un estudio cartográfico y petrológico de Fuerteventura, en el que establecen una nueva estratigrafía general que ha permanecido válida hasta épocas próximas.

Para establecer la estratigrafía general de la isla en este proyecto se han utilizado diversos criterios, tales como criterios de campo (estratigrafías relativas, discordancias, grado de conservación de los edificios, etc.), criterios geocronológicos y criterios petrológico-geoquímicos. De todos ellos, los datos geocronológicos son los que han servido para marcar la pauta general de las principales fases y episodios, debido a la abundante y reciente información disponible. Del análisis de todas las dataciones publicadas hasta el momento, que son: RONA y NALWALK (1970), ABDEL-MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), MECO y STEARNS (1981), FERRAUD *et al.* (1985), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), además de las propias edades hechas para este proyecto, se han definido cinco fases en el Dominio subaéreo y seis en el Complejo Basal. En la Tabla 2.1 está representada la cronoestratigrafía resultante.

La estratigrafía de la hoja de Pozo Negro es bastante simple, pues sólo están presentes dos fases del Dominio subaéreo. En la Tabla 2.2 se han reflejado estas dos fases, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

Mayoritariamente, la Fase miocena, representada por el estratovolcán de Gran Tarajal, es la que ocupa gran parte de la superficie de la hoja. Esta fase es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984). La segunda y última fase

presente corresponde a los episodios finales de la Fase pleistocena media-holocena (Alineación volcánica de Caldera de Gairía-Caldera de Arrabales). Específicamente, esta alineación fue asignada a la Serie Basáltica IV de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y a la Serie Volcánica IV del IGME (*op. cit.*), aunque la fase total está compuesta por algunas erupciones de la Serie Basáltica III y todas las de la Serie Basáltica IV de FUSTER *et al.* (*op. cit.*), así como por igual correlación con las del IGME. (*op. cit.*).

Tabla I. Cronoestratigrafía volcano-plutónica de Fuerteventura

	Edad m.a.	Fase/Serie
CICLO CUATERNARIO	0-0,8 1,7-1,8	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Fase pleistocena inferior.
CICLO PLIOCENO	2,4-2,9 5,5	Fase pliocena superior. Fase pliocena inferior.
CICLO MIOCENO	12-22,5	Estratovolcanes de Tetir, Gran Tarajal y Jandía.
COMPLEJO BASAL	20-80	Serie plutónica tardía: Edificio Betancuria, Complejo Circular Vega Río Palmas. Serie plutónica de Mézquez. Serie plutónica indiferenciada. Serie plutónica ultracalina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

Tabla 2.2. Correlación cronoestratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-92)
SERIE BASALTICA IV Volcanes con conos de cinder	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MED.-HOLOCENA. Episodios recientes.
SERIE BASALTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Gran Tarajal).

2.1. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.1.1. Fase miocena

Es el primer episodio subaéreo claro tras la consolidación del Complejo Basal. Durante esta fase, de intensa actividad volcánica, es cuando se constituye el armazón principal de la isla, cons-

truyéndose varios edificios estratovolcánicos, de dimensiones kilométricas. En uno de estos edificios, que ocupa una posición central en la isla actual (edificio mioceno central o de Gran Tajaral), es donde se localiza la hoja de Pozo Negro.

2.1.1.1. Tramo inferior

Es el tramo más ampliamente representado en la hoja y el que *a priori* resulta más fácil de reconocer, por las características que presenta. Mayoritariamente está representado por coladas basálticas intensamente atravesadas por diques. Corresponden también a este primer episodio materiales sálicos y sedimentarios.

2.1.1.1.1. Diques y coladas basálticas (1 y 3)

Los materiales de naturaleza basáltica pertenecientes a este tramo del edificio son los que mayor extensión ocupan en el área, donde constituyen una sucesión monótona de coladas que muestran un buzamiento de 10-25° hacia la costa oriental.

En ningún momento se observa su base, pero conforme se avanza hacia el oeste (hoja de Tuiñeje) se aprecia cómo se apoyan sobre el Complejo Basal. No obstante, el paso entre estas coladas y dicha unidad no es siempre neto, y en ocasiones es tan insensible que resulta realmente complicado saber en qué unidad se está. Se apoyan encima de ellas las coladas de los tramos posteriores, mediante discordancias erosivas no siempre bien marcadas en las laderas de los barrancos y en las partes altas de los "cuchillos".

Donde mejor se observa su estructuración es en las laderas de los valles, si bien a menudo se encuentran semicubiertas por depósitos detríticos de ladera. Constituyen varias unidades apiladas unas sobre otras, sin interrupciones y con escasos niveles piroclásticos intercalados, con espesores individuales del orden de 1-2 m. Es frecuente que exhiban disyunción columnar y lajeado intenso.

En algunos casos, como en las laderas inferiores de la Solana de Pozo Negro, son mucho más potentes (10-12 m) y masivas, con fuerte y llamativa disyunción columnar. Es posible que en alguno de ellos se trate de sills.

Este tramo inferior del edificio presenta una variación litológica bastante amplia, a menudo bien apreciable en campo, aunque siempre dentro del rango basáltico. Los tipos dominantes son los basaltos olivínico-piroxénicos y piroxénicos, aunque también es frecuente la presencia de traquibasaltos y basaltos plagioclásico-olivínicos. No se observa, sin embargo, una secuencia estratigráfica a lo largo de la serie, sino más bien una distribución aleatoria de los mismos.

En general, son siempre rocas porfídicas o débilmente porfídicas, de matriz afanítica, oscura, fina y poco vesiculares. A diferencia con las coladas de los tramos posteriores, presentan un grado de alteración acusado, pero no homogéneo en todo el tramo, pues hay zonas donde la roca está muy fresca. En ocasiones adquieren una textura en "grano de millo", y si la alteración es muy acusada, se desmorona y disgrega fácilmente. Las vacuolas están rellenas de ceolitas y carbonatos.

Lo más característico y sorprendente del tramo inferior es la densa red de diques que atraviesa las coladas basálticas, contrariamente a lo que ocurre en los tramos siguientes, donde la intrusión filoniana, al menos en esta área, es muy baja, o prácticamente inexistente. Existen zonas donde la densidad es enorme, entre 30 y 40% con respecto a la roca encajante y únicamente con el empleo de la fotografía aérea es posible representar un número importante de ellos, pues morfológicamente no ofrecen mucho resalte y en campo pasan inadvertidos con facilidad. Son diques de composición mayoritariamente basáltica y sólo raramente sálica. El conjunto define una red paralela o subparalela de orientación preferente N120°-145°E. Tienen recorridos largos, en ocasiones, y su espesor varía entre 50 cm y 1,5 m.

Si se analiza conjuntamente las hojas de Pozo Negro, Las Playas y Gran Tarajal, se observa que estos diques van girando desde este sector hasta el de Gran Tarajal, adoptando una disposición radial hacia un centro común. Dicho centro se localiza en el área de las hojas de Tuineje y la parte inferior de la de Pájara, posicionando, aproximadamente ahí, el centro hipotético de emisión del Edificio Gran Tarajal. Considerando por otro lado los buzamientos de las coladas de los diferentes tramos, parecen, asimismo, proceder de esa área más occidental.

Dos son las edades radiométricas disponibles del tramo inferior en esta área, realizadas durante la ejecución de esta cartografía. Una de ellas, correspondiente a la Montaña de los Gatos en la cabecera del Valle de la Cueva (X = 60270; Y = 313080), da como resultado 30,47 m.a. Evidentemente, este valor es demasiado alto para las edades del resto del edificio, por lo que debe considerarse como no válido.

El otro dato disponible corresponde a una colada en la ladera SO del Pico Jurado, en la pista hacia las Playas (X = 60025; Y = 312635). La edad obtenida, 20,3 m.a. se encuentra dentro de los límites geocronológicos establecidos para este tramo, según otros datos disponibles.

2.1.1.1.2. Conos de tefra basálticos (4)

Además de un centro de emisión principal del Edificio Gran Tarajal, es común que surjan otros más pequeños y periféricos a aquél. En esta área son escasos y siempre se encuentran enterrados por coladas posteriores, también miocenas, habiendo sido expuestos nuevamente en superficie por la erosión que afecta al edificio.

En la hoja se pueden distinguir los centros de emisión de Topete de la Colorada, al sur de Pozo Negro y el del Tablero del Saladillo. Existe también un pequeño depósito piroclástico muy oxidado y poco visible en la ladera sur del barranco de Jacomar, que igualmente podría corresponder a un centro de emisión.

El mejor expuesto es el de Topete de la Colorada, al haber sido cortado por el encajamiento de un barranco. Está cubierto por las coladas basálticas del tramo medio, que caen discordantemente sobre él. Es un depósito piroclástico estratificado muy oxidado, de color rojizo, relativamente consolidado y con buzamiento de las capas hacia el SE. Está constituido por lapillis de tamaños bimodales, 0,5-1y 2-4 cm, con abundantes escorias gruesas soldadas y retorcidas y bombas esféricas o en huso, de tamaños entre 10 y 30 cm. En algunas zonas predominan los

fragmentos gruesos escoriáceos, mientras que la fracción de lapilli es baja. Su composición es basáltica olivínica.

En las laderas inferiores se han desarrollado cárcavas y los derrubios de laderas cubren y se mezclan con el piroclasto.

El centro de emisión del Tablero del Saladillo está constituido también por piroclastos muy oxidados y consolidados, de tamaño lapilli y con bombas esféricas y en huso, de diversos tamaños (20-50 cm). Se encuentra enterrado por las coladas superiores del tablero, correspondientes a los episodios tardíos de la Fase miocena.

2.1.1.1.3. Coladas traquíticas (5)

Únicamente han sido detectadas en pequeños afloramientos en ambas laderas del Valle de Pozo Negro. Su posición estratigráfica respecto a las coladas basálticas del tramo inferior está, sin embargo, poco clara, pues no se llega a apreciar bien su naturaleza extrusiva o intrusiva en ellas. Apparentemente parece que están intercaladas en dichas coladas.

Son rocas traquíticas de color verdoso, a veces con una pátina brillante en superficie y siempre con un lajeado y diaclasado intenso, característico de estas rocas. Su potencia visible es de unos 10-12 m.

2.1.1.1.4. Intrusiones y diques traquíticos (2 y 6)

Las intrusiones de cuerpos traquíticos son relativamente frecuentes en los edificios basálticos miocenos de Fuerteventura. En esta área, la más importante es la intrusión de Morros de Pozo Negro, localizada en la esquina noroccidental de la hoja. Existen también algunos diques de esta composición dispersos por la zona, algunos de ellos claramente relacionados con aquella intrusión. Estos afloramientos y otros similares en la isla fueron estudiados con cierto detalle por MUÑOZ (1969) y más recientemente por CUBAS *et al.* (1988-1989).

La intrusión de Morros de Pozo Negro es un cuerpo alargado en dirección NO-SE, aproximadamente, que intruye en las coladas basálticas del tramo inferior de la Fase miocena, así como en algunas unidades del Complejo Basal. Sus relaciones de contacto con dichas coladas quedan casi siempre ocultas por las lavas cuaternarias de los volcanes cercanos y por los depósitos detríticos circundantes. No obstante, en su ladera sur (hoja de Tuineje), se aprecia bien cómo las traquitas intruyen en esas lavas, quedando restos de basaltos englobados en ellas. En un barranco próximo, ya en la hoja de Tuineje, se observa, asimismo, su carácter intrusivo en el Complejo Basal.

El afloramiento está constituido por traquitas afaníticas, de color verdoso cuando están frescas y crema si están alteradas, con un lajeado subhorizontal muy acusado, que ocasiona disyunciones curvas a modo de escamas. En superficie la roca muestra una pátina brillante al estar alterada, siendo frecuente la presencia de enclaves de basaltos, que no sufren una transformación importante. La forma alargada del afloramiento induce a pensar que su emplazamiento

se produjo a modo de dique ensanchado o dique-pitón, como así lo sugieren también MUÑOZ (1969) y CUBAS *et al.* (1988-1989).

Si esta intrusión llegó a extruir en superficie no está claro, si bien CUBAS *et al.* (*op.cit.*), aunque con reservas, indican esta posibilidad. Por otro lado, la presencia de las coladas traquíticas en el Valle de Pozo Negro, mencionadas en el apartado anterior (a unos 8 km de distancia de los Morros de Pozo Negro), pueden llevar, asimismo, a pensar que dicha intrusión es su centro de emisión.

Los otros afloramientos traquíticos presentes en la hoja, y también de carácter intrusivo, se hallan en la zona de Morro de Las Méndez-Morro Alto, al este de Caldera de Arrabales.

Se trata de diques ensanchados que dan resalte topográfico, cuya dirección N130°E apunta hacia la intrusión de Los Morros de Pozo Negro, con la cual están relacionados. Tienen hasta 25 m de espesor, adelgazándose hasta 2-4 m en uno de sus extremos. Son igualmente traquitas afaníticas, o débilmente porfídicas, con algunos feldspatos visibles, tienen color verde claro y una pátina brillante; suelen estar alteradas y exhiben diaclasado casi vertical.

En la ladera norte del pico Vigán existe también un dique traquítico, de dirección N120°E y potencia 2 m, que atraviesa las coladas basálticas del tramo inferior. Está constituido por una roca de color gris-claro, algo vesicular y afanítica y muestra bordes enfriados.

2.1.1.1.5. Brechas líticas tipo Ampuyenta (8)

Esta unidad tiene muy poca representación en esta área y en otras cercanas, al contrario de lo que ocurre en zonas más septentrionales de la isla, donde está muy extendida (hojas de Tétir y La Oliva, por ejemplo). Representa depósitos de "debris-flows", correspondientes a un estadio de desmantelamiento masivo de los edificios miocenos. Con frecuencia aparece relacionada con depósitos sedimentarios aluviales, casi siempre al techo.

Únicamente ha sido detectada en la ladera norte de Morro del Peñón, intercalada entre las coladas basálticas del tramo inferior y del tramo medio. Con mucho menor potencia y por ello, no cartografiable (aproximadamente 3 m), ha sido observada en la base de sedimentos aluviales, en el barranco de Leandro, en la esquina NE de la hoja.

Se trata de un depósito brechoide relativamente consolidado, de unos 10 m de potencia, que se acuña hacia el este. Es una brecha lítica, compuesta por abundantes fragmentos subredondeados y subangulosos (con tamaños de 5-30 cm) de rocas basálticas, empastados en una matriz fina.

2.1.1.1.6. Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados) (9)

La presencia de sedimentos aluviales entre las coladas basálticas de los edificios miocenos es frecuente y en diferentes posiciones estratigráficas. Donde más importancia adquieren es al techo del tramo inferior, justo debajo de las coladas del tramo medio. En muchos casos suelen encontrarse encima de los depósitos de brechas Ampuyenta, pudiendo interpretarse como depósitos detríticos resultantes de la erosión de determinados tramos del edificio mioce-

no y del retrabajamiento de los depósitos brechoides originados durante el desmantelamiento del mismo.

En el área cartografiada, estos depósitos se hallan representados con cierta extensión en el cuadrante nororiental de la hoja, siendo los afloramientos más importantes, en cuanto a extensión y potencia, los de playa de la Cueva-Punta de las Malvas, playa de los Vallichuelos y Cuchillo de Juanicón. Otros son los de la ladera sur del Valle de Pozo Negro, barranco Leandro, etc. En la ladera norte del Valle de Pozo Negro, ya en la hoja de Punta del Muellito, aparecen también dichos depósitos ampliamente expuestos y se continúan, de manera discontinua, hacia el norte a lo largo de las laderas de algunos barrancos.

Considerando conjuntamente los afloramientos de esta hoja y los que aparecen algo más al norte, podría situarse en toda esta área una enorme zona de drenaje o valle abierto, de pendiente suave, por donde se canalizaban hacia el mar los materiales procedentes del desmantelamiento del primer tramo del edificio basáltico mioceno central de la isla.

Se trata de depósitos sedimentarios de carácter aluvial, que en algunos casos rellenan paleocauces en las coladas infrayacentes, como ocurre en la ladera norte del Cuchillo de Juanicón. Están constituidos por fragmentos y cantos redondeados y subredondeados de rocas predominantemente basálticas, envueltos en una matriz arenosa. La heterometría de los depósitos es grande, pudiendo encontrarse fragmentos desde escasos centímetros hasta incluso superiores al metro. Muestran una relativa ordenación interna de sus componentes, con alineación de cantos, estratificación y, a veces, granoselecciones positivas. A menudo se intercalan niveles mayoritariamente arenosos, con escasos cantos y también algunos niveles de escorias, en la playa de los Vallichuelos, que deben proceder del cercano centro de emisión de Tope de la Colorada. En esa misma zona aparecen también coladas intercaladas en los sedimentos. En el corte de ese acantilado, junto a los sedimentos, se observan incluso algunos niveles de arenas eólicas de color claro, que parecen estar adosadas a los conglomerados, si bien su posición real respecto a ellos no está clara, dada la inaccesibilidad del lugar. La parte alta de los depósitos está frecuentemente rubefactada y enrojecida por el calor de las coladas que posteriormente se emplazaron sobre ellos.

En cuanto a sus potencias, son variables de un afloramiento a otro. Por lo general son inferiores en los que aparecen en las laderas de los barrancos, por ejemplo, 2-3 m en el barranco Leandro, 6-7 m en el de los Vallichuelos, 30-35 m en la ladera sur del Valle de Pozo Negro y 40 m en el Cuchillo de Juanicón. Por el contrario, en la costa tienen siempre espesores muy importantes, como los 40-50 m del afloramiento de la playa de Vallichuelos o los 90 m en la playa de la Cueva. Es decir, se observa un engrosamiento hacia el E.

2.1.1.2. *Tramo medio*

2.1.1.2.1. Intrusiones básicas (7)

Además de las intrusiones sálicas anteriores, intruyen también cuerpos de naturaleza basáltica en los distintos tramos del edificio mioceno.

En la hoja aparecen representadas en lo alto del Cuchillo de los Olivos y en la Punta de Jacomar, en ambos casos intruyendo en las coladas del tramo medio; también se encuentran en la ladera norte de Morro del Peñón, atravesando las coladas del tramo inferior.

Se trata de afloramientos de rocas masivas, con fuerte disyunción columnar, que como en el caso del Cuchillo de los Olivos, la erosión origina en ellos resaltes topográficos muy escarpados y verticales, con respecto a las rocas que atraviesan. En la Punta de Jacomar la intrusión se abre lateralmente, en forma de seta.

Están constituidos por rocas de composición basáltica, poco vesiculares y muy coherentes.

2.1.1.2.2. Diques y coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas y traquibasálticas. (10)

El tramo medio del edificio mioceno tiene amplia representación en la hoja, apareciendo siempre a partir de las partes medias y superiores de los relieves miocenos. Su separación del tramo inferior es mediante discordancia erosiva, aunque no siempre es bien patente. Por ello, los contactos entre ambos tramos se han indicado como supuestos, ante la dificultad que existe a veces en su trazado.

Está constituido, igualmente, por apilamientos de coladas basálticas, que buzan entre 5 y 15° hacia la costa, adoptando una disposición periclinal, aunque en esta hoja no se aprecia bien, dado su espacio reducido. Es llamativo, tanto de este tramo como del superior, su morfología tabular y escalonada, con respecto a las del tramo infrayacente. En conjunto, la serie alcanza en la zona una potencia que oscila entre 100 y 250 m, pudiendo superar en otras los 300 m. Otro aspecto característico de estos dos tramos con respecto al inferior es el grado de alteración de las coladas considerablemente menor que las de aquél.

Las coladas individuales son masivas y coherentes, con disyunción columnar y bases de cascajo. Sus espesores son del orden de 3 a 5 m. Son rocas poco vesiculares y porfídicas, con fenocristales de olivino y piroxeno que destacan en una matriz fina y afanítica. El relleno de las vacuolas por carbonatos y ceolitas es menos importante que en las coladas anteriores. A menudo aparecen intercaladas en la serie coladas más delgadas, de tipo "pahoehoe", muy vesiculares y con algún pequeño tubo, como en la zona de la Ensenada de Leandro. No es frecuente la presencia de almagres ni depósitos piroclásticos intercalados, así como tampoco depósitos sedimentarios.

Composicionalmente son lavas basálticas, con predominio de tipos olivínicos y olivínico-piroxénicos, estando subordinados los términos traquibasálticos. En la parte superior del pico Vigán [IGME-CSIC (1967)], señalan la presencia de pegmatitoides en las coladas. Aparecen en forma de venillas o filoncillos divagantes, con bordes difusos en el contacto con la lava.

Contrariamente a las coladas del tramo inferior, en éstas la cantidad de diques que los atraviesa es mucho menor. Sus orientaciones son, sin embargo, paralelas a las de aquellos y sus características similares.

En alguna zona como en Rincón de Labra (ladera sur del Valle de Pozo Negro) se han observado algunas fracturas con desplazamientos pequeños a ambos lados, encontrándose asimismo la roca muy triturada.

2.1.1.3. *Tramo superior*

2.1.1.3.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas (11)

Aparecen como pequeños retazos en las partes más altas de los "cuchillos", paraconcordantes o ligeramente discordantes con las del tramo medio, y su extensión es mucho más limitada que las de los otros tramos. Se apoyan sobre las del tramo medio mediante almagre en algunos casos, ya que en otros el paso entre ellos es prácticamente insensible. Las coladas se apilan también unas sobre otras y se disponen de manera tabular, buzando hacia la costa. La erosión origina en ellas escarpes fuertes y verticalizados y a veces individualiza zonas, con lo que en perfil pueden dar un relieve recortado.

Composicionalmente son idénticas o similares a las anteriores, predominando los tipos basálticos olivínico-piroxénicos y traquibasálticos. En detalle son rocas masivas, coherentes, poco vesiculares y con espesores individuales inferiores a 5 m. En conjunto, la serie supera los 200 o 250 m de espesor, si bien en esta área es considerablemente menos potente.

En cuanto a los diques que las atraviesan, son muy escasos.

De estas coladas se dispone de una datación radiométrica, en lo alto de Atalaya de Pozo Negro, donde se obtiene una edad de 15,4 m.a. [COELLO *et al.* (1992)]. Es una edad concordante, por tanto, con el tramo asignado a dichas coladas.

2.1.1.4. *Episodios tardíos*

Dentro del grupo llamado episodios tardíos de la fase volcánica miocena se incluyen aquellas emisiones marcadamente discordantes con el resto de las emisiones del edificio mioceno de Gran Tarajal. Su distribución en el mismo es irregular y morfológicamente suponen una ruptura a lo largo de su construcción.

2.1.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas (12)

En el área cartografiada, estos episodios están representados únicamente en la parte alta del Monte del Saladillo, localizado en el extremo occidental de la ladera sur del Valle de Pozo Negro.

Se trata de coladas basálticas olivínicas dispuestas horizontalmente sobre las coladas del tramo inferior, cubriendo también depósitos piroclásticos (visibles en las laderas norte y sur) y un edificio de tefra, que actualmente ha sido expuesto por una pequeña barranquera que secciona las coladas. En su emplazamiento fosilizan y se amoldan al paleorrelieve originado en las coladas inferiores. Determinan un contacto claramente discordante con la serie inferior, tal y como se observa desde el Valle de Pozo Negro. Por el contrario, desde el otro extremo, en el Valle de La Cueva, esta discordancia es notablemente menos marcada. La superficie plana que definen estas coladas tardías es de la que toma nombre la parte alta del monte: Tablero del Saladillo.

En sección transversal, muestran una marcada disyunción columnar, con columnas de varios metros de altura. La potencia del conjunto es del orden de 60-70 m. La parte alta del tablero suele estar cubierta por encostramientos de caliche, que en algunas zonas son gruesos.

En muestra de mano las rocas son coherentes, poco vesiculares y porfídicas, con fenocristales de olivino que destacan en una matriz oscura y fina.

Las coladas de este episodio volcánico, representado por el Tablero del Saladillo, han sido datadas en 13,2 m.a. [COELLO *et al.*, (1992)], siendo dicho dato, por tanto, acorde con la importante discordancia erosiva existente entre ellas y las del tramo inferior sobre las que se apoyan.

2.1.2. Formaciones sedimentarias plio-pleistocenas

2.1.2.1. Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados) (13)

En las inmediaciones de Tuineje se desarrolla una extensa superficie horizontal o "tableros", constituida por amplios depósitos aluviales, que conforman un glacis que recubre parcialmente los materiales del Complejo Basal y de la Fase miocena. Un extremo oriental de estos "tableros" aparece representado en la parte oeste de la hoja, siendo interrumpido por el emplazamiento posterior de los malpaíses de lavas holocenas.

En sección transversal definen una superficie de tipo páramo, incidida por barranqueras poco profundas, que dejan ver el sustrato sobre el que se apoyan, y su sección vertical. Están compuestos por materiales de naturaleza aluvial, mal seleccionados y sin estructuración interna, con cantos redondeados y subredondeados. Sus litologías son mayoritariamente basálticas, propias de fragmentos de diques verdosos del Complejo Basal y de rocas de la Fase miocena. Se encuentran también, aunque en menor cantidad, fragmentos de rocas plutónicas del Complejo Basal. En otras zonas, donde su espesor es visible, pueden alcanzar hasta 15-20 m.

La parte superior de estos depósitos está casi siempre cubierta por una costra calcárea, a veces de espesor considerable, y sus partes inferiores se coluvionan fácilmente, originándose rampas más o menos tendidas.

2.1.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas

2.1.3.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina jandiense (entre + 1 y 2 m) (14)

A lo largo de diversos puntos de la costa aparecen depósitos marinos fosilíferos a diferentes alturas, que reflejan variaciones eustáticas del nivel del mar desde tiempos antiguos.

En esta área se encuentran dos tipos de depósitos marinos cuaternarios, que a menudo aparecen superpuestos uno a otro y no fácilmente reconocibles. Los más antiguos corresponden al inicio del Pleistoceno superior, siendo descritos por MECO (1975 y 1977) y denominados jandiense más tarde por MECO *et al.* (1987). Aunque aparecen de manera discontinua a lo largo de todo el litoral de la isla, localidades importantes por su contenido paleontológico son: Matas

Blancas (en la hoja de Istmo de la Pared), que es un yacimiento declarado bien de interés cultural, y Las Playitas (hoja de Las Playas), que es la localidad tipo, por presentar una estratigrafía más completa.

Los lugares donde aparecen en esta hoja son ambos márgenes de la desembocadura del Valle de Pozo Negro, la Ensenada de Jacomar y la de Gran Valle, aunque pueden aparecer también en otros puntos pequeños retazos aislados.

En general, los depósitos jandienses están constituidos por areniscas biotécnicas calcáreas de color claro, que cementan a techo un conglomerado de cantos basálticos con abundante fauna marina. Se encuentran en la zona intermareal a alturas que varían entre 1 y 2,5 m (5 m en otras áreas) sobre el nivel actual del mar.

En los afloramientos de la parte meridional de la desembocadura del Valle de Pozo Negro aparecen basculados unos 30-40° hacia el interior. En la Ensenada de Jacomar alcanzan una altura máxima de 2,5 m, mientras que en Gran Valle están algo más bajos.

La fauna contenida es fundamentalmente de *Patella* sp., de morfología variada y con predominio de especies como *Patella ferruginea* Gmelin. Es frecuente encontrar también *Thais haemastoma* (Linné), [MECO (1991)].

Recientemente, el jandiense ha sido datado por U/Th, en 106 ± 7 y 112 ± 7 Ka, en Matas Blancas [MECO *et al.* (1992)], confirmando, pues, su pertenencia a los inicios del Pleistoceno superior.

Por su contenido faunístico y su posición estratigráfica, se pueden relacionar estos depósitos marinos con el último episodio más cálido del Cuaternario.

2.1.3.2. Arenas eólicas consolidadas (15)

La formación de extensos campos de dunas a lo largo del litoral de Fuerteventura es un hecho frecuente desde el Plioceno hasta la actualidad.

En esta área, las únicas formaciones dunares presentes se encuentran adosadas a las laderas meridionales del Valle de Pozo Negro, cerca de su desembocadura. Su extensión, al contrario que en otras zonas, es bastante reducida, en parte por la antropización del área y por estar parcialmente cubiertas por las coladas recientes que rellenan el cauce del valle. Originalmente, sin embargo, su desarrollo y extensión no debió ser mucho mayor que el que tienen actualmente.

Son arenas calcáreas bioclásticas, de grano fino, con estratificación cruzada, formadas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos y cementadas por cemento calcáreo. Incluidos en ellas aparecen enormes cantidades de gasterópodos de tierra, de tipo *Hemicycla glasianna* (Shuttleworth), *Rumina decollata* (Linné), varias especies de *Helicella* sp, así como moldes de nidos de antophora.

PETIT MAIRE *et al.* (1986, 1987) y MECO y PETIT MAIRE (1989) estudian los depósitos de dunas de la isla y establecen una estratigrafía más o menos fina en ellos, reconociendo al menos cinco episodios dunares. Mediante su estudio, determinan, al mismo tiempo, unas condiciones paleoclimáticas específicas en las islas orientales del archipiélago durante esta parte del cuater-

nario. Estas etapas de eolización y formación de dunas, que se producen durante periodos climáticos de régimen árido, son interrumpidas sucesivamente por intervalos húmedos o lluviosos, que favorecen el crecimiento y desarrollo de vegetación xerofítica y su colonización por la fauna mencionada antes. En las dunas se desarrollan, asimismo, niveles de arcillas que constituyen paleosuelos, que en el caso de los depósitos de Pozo Negro, son datados por PETIT MAIRE *et al.* (1986, 1987), obteniendo una edad de 23.000 ± 550 años, Pleistoceno superior.

2.1.3.3. Coluviones encalichados (16)

Se han diferenciado unos depósitos coluvionares que por su mayor grado de antigüedad muestran un encalichamiento y alteración generalizada en sus componentes. Pueden observarse a lo largo de la ladera norte del Valle de Pozo Negro, e incluso, algunos son cortados por la traza de la carretera que lleva a Pozo Negro.

Están formados por depósitos detríticos groseros, mal seleccionados y sin estructuración interna en sus componentes, que son cantos de litologías basálticas.

2.1.3.4. Depósitos de caliche (17)

Los encostramientos de caliche están bastante extendidos por la isla y afectan con mayor o menor intensidad a diferentes materiales, según su edad.

En esta área no alcanzan gran desarrollo, en comparación con otras zonas, incluso cercanas, como es la vecina hoja de Tuineje. Afectan en cierto grado a los materiales de la Fase miocena y a los depósitos plio-pleistocenos, estando prácticamente ausentes sobre las lavas cuaternarias. Únicamente han sido representados en la parte alta del Tablero del Saladillo, sobre las coladas pertenecientes a los episodios tardíos, donde su espesor es a veces del orden de 1 m.

Tabla 2.3. Resumen de las características morfológicas y petrológicas de los principales centros de emisión

EDIFICIO	DIMENSIONES m				ESTADO DE CONSERVACION	MATERIALES EMITIDOS
	Cota (*)	Altura (**)	Anchura máx. min.			
La Laguna	180	120	550	500	Alto; canteras modif. la morfol.	Piroclastos y coladas basálticas
Liría	140	110	550	500	Alto; canteras modif. la morfol.	Piroclastos y coladas basálticas
La Calderita	120	20	175	175	Alto	Piroclastos basálticos
Arrabales	110	130	600	550	Alto	Piroclastos y coladas basálticas
Jacomar	300	135	840	500	Medio	Piroclastos y coladas basálticas

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

(**) Sobre su base.

Son costras de material calcáreo, duras y afaníticas, de color beige-claro, en las que se observan moldes de gasterópodos.

Con respecto a su origen, su formación parece estar relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, en los que alternan períodos húmedos y cálido-secos. El agua de lluvia que se acumula en los niveles superficiales del subsuelo asciende por capilaridad al evaporarse durante los períodos secos, impregnando la roca las sales carbonatadas disueltas en ella.

2.1.4. Fase pleistoceno-medio-holocena. Episodios recientes

La fase volcánica reciente representa los últimos episodios volcánicos ocurridos en la isla de Fuerteventura, todos ellos durante el Cuaternario superior; en ningún caso se trata de erupciones históricas. Los únicos datos geocronológicos que se tienen de ellos se basan en aspectos de estratigrafía relativa, principalmente a partir de los depósitos fosilíferos o de dunas eólicas estratigráficamente relacionados con ellos.

Es un volcanismo puntual, desarrollado a lo largo de fisuras o directrices estructurales importantes, con fases eminentemente estrombolianas, que edifican conos de cinder y emiten coladas de lava que forman malpaíses más o menos extensos.

En gran parte, esta Fase reciente equivale a la Serie IV de FUSTER *et al.* (1968). CENDRERO (1966) realizó un estudio bastante detallado sobre los aspectos volcanológicos, petrológicos y geoquímicos de los volcanes de esta fase.

2.1.4.1. Coladas basálticas olivínicas y conos de tefra (18 y 19)

En el área cartografiada, esta fase está representada por un conjunto de cuatro volcanes alineados a lo largo de una fisura de orientación aproximadamente N150°E, y cuyos nombres, de norte a sur, son: Caldera de Gairía (localizada en la hoja de Pájara), Caldera de La Laguna, Caldera de Liria, La Calderita y Caldera de Arrabales.

En esta zona hay dos grupos de edificios: uno, localizado en el borde centro noroccidental, definido por cuatro edificios alineados según la directriz mencionada, de orientación N-S. El otro está formado por un solo edificio aislado, que se encuentra en la zona centro occidental y al que se le conoce por Volcán de Jacomar. En la Tabla 2.3 se presenta un resumen de las características morfológicas y petrológicas de los centros de emisión localizados en esta área y en la Figura 2.1 se muestra un esquema con su localización, indicándose, además, el área cubierta por sus coladas.

En cuanto a la edad relativa de todos, parece ser que el más antiguo de todos es Gairía y el más moderno Arrabales, siendo, a su vez, La Laguna más reciente que Liria. En Jacomar, al estar aislado del resto, no es posible establecer su posición relativa con respecto a la de los otros.

Los edificios Caldera de La Laguna y Caldera de Liria son los más septentrionales de la hoja y sus lavas conjuntamente configuran un extenso malpaís, denominado "Malpaís Grande", cuya superficie es del orden de 17 km².

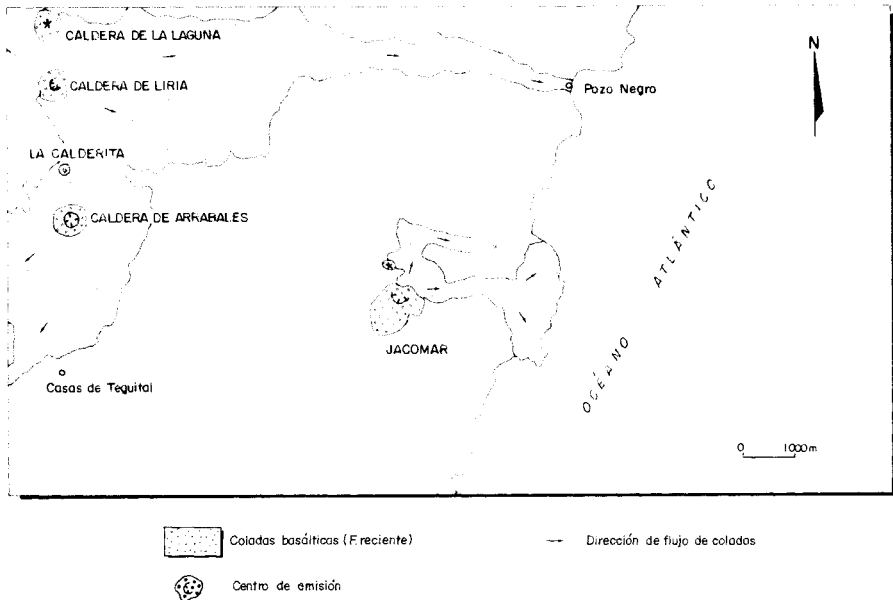


Fig. 2.1. Distribución de los centros de emisión de las Fases miocena y reciente

Edificio Caldera de La Laguna. Es un edificio de perfil cónico, truncado por un cráter que tiene aberturas al noroeste, este y oeste. Se emplaza a una cota de unos 180 m y se eleva sobre su base cerca de 120 m. Sus dimensiones máximas y mínimas, respectivamente, son 550 x 500 m.

Es un cono de cinder, compuesto por lapillis estratificados, muy vesiculares, de color negro poco oxidados y con tamaños más frecuentes que varían entre 0,5-1 y 2-4 cm. Son habituales, asimismo, los tamaños de tipo bloque. Englobados en el lapilli se encuentran abundantes bombas, con tamaños entre 6 cm y superiores al metro. Sus formas son esféricas y en huso, a veces bien conservadas, vítreas en el borde y vesiculares en el núcleo. La fracción de escorias es más importante hacia las partes altas del edificio y tienen formas retorcidas.

En general, el depósito se encuentra relativamente suelto, en el sentido de que es fácilmente ripable. Hacia la parte superior del edificio el piroclasto está más oxidado y más consolidado, además de presentar granulometrías más gruesas.

El grado de conservación natural del edificio es alto, si bien su morfología está considerablemente alterada en sus flancos meridionales, al existir canteras donde actualmente se extrae picón (lapilli en la terminología local).

Del centro de emisión surgieron coladas a partir de fisuras eruptivas situadas en la base del cono y no visibles actualmente. La salida de las lavas se produjo de forma radial a través de dichas fisuras, de tal manera que rodearon el edificio, si bien el volumen principal se emitió hacia el este. Hacia las zonas meridionales del edificio, parece observarse cómo sus lavas se superponen sobre las del volcán de Liria. Se canalizaron por el fondo del Valle de Pozo Negro y alcanzaron la costa, situada a unos 10 km de distancia del centro de emisión, originando morfologías avanzadas en el litoral. Actualmente en la costa queda un pequeño retazo aislado del resto, sobre el cual se labra la rasa actual y se depositaron los sedimentos marinos de la rasa erbansense, en un episodio transgresivo anterior a la época actual. La emisión de lavas fue continua y repetida y unas se superponían a otras, lo cual queda bien reflejado en campo, pero sobre todo en la fotografía aérea, ya que proporciona mayor perspectiva.

En su desplazamiento hacia la costa, las coladas rodearon algunos conos del relieve mioceno, quedando rodeados y aislados entre ellos, como ocurre en la Loma de la Atalaya o cerca de los Halcones. Como se observa en varios puntos, cubrieron, asimismo, terrazas aluviales antiguas y otros depósitos detríticos existentes en el cauce, rubefactándolos.

Como las lavas emitidas por todos los centros de emisión tienen características morfológicas y composicionales similares, la descripción que sigue de las mismas es válida para todos ellos.

Son coladas muy escoriáceas en superficie, formando grandes lenguas o morrenas de bloques y cascotes sueltos. Conforme avanzaban los bloques, caían y rodaban hacia los lados y al frente, volviendo a ser englobados por la colada en su movimiento progresivo. Originan largos costillares, con taludes frontales y laterales muy pronunciados, formados por esos cascotes sueltos, y con alturas entre 2 y 5 m.

El tamaño y forma de estos bloques es muy diverso, desde algún metro cúbico hasta sólo algunos centímetros, y sus formas son cuadráticas e irregulares. Son asimismo altamente vesiculares, con una superficie rugosa, áspera y espinosa. A veces, en su superficie se desarrolla, por enfriamiento y retracción, una disyunción poligonal bastante regular.

Dado el aspecto caótico de las coladas, sus partes internas, por lo general, son sólo visibles en áreas periféricas del malpaís. También, aunque en menor medida, dentro del malpaís se pueden apreciar donde las coladas están rotas o han sufrido algún colapso posterior a su asentamiento. En estas partes, bajo el cascotal de la superficie, la lava es masiva o más coherente y menos vesicular, con vesículas alargadas o irregulares y, en ocasiones, con algún relleno de carbonatos. A menudo presentan una acusada disyunción columnar, con columnas anchas y potencia visible entre 2 y 3 m.

En muestra de mano, las rocas son oscuras, porfídicas o débilmente porfídicas, con matriz afañítica, en la que destacan diminutos cristalitos de olivino relativamente frescos. Debido a la oxidación superficial de la roca, el malpaís adquiere una coloración superficial rojiza marronácea. Desde el punto de vista composicional, son rocas basálticas.

Es asimismo frecuente en estos malpaíses la presencia de depresiones poco profundas (1-2 m por debajo de la superficie) y no muy extensas, de formas alargadas o circulares. Podrían representar hundimientos o colapsos locales del techo de tubos volcánicos o cavidades presentes bajo la superficie de las coladas.

Edificio Caldera de Liria. Tiene también un perfil cónico, con un cráter principal abierto en herradura hacia el este y otro más bajo y septentrional que muestra una abertura hacia el sur, probablemente perteneciente a un primer estadio anterior de construcción del edificio. Su base se sitúa a una cota próxima a los 140 m y desde ella se eleva hasta 255 m, siendo las dimensiones de la base 550 x 500 m. El edificio está emplazado en un extremo de la intrusión traquítica de Morros de Pozo Negro.

Es un cono de lapillis negros, estratificados en mantos que buzan principalmente hacia el exterior del edificio, con intercalación de niveles de granulometrías entre 0,5 y 1 cm y otras más gruesas, desde 2 cm hasta tamaños de tipo bloque. Engloban abundantísimas bombas muy vesiculares en el núcleo, aunque a veces también macizos, con tamaños entre 10 y 40 cm y de tendencias fusiformes. En algunas bombas y escorias se han encontrado líticos de color claro, de naturaleza sálica, correspondientes a fragmentos de la intrusión traquítica arrancados en su ascenso a la superficie. La parte superior del edificio está más oxidada, con una coloración rojiza, siendo además también el grado de consolidación del piroclasto y su granulometría mayor. Hacia las partes inferiores, el depósito es completamente ripable y su coloración es negra.

El grado de conservación natural es algo menor que el de la Caldera de La Laguna, si bien aún es bueno. Las canteras abiertas en sus flancos meridionales (aparentemente inactivas) retocan y modifican, sin embargo, su morfología original.

Las coladas del edificio parecen haber salido también de fisuras basales, dirigiéndose hacia el este y sureste. Entran en contacto con las emitidas por Caldera de Arrabales, y realmente, no está muy claro si se llegan a superponer unas a otras.

Edificio Caldera de Arrabales. Es un edificio circular, con unas dimensiones basales aproximadas de 600 x 550 m y un cráter subcircular u ovalado de 300 m de diámetro, que parece mostrar una abertura hacia el este. La base del edificio está situada a una altura de 110 m sobre el nivel del mar y desde ella se eleva 130 m. En perfil presenta cierta asimetría, con el flanco occidental de mayor altura que el oriental, indicativo, en gran parte, de que la dirección dominante del viento durante la erupción era desde el este y que la salida de lavas se produjo mayoritariamente a través de fisuras en la base del edificio, principalmente en el flanco oriental. En el edificio se observan varios caparazones que corresponden a diversas etapas en su construcción.

Se trata de un edificio de escorias y bombas, consolidadas y aglutinadas ("spatter") y en algunos casos soldadas y aplastadas, generalmente de granulometrías gruesas, en el que la fracción de lapilli es pequeña. Las escorias son gruesas, vesiculares, de formas retorcidas, arrugadas y altamente espinosas o rugosas. Las bombas tienen formas subesféricas y tamaños entre 10 y 60 cm. Se encuentran, asimismo, placas o fragmentos de lava vesicular dentro del conjunto piroclástico, el cual está generalmente oxidado. En algunas zonas hay lapilli (2-6 cm), a veces muy fino y otras de tamaños tipo bloque.

El anillo superior del edificio está bien estratificado en capas de escorias, bombas y fragmentos de lava vesicular. El grado de conservación es alto.

La emisión de lavas fue radial, a partir de fisuras; rodearon completamente el edificio y originaron un extenso malpais, de aproximadamente 8 km². Estas fisuras eruptivas son alargadas y

a veces profundas, mostrando unas paredes muy verticalizadas y abundantes bloques en su interior. Las coladas se canalizaron fundamentalmente hacia el suroeste, por el área deprimida que quedaba entre los relieves de la Fase miocena, encontrándose el frente actual de las coladas más alejadas a unos 4,7 km del centro de emisión. Éstas, por otra parte, parecen corresponder a emisiones más tardías del proceso eruptivo.

Al sur del cono aparecen algunos hornitos que en algún caso debieran estar enraizados, emitiéndose lavas también a partir de ellos. Se observa en esa zona frentes arqueados de coladas muy potentes, con la convexidad en el sentido de flujo.

En la zona oriental del edificio hay una gran acumulación de coladas muy escoriáceas y potentes, que constituyen un frente que sobresale topográficamente del resto del malpaís. Corresponden a emisiones más tardías y de mayor viscosidad, que se apoyan sobre emisiones anteriores. Esta característica es frecuente también en otros volcanes recientes del norte de la isla (Malpaís de Corralejo, Montaña La Arena, etc.).

Al norte de Caldera de Arrabales y emplazado sobre la misma fisura eruptiva norte-sur, se encuentra un pequeño centro de emisión, parásito o adventicio de aquél. Es el edificio La Calderita.

Edificio La Calderita. Es un pequeño edificio de "spatter" circular (160 x 140 m de base) y 20 m de altura, formado por lapillis gruesos, escorias y bombas compactadas y aglutinadas. Las bombas tienen tamaños entre 10 y 40 cm y formas esféricas. Las escorias están aplastadas y tienen formas irregulares y retorcidas. En el centro hay un pequeño cráter.

Edificio Jacomar. Este edificio, al que también se le conoce por el nombre de volcán de Toneles, surgió en lo alto del Cuchillo de los Olivos, a una cota de 300 m, a partir de la cual se eleva 135 m. Es un edificio de perfil cónico, grande tamaño, con unas dimensiones basales aproximadas de 840 x 500 m, y en su cima se abre un cráter hacia el norte de 300 m de diámetro. El grado de conservación que presenta es bajo, debido a la posición que ocupa, al estar sometido a una mayor presión erosiva.

En su ladera sur es posible apreciar su constitución interna, al existir varias canteras que extraen el picón. Está constituido por lapillis finos, de 0,5 a 1 cm de tamaño, muy vesiculares, de color negro y bien estratificados en mantos, en los que la granulometría del depósito se presenta relativamente homogénea, con escasas variaciones. Hacia la parte superior del cono aumenta la granulometría del mismo, su oxidación y grado de consolidación. A menudo, entre los piroclastos aparecen ventanas donde afloran las coladas miocenas sobre las que se apoya el edificio.

De la base del cono surgieron lavas, también muy escoriáceas, que se diversificaron en dos ramales. El más importante se canalizó por un valle intermedio entre el barranco Valle de la Cueva y el Valle de Jacomar (Valle Juanicón), llegando las lavas a la costa, donde se abrieron en abanico y formaron una amplia plataforma costera a modo de delta, que prolongó la línea costera mar adentro. El recorrido fue de unos 3 km.

En el malpaís costero se observan asimismo grandes frentes formados por lavas de bloques muy escoriáceos, a veces arqueados en el sentido de avance. Son frecuentes aquí también las zonas deprimidas dentro del campo de lavas.

El otro ramal de lava se dirigió más hacia el norte, para caer posteriormente en cascada por la ladera sur del barranco Valle de la Cueva y canalizarse por él hacia la costa. Resulta curioso cómo al caer a dicho valle la lava se remansó y se extendió algunas decenas de metros valle arriba.

El frente actual de estas coladas se encuentra alejado de la línea de costa, no habiendo llegado quizás este ramal a entrar en el mar.

En el malpaís originado en este valle se observan protuberancias y hornitos, a veces de alturas superiores a los 15 m. En los laterales del barranco, el encajamiento posterior del mismo ya ha seccionado las coladas, poniendo de manifiesto la superposición de diversas unidades lávicas, que conjuntamente alcanzan potencias de hasta 20 m e individualmente 3 a 5 m. El resto de las características de las coladas son similares a las de los otros volcanes y fueron descritas conjuntamente más arriba.

La superficie que ocupan actualmente las lavas de este volcán es de unos 3,7 km², aproximadamente.

Un pequeño cono de escorias y bombas gruesas de carácter adventicio del cráter principal surgió en el estrecho valle de Juanicón. Tiene un cratercito o escotadura abierta hacia el noreste y posiblemente emitió también lavas que cayeron hacia el barranco de la Cueva.

2.2. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

2.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5 y 1 m) (20)

Los depósitos marinos correspondientes al Holoceno superior fueron denominados Erbanense (de Erbani, el antiguo nombre de Fuerteventura) por MECO *et al.* (1987) y MECO (1988). Aparecen en pequeños afloramientos discontinuos a lo largo del litoral de la isla, a alturas que oscilan entre 0,5 y 1 m, siendo la localidad tipo La Jaqueta (hoja de Istmo de la Pared), en el sur de la isla.

En esta zona se pueden ver en el centro de la Ensenada de Pozo Negro, sobre las coladas recientes y en la de Gran Valle, pero tienen especial relevancia en la Ensenada de Toneles y sobre el borde sur del malpaís reciente de Jacomar.

Se encuentran en una posición algo más baja que los depósitos jandienses, siendo su cota máxima de 1,5 m por encima de la marea alta. Se presentan en forma de "beach-rock" y en cubetas excavadas en los depósitos jandienses. Están constituidos por una arenisca de grano fino consolidada y con fauna, con un conglomerado encima de cantos basálticos. A veces en la parte inferior hay una arena eólica de color marrón, también endurecida. Su potencia no suele ser superior a 50 cm.

Su fauna es semejante a la actual para estas regiones canarias y se caracteriza por la extraordinaria abundancia de *Theridium vulgatum* (Bruguiera), que junto con patelas semejantes a las jandienses, constituyen más de las tres cuartas partes de la población muestreada. La menguada cuarta parte restante se la reparte una veintena de especies, entre las que figuran, por orden

de abundancia, *Columbella rustica* (Linné), *Linga columbella* Lamarck, *Conus mediterraneus* Bruguiere, *Erosaria spurca* (Linné), *Thais haemastoma* (Linné), *Luria lurida* (Linné), *Polinices ilac-teus* (Guildin), *Cantharus viverratus* Kiener, *Cerastoderma edule* (Linné), *Chlamys corallinoides* (d'Orbigny), etc., y además, verméticos y algas calcáreas.

2.2.2. Arenas eólicas sueltas (21)

Se encuentran en la parte trasera de la desembocadura del Valle de Pozo Negro y proceden de la removilización de las arenas pleistocenas consolidadas, por lo que sus características son similares. Recubren débilmente la parte frontal de la colada reciente.

2.2.3. Depósitos arenoso-arcillosos (22)

Aparecen en zonas endorreicas que quedan entre las coladas recientes o entre éstas y las paredes del Valle de Pozo Negro, principalmente.

Son materiales de naturaleza arenosa-arcillosa, de color marrón-anaranjado y granulometría fina, a veces de carácter pulverulento. Sus potencias son siempre pequeñas, en ocasiones centimétricas, pudiendo llegar a 1-2 m en la zona de Rosa Grande. Es frecuente que se produzcan encharcamientos en ellas y en los lugares donde mayor espesor tienen, pueden desarrollarse abarrancamientos.

2.2.4. Coluviones (23)

Estos depósitos tienen amplio desarrollo en la zona, donde cubren prácticamente todas las laderas de los valles, suavizando sus pendientes.

Constituyen abanicos de materiales detríticos groseros, a veces bien individualizados y a menudo coalescentes. En muchos casos, el encajamiento de los barrancos secciona sus terminaciones y lateralmente pueden estar incididos por barranqueras que ponen de manifiesto su constitución interna, así como distintos episodios de aporte.

Están formados por acumulaciones de bloques y cantos angulosos heterométricos, de litologías basálticas predominantemente y sin ningún ordenamiento interno. La matriz es arenosa, de grano fino-medio y a veces algo arcillosa. El grado de consolidación es bajo y aumenta cuando están cementados por caliche.

2.2.5. Conos de deyección (24)

Son formas de acumulación de contorno triangular, que cubren también las laderas de los valles de la hoja. A menudo se solapan unos con otros según disminuye su pendiente, y en sus partes más distales se confunden con los depósitos de rambla, llegando a adoptar posiciones

casi horizontales. A diferencia de los coluviones, tienen mayor desarrollo longitudinal y suponen una rampa de enlace entre el cauce del barranco o valle y las partes intermedias de los relieves. A veces, sin embargo, no existe una diferenciación clara entre unos y otros, así como tampoco con los coluviones.

Son depósitos detríticos mal seleccionados, formados por acumulaciones de cantos y bloques subangulosos de litologías diversas, empastadas en una matriz de tipo arenoso fina. No tienen estructuración interna. Igualmente, en su superficie se desarrollan encostramientos calcáreos, pero de poca importancia.

2.2.6. Depósitos de barranco (25)

Se incluyen aquí los materiales sedimentarios que ocupan los cauces de los barrancos y valles de la hoja. Éstos suelen estar secos, dadas las bajas precipitaciones, pero en caso de lluvias fuertes y continuas, pueden arrastrar gran cantidad de material.

Son depósitos detríticos aluviales, constituidos por arenas y gravas de grano medio-grosso y cierta proporción de limos, que representan episodios menos energéticos. Forman barras entrelazadas unas con otras, a veces con espesores visibles cercanos a 1 m, y en algunos casos, aparecen aterrazados en los márgenes de los barrancos. La heterometría de los cantos es alta, pudiendo encontrarse desde fragmentos cercanos al metro cúbico hasta de escasos centímetros, con formas predominantemente redondeadas y subredondeadas. En algún caso, como en el barranco de la Cueva, parecen observarse arenas eólicas cubiertas o interstratificadas con los materiales aluviales.

2.2.7. Playas de arenas y cantos (26)

El litoral de la hoja no se caracteriza por el desarrollo de playas de arena amplias. Las pocas que hay se forman en la desembocadura de los barrancos y al pie de algún acantilado, en zonas recogidas, pero en general su entidad es pequeña. Las más importantes del área son las de Pozo Negro, la más amplia, Gran Valle y la de Ensenada de Toneles.

En la mayoría de los casos están formadas por arenas de color negro-gris, procedentes de la erosión y desintegración de las rocas basálticas, así como por cantos redondeados (callados) de esa misma litología. Entre sus componentes aparecen diminutos fragmentos basálticos y abundantes minerales (olivino y piroxeno) sueltos. Hacia la parte trasera aumenta la pendiente y es donde se acumula la mayor parte de los cantos, formando el cordón costero actual. En la playa de Pozo Negro se observan dos barras de cantos, encontrándose las más antiguas y retrasadas. En esta playa hay arena de color más claro, debido a los aportes que recibe de los depósitos arenosos eólicos que hay detrás de ella.

3. TECTÓNICA

Del análisis estructural de los elementos volcano-tectónicos del archipiélago canario, se deduce que la formación y distribución de sus siete islas estuvo controlada por un campo de esfuerzos cortical, aunque la generación del magma haya sido mantélico. En la isla de Fuerteventura esta deducción resulta aún más evidente, pues tanto su forma alargada y alineada con Lanzarote como la estructura del Complejo Basal definen con claridad este campo de esfuerzos.

Tanto desde el punto de vista estratigráfico como volcano-tectónico, la isla de Fuerteventura se puede dividir en dos grandes dominios: el Complejo Basal, y los episodios volcánicos subaéreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua, es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por el con-

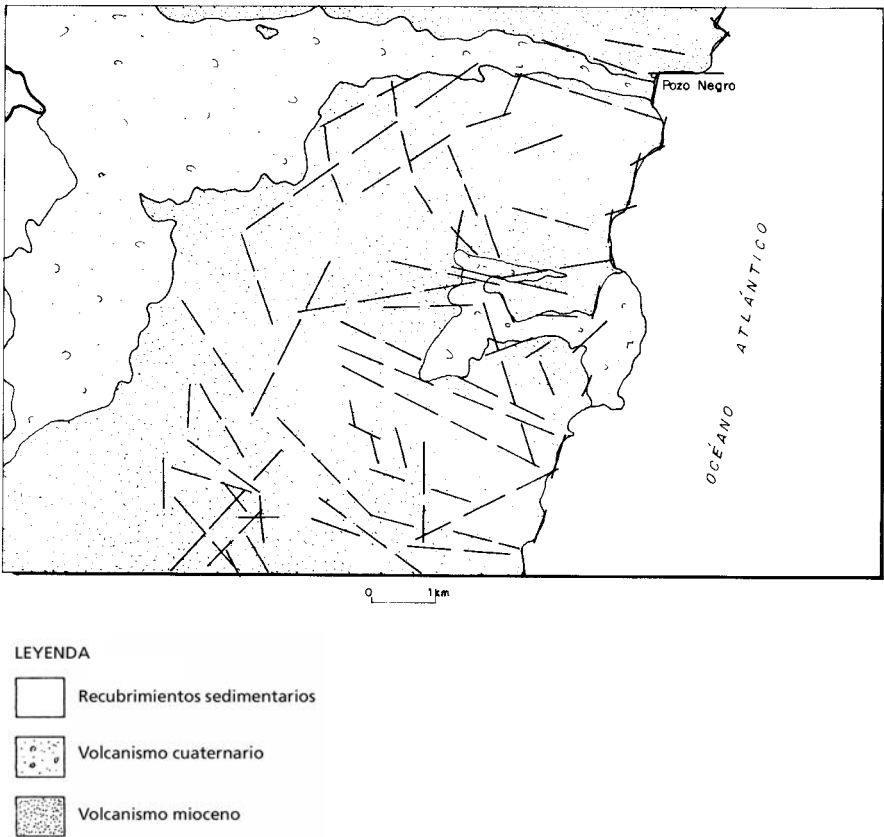


Fig. 3. 1. Esquema de lineamientos

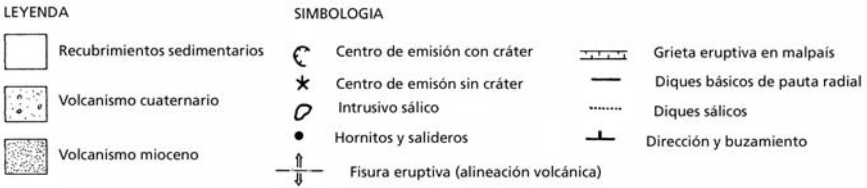
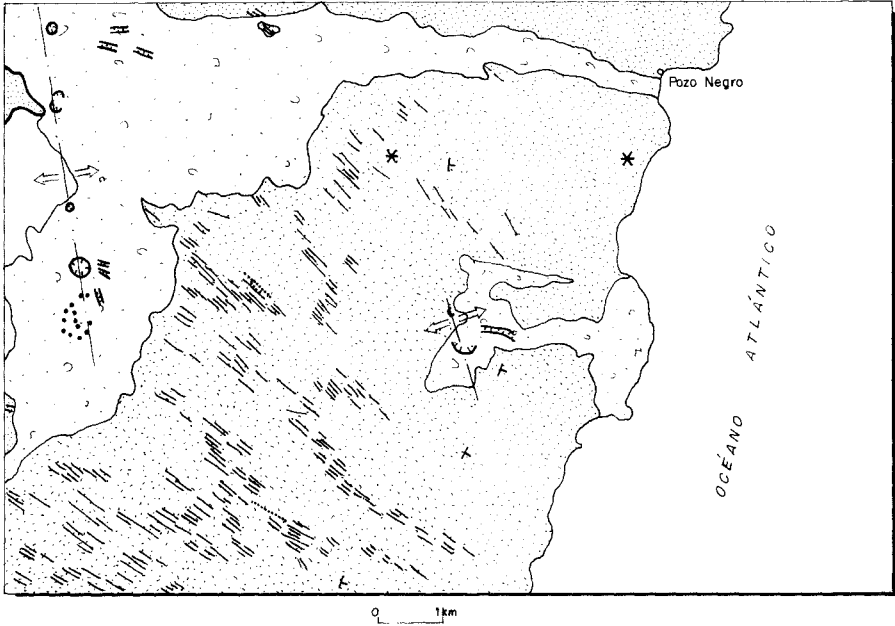


Fig. 3. 2. Esquema volcano-estructural.

trario, en el dominio subaéreo, aparecen propiamente aquellos elementos provocados por los esfuerzos compresivos locales o por una nueva dilatación lineal.

El análisis de los elementos volcano-tectónicos en Fuerteventura ha puesto de manifiesto la existencia de dos campos de esfuerzos, que en parte se superponen en el tiempo y en el espacio pero que son de escala distinta. Hay un campo regional, que es el que primero comienza a actuar, el cual desde el Paleoceno superior controla el nacimiento submarino de la isla y la evolución posterior de todo el Complejo Basal. Este campo es de naturaleza extensional y actúa con dirección ONO-ESE, generando una banda de dilatación lineal NNE-SSO dentro de una corteza extensional. El eje principal de esta banda es ocupado por un intenso sistema fisural de

diques que se dibuja como un rift paralelo al que ocasionó la apertura del océano Atlántico, 140 m.a. antes.

Posterior a esta fisuración de dilatación inicial (aproximadamente hacia los 20 m.a., el campo de esfuerzos sigue unas tendencias más variables, que ocasionan cambios en las direcciones, dentro y fuera de la zona de máxima dilatación. Se manifiestan esfuerzos compresivos que afectan a las paredes rocosas de las cámaras magmáticas ascendentes, provocando la aparición de sistemas de diques radiales. Esta orientación de diques parece evidente que está controlada por modelos de esfuerzos locales, y corresponden con la geometría de la superestructura de los estratovolcanes que se forman durante los primeros episodios subaéreos de la isla. En Fuerteventura, los casos más patentes de este fenómeno son los complejos de diques radiales de los edificios miocenos de Gran Tarajal y Jandía. Tales controles estructurales locales pueden enmascarar la fisuración temprana abierta en el fondo oceánico durante la inyección del magmatismo de la isla, y son por tanto de poca ayuda para estimar los paleoesfuerzos regionales del comienzo de su formación en profundidad.

También, otro ejemplo de la variabilidad del campo de esfuerzos está en la intrusión de estructuras "ring complex" como el de Vega de Río Palma, en pleno Complejo Basal. Esta estructura no lleva asociada un enjambre de diques propios y se encuentra justamente perforando la banda axial de dilatación lineal NNE-SSO. Probablemente su emplazamiento marca la relajación del régimen de esfuerzos extensional inicial.

Durante los episodios subaéreos pliocuaternarios de Fuerteventura se generan nuevas direcciones de dilatación lineal, aunque en muchísima menor intensidad que las iniciales. Algunas de ellas siguen pautas similares a dichas iniciales, aunque otras presentan direcciones más irregulares y cambiantes. Se podría pensar, tal vez, que parte de los esfuerzos extensionales regionales continúan actuando hasta el presente, pero con una intensidad mucho menor.

Para una mejor comprensión de la tectónica de la hoja se han elaborado dos esquemas diferentes: uno de lineamientos morfológicos y otro con los elementos volcano-tectónicos. El análisis de las estructuras volcánicas y tectónicas está basado tanto en los elementos estructurales regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en las estructuras locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etc.).

También la presencia de diversos niveles de rasas marinas indica movimientos en la vertical que igualmente serán considerados dentro de dicho análisis.

En la hoja de Pozo Negro sólo está representado el dominio subaéreo de la isla, con dos emisiones diferentes: los basaltos miocenos del estratovolcán de Gran Tarajal, bastante erosionados, y los campos lávicos de los malpaíses recientes de la alineación Caldera de Gairia-Caldera de Arrabales, y del edificio Jacomar. La superficie mayor corresponde a los primeros materiales, en los que, debido a su gran envergadura morfológica y nivel de erosión, mejor se reflejan las estructuras volcánicas de la zona. Forman un apilamiento de lavas buzantes suavemente hacia el mar, configurando la ladera del estratovolcán, que ha sido incidido por la red hidrográfica hasta originar los actuales relieves de "cuchillos" separados por amplios valles.

En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1), realizado solamente con los datos de la base altimétrica, se observan dos direcciones preferentes en los basaltos del edificio de Gran

Tarajal. Por un lado, hay una dirección N120°E que tiene otros componentes ligeramente girados, que configuran un modelo radial de lineamientos. El conjunto resulta paralelo a los relieves agudos ("cuchillos") del apilamiento basáltico y parece estar condicionado por la geometría radial del enjambre de diques del estratovolcán, aflorante en las partes más bajas del mismo. Es decir, está íntimamente ligado a la deformación de ladera que sufre el edificio durante su construcción por la presión ejercida por el magma ascendente.

Hay una segunda familia de lineamientos algo cruzada con la anterior que tiene una dirección N160°E (sobre todo en el área de Jacomar) que podría estar relacionada con la fisuración extensional que dio origen a las erupciones de los malpaíses recientes, ya que, en cierta medida, es una dirección subparalela a las fracturas eruptivas de estos conos.

En esta hoja casi no se aprecian lineamientos propios del dominio del Complejo Basal, como son los de dirección N20-40°E. Solamente en el cuadrante SO de la misma, en el área de transición hacia el Complejo Basal, es donde parecen existir algunas trazas de esta dirección, probable reflejo superficial de las directrices más profundas.

La línea de costa mantiene una dirección bastante constante a N20°E, perpendicular a la dirección de los "cuchillos", o lo que es lo mismo, a la pendiente de ladera del edificio Gran Tarajal.

En el esquema de los elementos volcano-estructurales (Fig. 3.2), lo más característico son las estructuras volcánicas representadas por el intenso enjambre de diques del edificio mioceno de Gran Tarajal y las alineaciones de conos recientes.

El sector del estratovolcán basáltico del Gran Tarajal que aflora en la hoja, aunque correspondiendo sólo a una parte del gran edificio, deja visible una intensa red de diques subverticales de su estructura profunda interior. En el esquema adjunto se ha individualizado el tramo inferior del resto de tramos medio superior, para visualizar mejor la situación estratigráfica de los diques. Atravesando este tramo inferior es donde se encuentra prácticamente instalada la red de diques basálticos con una dirección dominante de N130°E, que resulta perpendicular a la dirección de buzamiento de las lavas. En los tramos siguientes, medio y alto, la fisuración o inyección filoniana es minoritaria, como suele corresponder a las partes más altas de las superestructuras subaéreas.

Considerando en conjunto este sector de diques con el resto de la red que aflora en todo el estratovolcán, se observa que forma parte de un modelo filoniano radial propio de un esfuerzo compresivo local. Éste se produce por el ascenso de la cámara magmática durante la construcción del edificio en tiempos miocenos, cuyo centro supuesto debió estar más al oeste de esta hoja (aproximadamente en el área central de la hoja de Tuineje). Este centro sería donde, hipotéticamente, convergen todos los diques del edificio.

En las emisiones volcánicas recientes hay que destacar la gran alineación de conos de Caldera Gairía-Caldera de los Arrabales. Esta fractura eruptiva está formada por una sucesión de cinco conos de diverso tamaño (el primero de Gairía en la hoja de Pájara), con una dirección N160°E. En menor escala, también el cono del edificio Jacomar parece estar alineado con otro pequeño centro de emisión que tiene un poco más al NO, definiendo otra fractura eruptiva subparalela a la anterior. Ambas fracturas parecen obedecer a un campo de esfuerzos extensional de dila-

tación lineal en sentido NNE-SSO que se produce en el norte de la misma (hojas de Tostón-Corrales y La Oliva) en el volcanismo de esta misma edad.

Los movimientos en la vertical que se aprecian en esta hoja han quedado registrados en las rasas marinas aflorantes a lo largo de la costa. De las tres rasas más representativas en la isla, como son la pliocena, la jandiense y la erbanense, sólo las dos últimas se encuentran aflorantes en la hoja. La primera está entre +1 y 2 m y la última a +1 m lo que indica, en términos absolutos, un desnivel respecto al mar actual relativamente pequeño. El hecho de que la rasa pliocena no esté presente en esta costa, mientras que sí lo está en la del oeste, es una cuestión de carácter regional, que puede suponer desde fenómenos de basculamiento hasta fracturaciones a gran escala, aún sin determinar.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

Tres son los tipos de materiales que intervienen en la definición de la morfología de esta hoja. En primer lugar, las coladas basálticas olivínicas, olivínico-piroxénicas y plagioclásicas correspondientes a la Fase miocena. En segundo lugar las coladas basálticas de la Fase pleistocena media-holocena y finalmente, los depósitos de origen exógeno resultantes sobre todo de la degradación de los basaltos miocenos. El resto de los tipos litológicos existentes en esta hoja no tienen importancia areal, aunque sí cualitativa, a la hora de definir la evolución del relieve, como a continuación se verá.

De los tres tipos principales de rocas o sedimentos, los correspondientes al Mioceno son los que van a dar los relieves dominantes en la superficie de esta hoja, debido a su gran cohesión y resistencia a los agentes erosivos. Los otros dos antes mencionados, cuantitativamente de menor importancia, se adaptan al relieve preexistente, y sólo en el caso de los basaltos de los episodios recientes llegan a generar nuevos relieves.

De manera adjunta se incluye el mapa geomorfológico de la hoja, realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Se puede establecer un paralelismo entre la génesis del relieve y el emplazamiento de los tipos rocosos antes mencionados. El relieve de partida lo debió dar la superficie de agradación miocena formada por los apilamientos de coladas basálticas buzantes suavemente hacia el E. Sobre esta superficie, extendida probablemente a toda la isla (aunque con topografía no homogénea), se ha desarrollado una red de drenaje paralela, aunque ligeramente radial, a escala insular. De la incisión vertical y horizontal resulta una degradación de la superficie miocena de partida, de la que sólo quedan actualmente restos en los interfluvios de las líneas de drenaje.

Con posterioridad a esta etapa de incisión, que pudo haber comenzado ya a finales del Mioceno y continuó durante el Plioceno, tiene lugar una fase de aluvionamiento, que en otras ho-

jas adyacentes a ésta parece haber alcanzado la costa oriental de Fuerteventura, si bien aquí parece quedar relegada al O de la hoja. Conviene tener en cuenta que tanto la erosión posterior como los episodios de coladas recientes pueden ocultar estos sedimentos. Sea como sea, en el borde costero, la rasa jandiense indica, como en el resto de la costa de la isla, un estacionamiento del mar a una altura próxima a la actual.

Es con posterioridad al Plioceno y ya dentro del Pleistoceno cuando tiene lugar la generación de depósitos de vertiente, que se distinguirán de los más modernos por hallarse fuertemente encalichados. Pero, desde un punto de vista morfológico, presentan una mayor importancia al final del Cuaternario, que es cuando tienen lugar las emisiones desde la Caldera de los Arrabales, de la Laguna y de Liria, cuyas coladas alcanzan el mar por el barranco de Pozo Negro y de Abajo. Asimismo, la otra erupción, procedente del Volcán de Toneles o de Jacomar, alcanza la costa, dando lugar a un incremento en la superficie de la isla.

Estas coladas tienen, además de los antes descritos, otros efectos, como son los de obturar algunas de las redes de drenaje (barranco del Teguital, del Valle de la Cueva, de Abajo y de Pozo Negro), lo que ocasiona la aparición de pequeñas áreas endorreicas donde se produce la sedimentación de materiales finos (areno-arcillosos), muy peculiares. Algunos topónimos (El Saladillo, Monte y Tablero del Saladillo) parecen indicar que al endorreísmo se añaden otras de las características que le acompañan en medios áridos como éste.

Otros resultados de la obturación son, además, la interrupción en cabecera de líneas de drenaje que se quedan sin parte importante de su área de drenaje y con dimensiones anómalas, si se las hace corresponder con su actividad actual.

La etapa final en la evolución del relieve de la hoja la va a dar la dinámica de vertientes, por otra parte de escasa magnitud.

En el borde costero no se registran fenómenos dignos de mención especial. Los acantilados, con altitudes medias de entre 50 y 100 m por encima del nivel del mar, no parecen señalar un retroceso apreciable de la línea de costa. Se debe reseñar la fosilización del acantilado por las coladas basálticas de los episodios recientes en la desembocadura del barranco de Toneles.

4.3. PRINCIPALES TIPOS DE FORMAS DIFERENCIABLES

4.3.1. Formas endógenas

Conos y calderas volcánicas

Corresponden al ciclo Postcomplejo Basal, y dentro de él, a la llamada Fase pleistocena media-holocena. Se trata de edificios bien conservados. Los mejores ejemplos aparecen en el interior (O de la hoja) y corresponden a los edificios de Caldera de los Arrabales, Liria, Calderita y La Laguna. Son muy característicos los campos de hornitos asociados a la Caldera de los Arrabales. Sin embargo, es un edificio de menores dimensiones, la Caldera de Jacomar, el que da una morfología más espectacular, al introducirse en el mar en una superficie de 2,5 km de largo por 1 km de ancho.

Coladas volcánicas

Sin duda, el Malpaís Grande, formado por la confluencia de las coladas procedentes de Arrabales, La Calderita, Liria y la Laguna, es el mejor de coladas tipo "aa", sólo superadas por las existentes en el N de la isla (hoja de Tostón-Corrales).

4.3.2. Formas residuales

Superficies y restos de superficies

Manifestadas más claramente en el centro de la hoja, desde la Caldera Jacomar, que se apoya precisamente en uno de estos retazos de la superficie inicial, y el N.

Se sitúan entre 250 y 350 m de altura y corresponden al relieve más antiguo conservado en la hoja. En ocasiones (Tablada del Valle Corto, Montaña Majada de la Vieja, Tablero del Guincho) han sido degradadas hacia la línea de costa, dando lugar a glaciares erosivos.

Lomas y crestas

A veces designados con el topónimo de "cuchillos", son restos de superficies residuales en una fase aún más degradada que la anterior. Alcanzan cotas un poco más bajas también.

4.3.3. Formas fluvio-torrenciales (valles o barrancos)

En general, presentan iguales características a las del resto de la isla: vertientes abruptas y recubiertas por depósitos de vertiente en su base y fondos planos colmatados por materiales de vertiente con estructuras "tipo braided". Es, sin embargo, más espectacular el caso de los barrancos obturados por coladas recientes. Un buen ejemplo es el barranco de Gran Valle, cuyas dimensiones y profundidad de encajamiento (entre 300 y 462 m) destacan, cuando se comparan con su corto recorrido. Su continuación al NO de la Caldera de los Arrabales, interrumpida durante el Holoceno, permite atender estas anomalías.

4.3.4. Formas endorreicas

Se trata de depresiones de fondo plano, colmatadas por residuos y limitadas parcialmente por una colada basáltica. Se reconocen ejemplos de este tipo de formas alrededor del Malpaís Chico. También el relleno del barranco de Abajo y de Pozo Negro ha producido una división en dos del curso inicial.

4.3.5. Formas marinas

No es un rasgo muy característico este tipo de formas en esta hoja, aunque la altura oscila entre 50 y 100 m para su costa E. Presentan, en todos los casos, una zona de sobreexcavación basal con rasa asociada en algunos puntos.

4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

Formas residuales cónicas o puntuales: El Roque, Morro Alto, de las Mochas, Blanco, de las Méndez, Redondo, Cabeza de Leandro, Morro del Peñón.

Formas residuales alargadas: Cuchillo de los Olivos, de Juanicón, Cuchillete o Norte del Gran Valle, los Cuchilletes, Lomo Cumplido.

Formas residuales planas: Tablada de Valle Alto, Tablero de Jacomar, Tablada Ancha, Tablero del Saladillo, Tablero del Guincho.

Formas volcánicas (Conos): Caldera de los Arrabales, Caldera de Liria, Caldera de la Laguna, Volcán de Toneles, la Calderita.

Superficies de colada: Malpaís de la Pierna, Malpaís Grande, Malpaís de Toneles.

Hornitos: Los Morros.

Formas erosivas fluvio-torrencales: barranco de los Toneles, del Gran Valle, de Jacomar, de la Cueva, de Abajo, de Pozo Negro, de Leandro de Teguito.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

En este apartado se describen las características petrológicas y geoquímicas generales de las distintas formaciones volcánicas representadas en la zona, habiéndose realizado un muestreo sistemático de las mismas, tanto para su estudio petrográfico como geoquímico. Primeramente se describen las características petrológicas de las fases volcánicas y de los tramos o episodios que en ellas se han distinguido y posteriormente se hará un comentario sobre su comportamiento geoquímico.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan. En el caso de la Fase miocena, únicamente se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras correspondientes al edificio mioceno en el que se halla enclavada la hoja, si bien en los diagramas se han representado las muestras disponibles pertenecientes a cada uno de los tres edificios miocenos de la isla. En cualquier caso, no obstante, en las representaciones gráficas siempre se señala con simbología diferente las muestras tomadas en el área cartografiada.

Además de los análisis expresamente realizados para este trabajo, se han incluido también los existentes en la bibliografía. Por ello, 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.

En las Tablas 5.1 y 5.2 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.* (1986a)]. La denominación

de las rocas obtenida en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras.

5.1. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.1.1. Fase miocena. Petrología

Ampliamente representada en esta área, esta fase volcánica muestra un carácter predominantemente basáltico, en el que se encuentran tipos petrográficos muy variados. Los términos de composición más diferenciada, como son los traquíticos, son más escasos y subordinados.

A continuación se describen detalladamente todos los tipos petrográficos presentes en las coladas de la Fase miocena de esta área, independientemente del tramo en que se encuentran. Más adelante, en sus apartados respectivos, se indicarán las composiciones petrológicas que se dan en cada uno de esos tramos o episodios.

5.1.1.1. Tipos petrográficos en las coladas y piroclastos (4, 5, 10, 11 y 12)

Basaltos olivínicos. Se caracterizan por la presencia de fenocristales de olivino generalmente subidiomorfos, frecuentemente con golfos de corrosión y reabsorción magmática. El grado de alteración es variable, si bien por lo general elevado, con intensa iddingsitización y más escasa serpentinización. La iddingsita sufre a su vez procesos de cloritización. En numerosas ocasiones se distinguen hasta dos familias de olivinos, presentes simultáneamente en ciertas muestras: una primera familia de fenocristales de mayor tamaño (ente 1 y 3 mm), con alteraciones parciales, generalmente en bordes y fracturas, cristales idiomorfos y proporciones entre 10 y 20%; una segunda familia de menor tamaño (entre 0,2-0,5 mm, muy alterados, incluso en su totalidad en algunos casos, y normalmente menos abundantes.

La augita aparece rara vez en forma de fenocristales, siendo siempre de menor tamaño que los olivinos (<1 mm) y en proporciones nunca superiores a 2%; es de hábito tabular e idiomorfa, agrupándose en forma de glomérulos dispuestos radialmente.

El aspecto de la matriz es bastante variable, pasándose de matrices cripto o microcristalinas a matrices fluidales o doleríticas, constituidas por plagioclasa microlítica maclada, augita en cristales equidimensionales y opacos granulares dispersos. Se observa en ocasiones presencia de microacumulados ultramáficos de tendencia dunítica. El vidrio es escaso y generalmente está asociado a vesículas a las que rellenan total o parcialmente. Los rellenos secundarios son normalmente de calcita, que tamiza las paredes de vacuolas.

Basaltos olivínico-piroxénicos. Se caracterizan por la presencia simultánea de microfenocristales de olivino y augita, por lo general en proporciones similares. Análogamente a los basaltos olivínicos, también se pueden distinguir dos poblaciones de olivino en función de su tamaño y con las características vistas anteriormente, siendo el grado de alteración menor que en el caso anterior.

**Tabla 5.1. Fase miocena.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

Muestra	16827	17266	16735	16482	16664	16619	RB-178	283
SiO ₂	40.25	42.30	42.70	42.95	43.40	43.40	43.52	44.78
Al ₂ O ₃	11.99	11.34	13.20	12.45	12.35	13.63	11.03	12.87
Fe ₂ O ₃	7.28	5.77	7.91	3.69	4.97	3.60	13.21	2.69
FeO	5.80	7.23	5.18	8.33	7.36	8.97		9.38
MgO	11.88	13.64	6.05	12.06	11.53	11.84	12.49	12.02
CaO	11.86	10.68	12.02	11.10	10.47	10.56	10.66	9.49
Na ₂ O	3.36	2.68	2.84	3.26	2.16	2.22	2.28	2.42
K ₂ O	1.00	1.08	1.82	1.60	1.08	.80	1.24	1.08
MnO	.18	.16	.15	.16	.16	.15	.17	.18
TiO ₂	2.77	2.70	4.25	2.63	3.08	2.92	3.88	2.81
P ₂ O ₅	.98	.34	.98	.74	.40	.35	.51	.39
H ₂ O	2.09	1.33	2.34	.76	2.90	1.49	1.01	2.00
CO ₂	.15	.20						
Ba							223	
Ce							<20	
Cr								600
La							<20	
Ni								900
Rb							11	
Sr							446	
Y							19	
Zr							322	
Or	5.91	6.38	10.76	9.46	6.38	4.73	7.33	6.38
Ab	5.88	8.90	14.27	3.92	15.72	13.65	10.46	17.15
An	14.68	15.72	17.90	14.61	20.81	24.86	16.20	21.07
Ne	12.22	7.46	5.29	12.82	1.39	2.78	4.79	1.80
Di	28.70	26.64	27.51	28.43	22.55	20.19	26.75	18.84
Ol	11.69	18.28	1.62	17.68	16.13	20.66	20.88	22.73
He			4.53					
Mt	10.56	8.37	4.90	5.35	7.21	5.22	2.93	3.90
Il	5.26	5.13	8.07	5.00	5.85	5.55	7.37	5.34
Ap	2.27	.79	2.27	1.71	.93	.81	1.18	.90
Cc	.34	.45						
ID	24.01	22.75	30.31	26.20	23.49	1.16	26.62	25.33
FEMG	.01	.09	.00	.17	.11	.19	.00	.21
IP	.55	.49	.50	.57	.38	.33	.46	.40

- 16827 Basanita. Colada en Morro del Peñón, Montes de Valle Corto; cota 320 m [FUSTER *et al.* (1968)].
17266 Basanita. Colada en el collado entre El Roque y Vigán; cota 420 m [FUSTER *et al.* (1968)].
16735 Tefrita. Colada en un cerro de cota 114 m, entre el malpais, al este de Halcones. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
16482 Basanita. Colada en el bco. de Mña. Juanicón hacia malpais de Valle de La Cueva. [FUSTER *et al.* (1968)].
16664 Basanita. Dique en la ladera S de Morro Las Méndez. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
16619 Basanita. Dique cercano a Caldera de Liria. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
RB-178 Basanita. Colada con disyunción potente a 200 m. al O de Solana de Pozo Negro; cota 75 m. (MAGNA).
283 Basalto alcalino. Colada en la parte inferior de la ladera N del Valle de Pozo Negro. [HAUSEN (1958)].

Tabla 5.1. Fase miocena. (Continuación).

Muestra	16659	16610	RB-177	5	RB-173	6	7	16478
SiO ₂	46.80	47.60	58.09	63.35	63.52	63.82	64.62	66.15
Al ₂ O ₃	15.73	16.21	18.14	16.08	17.51	15.90	16.54	16.23
Fe ₂ O ₃	5.83	4.59	5.35	3.07	3.43	3.00	3.23	1.71
FeO	1.91	6.23		.37		.52	.39	.17
MgO	3.93	5.46	1.78	.99	.83	.55	.35	.31
CaO	6.56	8.95	3.80	1.11	1.01	.52	.39	.34
Na ₂ O	2.72	3.54	5.72	7.52	6.57	7.66	7.49	7.04
K ₂ O	6.04	1.60	3.64	5.28	5.26	5.27	5.28	5.72
MnO	.33	.14	.18	.25	.17	.23	.23	.06
TiO ₂	2.40	3.12	1.35	.62	.76	.63	.63	.57
P ₂ O ₅	.94	.61	.29	.07	.14	.11	.06	.06
H ₂ O	5.16	2.15	1.68	1.17	.80	.50	.73	1.38
CO ₂	1.40							
Ba			811	293	535	261	294	
Ce			215		258			
La			103		159			
Nb				204		202	201	
Rb			67	123	79	128	129	
Sr			774	38	77	24	30	
Y			43	74	41		70	
Zr			709	1091	930	1164	1051	
Q					.89			
Or	35.69	9.46	21.56	31.20	31.09	31.14	31.20	33.80
Ab	18.33	29.96	48.40	52.10	55.60	52.45	55.68	51.64
An	12.87	23.62	13.07		2.75			
Ne	2.54			.66				
Ac				8.88		8.68	6.78	4.95
Ns				.05		.59		.54
Di	3.65	13.38	3.23	3.95	1.13	1.48	1.20	.16
Hy		1.83	5.86		4.94	1.01	.31	.70
Ol	5.67	5.83	1.40	.52				
He	5.64						.76	
Mt	.28	6.66	1.19		.75		.18	
Il	4.56	5.93	2.56	1.18	1.44	1.20	1.20	.49
Ap	2.18	1.41	.67	.16	.32	.25	.14	.14
Cc	3.18							
ID	56.56	39.41	71.66	83.96	89.13	85.01	88.64	90.62
FEMG	.00	.13	.00	.04	.00	.16	.00	.00
IP	.70	.47	.74	1.12	.94	1.15	1.09	1.09

- 16659 Dique en la Montaña de Ezquén [LÓPEZ RUIZ (1970)].
 16610 Traquibasalto potásico. Colada en la ladera S del Tablero del Saladillo [LÓPEZ RUIZ (1970)].
 RB-177 Latita. Colada en la ladera S del Valle de Pozo Negro; cota 51 m (MAGNA).
 5 Traquita paracalina. Intrusión de los Morros de Pozo Negro (zona centro) [CUBAS *et al.* (1988-89)].
 RB-173 Traquita. Intrusión en el collado entre Morro Alto y Morro de las Méndez; cota 173 m (MAGNA).
 6 Traquita paracalina. Intrusión de los Morros de Pozo Negro [CUBAS *et al.* (1988-89)].
 7 Traquita paracalina. Intrusión de los Morros de Pozo Negro [CUBAS *et al.* (1988-89)].
 16478 Traquita paracalina. Intrusión de los Morros de Pozo Negro; cota 166 m [FUSTER *et al.* (1968)].

**Tabla 5.2. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

Muestra	16526	16486	16518	16528	16507	16508	RB-180	16516
SiO ₂	42.50	43.65	44.15	44.25	44.65	44.80	45.26	45.60
Al ₂ O ₃	13.77	13.57	13.23	13.66	13.41	14.20	11.73	13.88
Fe ₂ O ₃	2.80	3.53	2.58	4.57	3.07	5.00	11.45	2.65
FeO	9.17	8.77	10.10	7.78	8.27	6.81		8.83
MgO	10.91	11.02	11.19	11.14	11.11	10.55	12.57	10.75
CaO	11.47	10.79	10.15	9.91	11.34	10.44	11.04	10.80
Na ₂ O	3.48	3.20	3.29	3.17	2.86	3.01	3.17	2.92
K ₂ O	1.42	1.27	1.27	1.42	1.07	1.05	1.17	1.12
MnO	.17	.17	.16	.16	.16	.16	.16	.15
TiO ₂	2.65	2.52	2.51	2.64	2.31	2.35	2.78	2.29
P ₂ O ₅	.92	.77	.75	.60	.52	.66	.58	.52
H ₂ O	.56	.64	.43	.72	.56	.67	.10	.25
CO ₂					.30			
Ba							271	
Ce							<20	
La							<20	
Rb							15	
Sr							550	
Y							21	
Zr							240	
Or	8.39	7.51	7.51	8.39	6.32	6.21	6.91	6.62
Ab	3.05	9.79	11.09	13.54	12.90	17.93	10.61	14.55
An	17.76	18.91	17.58	18.85	20.59	22.14	14.32	21.46
Ne	14.30	9.36	9.07	7.20	6.12	4.08	8.79	5.50
Di	26.65	23.73	22.51	21.00	24.34	20.08	29.37	23.11
Ol	17.89	18.27	21.38	17.30	18.07	15.35	19.78	18.87
Mt	4.06	5.12	3.74	6.63	4.45	7.25	2.54	3.84
Il	5.03	4.79	4.77	5.01	4.39	4.46	5.28	4.35
Ap	2.13	1.78	1.74	1.39	1.20	1.53	1.34	1.20
Cc					.68			
ID	25.74	26.66	27.67	29.13	25.35	28.22	31.58	26.67
FEMG	.23	.21	.26	.15	.20	.12	.00	.23
IP	.53	.49	.51	.49	.44	.43	.55	.43

16526 Basanita. Colada del malpaís de Caldera de Liria, 500 m al E de la Calderita [CENDRERO (1966)].

16486 Basanita. Colada del malpaís de Jacomar, junto a las casas de Jacomar [CENDRERO (1966)].

16518 Basanita. Colada del malpaís central de Jacomar, a 200 m del cono [CENDRERO (1966)].

16528 Basanita. Colada del malpaís de Caldera Arrabales, al N de la Calderita [CENDRERO (1966)].

16507 Basalto alcalino. Colada del malpaís de la Laguna, desembocadura del Valle de Pozo Negro. [CENDRERO (1966)].

16508 Basalto alcalino. Colada del malpaís de Caldera de Liria, en el cono [CENDRERO (1966)].

RB-180 Basalto alcalino. Colada del malpaís de Caldera Arrabales, en Teguital; cota 80 m (MAGNA).

16516 Basalto alcalino. Colada del malpaís de Caldera de la Laguna, al E de Rosa de Pozo Negro [CENDRERO (1966)].

Tabla 5.2. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. (Continuación).

Muestra	RB-176	Muestra	RB-176	Muestra	RB-176	Muestra	RB-176
SiO ₂	46.03	MnO	.16	Sr	479	Ol	18.91
Al ₂ O ₃	12.26	TiO ₂	2.61	Y	23	Mt	2.57
Fe ₂ O ₃	11.61	P ₂ O ₅	.50	Zr	215	Il	4.96
FeO		H ₂ O	.05	Or	6.38	Ap	1.16
MgO	11.62	Ba	252	Ab	13.95	ID	31.60
CaO	11.10	Ce	<20	An	16.89	FEMG	.00
Na ₂ O	2.98	La	<20	Ne	6.10	IP	.50
K ₂ O	1.08	Rb	15	Di	28.06		

RB-176 Basalto alcalino. Colada del malpaís de Caldera de la Laguna, frente a Solana de Pozo Negro; cota 30 m (MAGNA).

Los fenocristales de augita son preferentemente idiomorfos y de hábito tabular. Están abundantemente maclados y zonados, presentando característicos bordes titanados. Rara vez presentan alteración, siendo ésta, cuando aparece, de tipo iddingsítico.

La matriz es de grano fino y por lo general micro a criptocristalina, presentando en ocasiones aspectos fluidales. Está compuesta por microlitos de plagioclasa, augita equidimensional y opacos granulares dispersos. En menor medida se encuentran minerales secundarios de color verde (cloritas-serpentininas). La biotita es escasa, de carácter tardío a penas nucleada y asociada, en ocasiones, con intersticios carbonatados.

Se encuentran abundantes zonas mineralizadas por calcita o rellenas total o parcialmente por vidrio. Aparecen, en ocasiones, microacumulados ultramáficos de tendencia dunítica.

Basaltos plagioclásico-olivínicos. Son más escasos que los tipos anteriores. Se caracterizan por la presencia simultánea de microfenocristales abundantes y bien desarrollados de plagioclasa y olivino.

Se distinguen dos familias de feldspatos: la primera, constituida por cristales idiomorfos de hábito tabular y gran tamaño (hasta 5 mm), abundantemente maclados, que constituyen una proporción del orden de 20-25%. Presentan una clara tendencia a agruparse en agregados estrellados. Un segundo grupo, de plagioclasas de menor tamaño (alrededor de 0,2 mm), peor cristalizadas que los precedentes y en una proporción de un 10-15%.

Los fenocristales de olivino, menos abundantes que los de plagioclasa, son de carácter hipidiomorfo y presentan caras rectas bien desarrolladas, junto con otras redondeadas, pudiéndose distinguir fenocristales de tamaños milimétricos de otros de entre 0,2-0,4 mm menores. En ambos casos se encuentra alterado en su totalidad a iddingsita.

La matriz es de color negruzco y de difícil identificación, ya que está constituida por una mezcla de vidrio, criptocristales de plagioclasa y opacos granulares dispersos.

Aparecen esporádicos fenocristales opacos, bien desarrollados y presentando abundantes golfos de corrosión, por lo general asociados a iddingsita.

Basaltos plagioclásico-piroxénicos. Se caracterizan por la presencia de escasos microfenocristales de plagioclasa idiomorfa de hábito tabular, generalmente maclada de tamaños entre 0,3-0,7 mm, junto con cristales algo mayores de augita (hasta 1 mm); no llegan a constituir dichos fenocristales en su conjunto más de un 10% del total.

La matriz de tipo fluidal, prácticamente traquítica, consta de plagioclasa microlítica (0,1-0,2 mm), olivinos de pequeño tamaño (menos de 0,1 mm) totalmente iddingsitizados y opacos granulares dispersos. Aparecen, igualmente, cristales de biotita escasamente nucleada, con tamaños de cristales de entre 0,2-0,3 mm, así como opacos idiomorfos con golfos de corrosión.

Traquibasaltos anfibólicos. Se caracterizan por la presencia simultánea de microfenocristales de hábito tabular de plagioclasa (entre 0,3-0,6 mm), rara vez bien desarrollados y maclados, junto con anfíboles (entre 0,4 y 0,8 mm) prácticamente pseudomorfizados en su totalidad a minerales opacos de aspecto granular.

La matriz es de textura micro a cripto-cristalina y está compuesta por plagioclasa, entre xenomorfa e hipidiomorfa, englobando óxidos y opacos granulares muy abundantes.

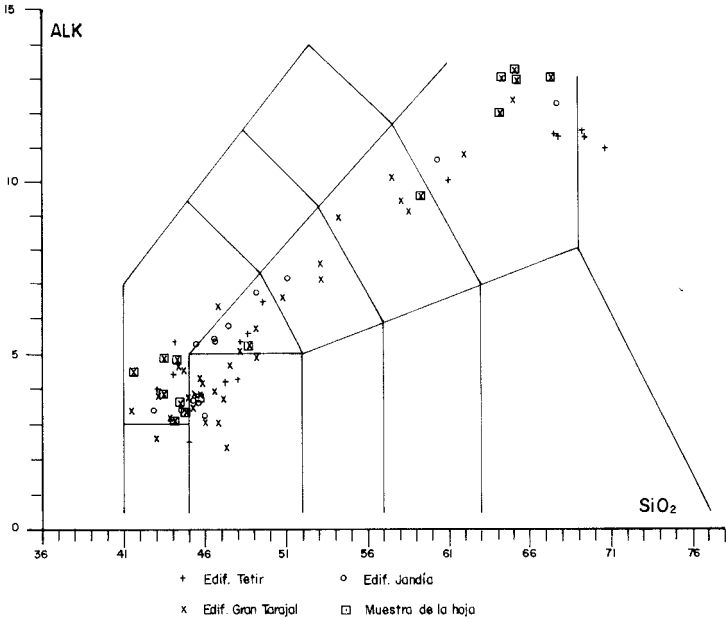


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.

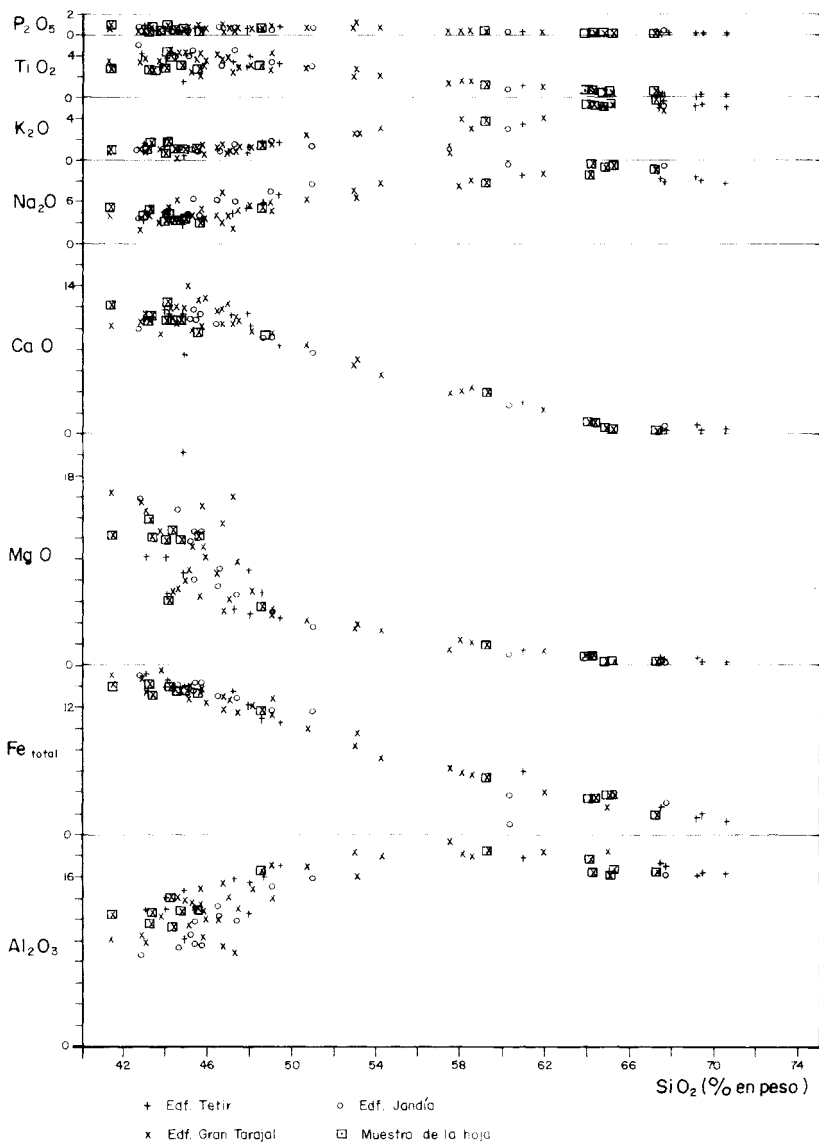


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

Basaltos anfibólicos. Son también bastante escasos en esta área. Tienen un parecido, tanto textural como mineralógico, con los traquibasaltos anfibólicos anteriores. Se distinguen únicamente por la presencia de mayores proporciones de olivino de pequeño tamaño en la matriz, por lo general totalmente iddingsitizados.

Además de las coladas, se han muestreado también algunos depósitos piroclásticos correspondientes a centros de emisión periféricos respecto al centro principal del edificio y en su mayoría enterrados por emisiones posteriores. Se trata de los centros de emisión de Topete de La Colorada y el situado en la parte alta del Monte del Saladillo. En general son también de composición basáltica y tienen una textura vesicular, con matriz vítrea oscura, en la que se encuentran fenocristales de plagioclasa, augita y olivinos completamente iddingsitizados.

5.1.1.2. Tramo inferior (4)

Los episodios lávicos correspondientes al tramo inferior de la Fase miocena están representados, fundamentalmente, por basaltos olivínico-piroxénicos y, en menor medida, por traquibasaltos y basaltos olivínicos, todos ellos ya descritos anteriormente. Los términos basálticos plagioclásico-olivínicos son aún más escasos en esta área.

5.1.1.2.1. Diques basálticos (1)

El complejo filoniano que atraviesa las coladas de la Fase miocena tiene un enorme desarrollo en esta área, fundamentalmente en el tramo inferior de la misma.

En el muestreo realizado en los diques se han distinguido diversos tipos petrológicos, evidentemente muy similares a la composición de las coladas a las que cortan. Cabe resaltar en ellos, no obstante, la presencia de términos basaníticos no detectados en las emisiones lávicas.

Basaltos afaníticos. Presentan esporádicos microfenocristales de clinopiroxeno de pequeño tamaño (nunca superiores al milímetro y medio) con tendencia a agruparse en glomérulos. Se caracterizan por una matriz criptocristalina pilotaxítica, de listones de plagioclasa, parcialmente orientados, junto con clinopiroxeno (augita) y opacos granulares dispersos. Son por lo general bastante vacuolares, encontrándose las microcavidades rellenas, tanto por vidrio como por ceolitas o carbonatos.

Basaltos piroxénico-olivínicos. Presentan abundantes microfenocristales de augita, englobando poiquilíticamente apatito y opacos. Estos cristales aparecen, por lo general, maclados y zonados, presentando bordes titanados y agrupándose en glomérulos. El olivino, bastante menos abundante, se presenta alterado prácticamente en su totalidad a iddingsita. Los fenocristales de plagioclasa (labradorita) son escasos, con maclas polisintéticas y zonación.

La matriz, con tendencia traquítica, está compuesta por plagioclasa microlítica orientada, piroxeno y opacos granulares dispersos, presentando en algunas zonas clorita y vidrio acaramelado intersticial.

Basanitas. Se han detectado en un dique localizado en Morro Morales. Se caracterizan por la presencia de abundantes microfenocristales de olivino escasamente alterados a serpentina y con abundantes gelfos de corrosión.

La matriz está formada por un entramado intersecional de listones de clinopiroxeno (augita) entrecruzados y escasa plagioclasa intersticial, junto con opacos granulares dispersos. No se han observado feldespatoides, pero se intuye su presencia normativa.

Basalto plagioclásico. Se dispone de una sola muestra correspondiente a un basalto plagioclásico-olivínico-píroxénico, caracterizado por la abundancia de microfenocristales y un alto grado de cristalinidad. Se distinguen plagioclasas tabulares, por lo general agrupadas en glómerulos radiales de hasta 2 mm, junto con cristales igualmente bien desarrollados de augita (hasta 3 mm), que se presentan maclados y con frecuencia zonados. El olivino resulta menos abundante y de menor tamaño, presentándose por lo general totalmente alterado a iddingsita. La matriz es de tipo microgranular y está constituida por plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos.

5.1.1.2.2. Intrusiones, diques y coladas traquíticas (2, 5 y 6)

Todos los afloramientos muestreados corresponden a traquitas alcalinas sin presencia de cuarzo modal, habitualmente con características generales muy similares en todos ellos. Presentan una matriz traquítica, de tipo fluidal, con escasos microfenocristales y de pequeño tamaño, excepto los de anortoclasa. Este feldespato es claramente mayoritario, constituyendo casi siempre más del 80% del total. En menor proporción aparecen augita, augita egirínica, opacos, biotita, anfíbol y más raramente esfena.

A continuación se describirán las características de cada uno de los afloramientos.

Fragmento bajo las coladas de Caldera de La Laguna, al norte de Malpaís Grande. Corresponde a un fragmento englobado en un depósito detrítico indiferenciado y muy encalichado, recubierto por las coladas recientes. Es una traquita de textura porfídica, con fenocristales relativamente abundantes de anortoclasa, en ocasiones de gran tamaño (2-4 mm), agrupados en glómerulos radiales y con incipiente alteración de tipo sericítico-arcillosa. El piroxeno, de tipo augita, con núcleos acmíticos en ocasiones, se presenta tanto en pequeños fenocristales (0,2-0,4 mm) como en la matriz. Los minerales máficos son escasos, apareciendo biotita de nucleación incipiente y posible anfíbol, pseudomorfizado a augita, así como opacos granulares dispersos.

Intrusión de los Morros de Pozo Negro. Traquita sin prácticamente fenocristales, exceptuando algunos feldespatos ligeramente mayores que la media de la matriz. Los minerales máficos son más bien escasos, distinguiéndose egirina de color verde, muy pleocroica y escaso anfíbol muy pseudomorfizado a minerales opacos.

Barranco del Vallito. Traquita de textura porfídica, con microfenocristales relativamente escasos de feldespato (anortoclasa, posiblemente albitizada en ocasiones), a veces de gran tamaño (2-4 mm), junto con anfíbol microlítico alargado, de color marrón muy pleocroico y parcialmente pseudomorfizado. Su matriz contiene piroxeno de tipo augita, con núcleos acmíticos muy desarrollados.

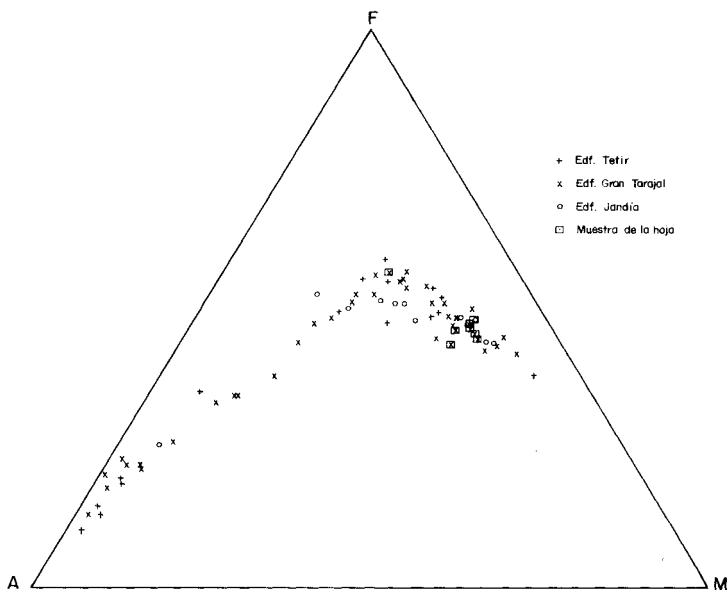


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

Valle entre Morro Alto y Morro de los Méndez. Se parece bastante al fragmento encontrado al norte del Malpaís Grande, presentando fenocristales de anortoclasa de gran tamaño, junto a otros de augita algo menores. Análogamente el piroxeno es relativamente abundante, apareciendo no sólo augita, como en el caso anterior, sino también augita egirínica. Aparecen, asimismo, cristales de biotita, anfíbol y esfena.

Afloramientos del Valle de Pozo Negro. Son traquitas con escasos fenocristales de anortoclasa, nunca mayores de 1 mm, con procesos de saussuritización incipiente, junto con escasa augita idiomorfa (0,6 mm) ligeramente acmitizada. Son característicos los opacos de tamaños entre 0,2-0,4 mm, de tipo acicular. La biotita aparece de manera esporádica y con nucleación incipiente. En el caso del afloramiento de la ladera sur, la ausencia de biotita y la menor proporción de opacos granulares dispersos en la matriz son las únicas diferencias entre ambos.

Dique en la ladera sur de Gran Valle. Es una traquita anfibólica máfica, muy vesicular. Está constituida por abundante feldespato microlítico orientado, que le confiere una clásica textura traquítica. La augita presenta cristales de escasa nucleación y pequeño tamaño. El anfíbol es escaso (hornblenda), presentándose en pequeños microfenocristales idiomorfos, no mayores de 0,5 mm. Los opacos son diminutos, de tipo granular y se encuentran dispersos por la matriz.

5.1.1.2.3. Brechas líticas tipo Ampuyenta (8)

En esta área tienen una representación muy limitada, encontrándose en la ladera norte de Morro del Peñón (barranco de Jacomar), intercaladas en las coladas basálticas.

La matriz de estos depósitos se caracteriza por la presencia en proporciones mayores de un 75% de abundantes fragmentos de roca, algunos con tamaños mayores de 4 mm e índices de redondeamiento que varían entre 0,3 y 0,7. La composición de dichos líticos es exclusivamente basáltica, distinguiéndose basaltos de tipo olivínico-piroxénicos, piroxénicos y, más raramente, plagioclásicos, algunos con matrices de tipo fluidal. El resto de la matriz está constituida por pequeños fragmentos similares a los anteriores, junto con cristales fracturados de plagioclasa, olivino, augita y minerales opacos. Se encuentra abundante cuarzo microcriptocristalino recubriendo bordes de microcavidades y en ocasiones muy abundante.

5.1.1.3. *Tramo medio* (10)

Las coladas pertenecientes a este tramo del edificio se caracterizan por la presencia mayoritaria de basaltos olivínicos, si bien aparecen también basaltos olivínico-piroxénicos y traquibasaltos. En menor proporción aparecen traquibasaltos anfibólicos.

5.1.1.4. *Tramo superior* (11)

Como ya se dijo antes, la diferenciación petrográfica entre este tramo y el medio es prácticamente inexistente. Los tipos petrológicos son los mismos que en el tramo anterior.

5.1.1.5. *Episodios tardíos* (12)

Los materiales correspondientes a estos episodios, representados en el área en el Tablero del Saladillo, se caracterizan por la presencia casi exclusivamente de basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos (subordinados).

5.1.2. Fase miocena. Geoquímica

Se dispone de 16 análisis en esta hoja (Tabla 5.1) que corresponden fundamentalmente a basanitas y traquitas peralcalinas en el diagrama T.A.S, (Fig. 5.1) con algunos términos intermedios.

Las basanitas petrográficamente son basaltos olivínicos fundamentalmente, sin foides modales.

Estas rocas básicas muestran valores muy bajos de SiO₂ (40-44%), salvo algún traquibasalto que alcanza el 47%, altos en CaO y MgO y relativamente altos en Na₂O y K₂O. En la norma se caracterizan por el alto contenido en apatito, ilmenita y magnetita, alto también en anortita y por un grado de subsaturación importante, con presencia de olivino y nefelina. Son rocas con un índice de diferenciación muy bajo y un índice de peralcalinidad bajo.

Las rocas sálicas correspondientes a los tipos traquíticos de los cuerpos que intruyen en las rocas basálticas (Morros de Pozo de Negro, etc.) presentan valores de SiO₂ más altos (superiores al 64%), también valores superiores en Al₂O₃, bastante más altos en álcalis y muy bajos en CaO y MgO. Son rocas saturadas, sin cuarzo normativo y con contenidos importantes en albita y ortosa. Muestran un índice de diferenciación muy alto y su índice de peralcalinidad es superior a la unidad, considerándose por tanto rocas peralcalinas.

En el diagrama de variación óxidos/SiO₂ (Fig. 5.2) se observa, en general, que siguen una pauta normal de diferenciación para la serie alcalina, al igual que se aprecia en el AFM (Fig. 5.3).

Las rocas pertenecientes a los edificios miocenos centro y sur de la isla, y concretamente las rocas de esta hoja, serían algo más alcalinas que las del edificio norte, pues presentan términos más alcalinos como son basanitas y traquitas peralcalinas.

5.1.3. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología

5.1.3.1. Coladas y piroclastos basálticos olivínicos (18 y 19)

El volcanismo reciente en esta área está representado por varios edificios, Calderas de Liria, La Laguna, Arrabales, La Calderita y volcán de Jacomar, los cuales emitieron lavas y piroclastos de composición basáltica olivínica.

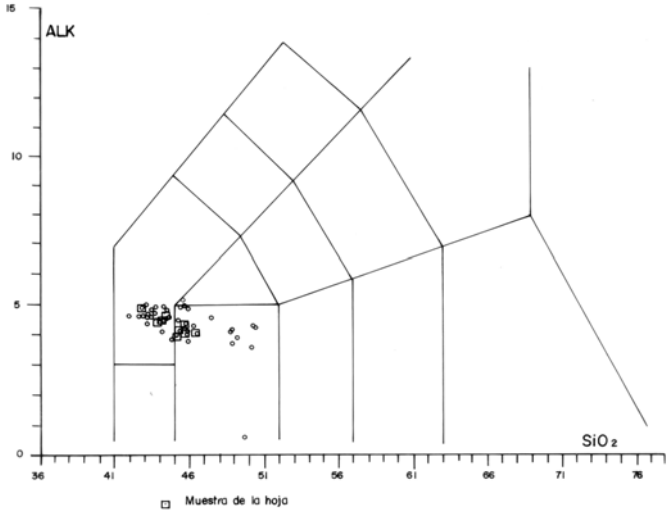


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pleistocena media-holocena.

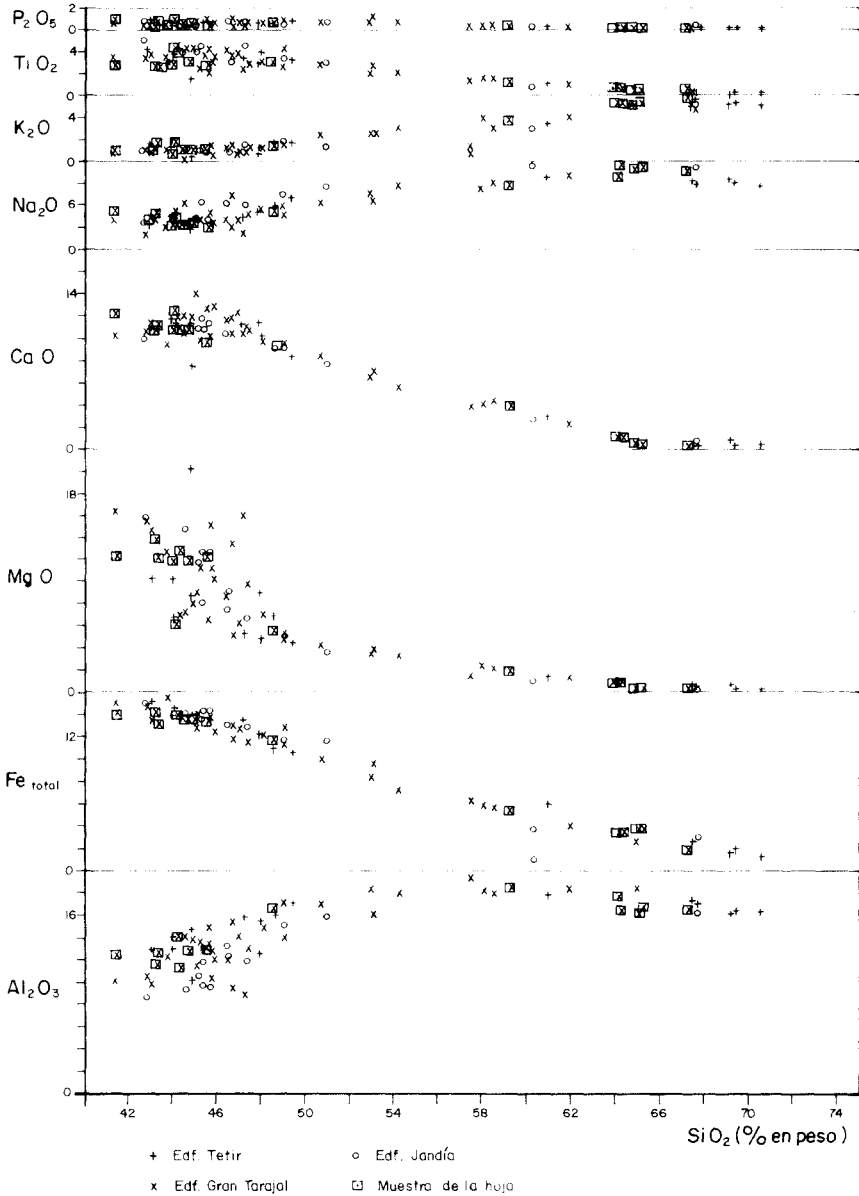


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena media-holocena.

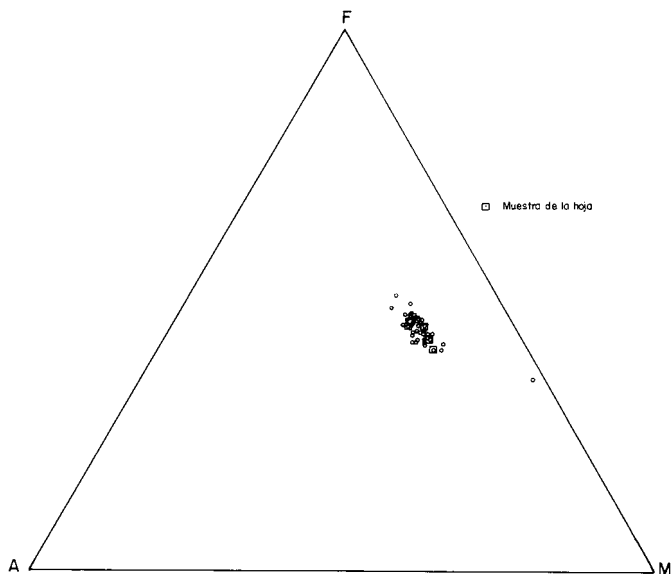


Fig. 5.6. Diagrama de la Fase pleistocena media-holocena.

La característica petrográfica más evidente de los distintos edificios es su total homogeneidad, tanto textural como mineralógica, siendo bastante difícil distinguir al microscopio la pertenencia de una muestra a uno u otro.

Las coladas son de composición basáltica olivínica, de texturas porfídicas, con ausencia total o muy accesoria de fenocristales de piroxeno (augita). El olivino aparece en forma de fenocristales idiomorfos con cierta tendencia a aparecer agrupados en glómérulos, presentando fenómenos de reabsorción, golfos de corrosión magmática y formas esqueléticas. La alteración es escasa o muy incipiente, con escasa iddingsitización en los bordes de los cristales.

La matriz es generalmente de grano fino a muy fino, con texturas entre pilotaxíticas y criptocristalinas, en ocasiones fluidales. Consta de plagioclasa microlítica, generalmente maclada polisintéticamente, augita equidimensional y opacos granulares dispersos, en proporciones relativas y variables entre sí.

Aparece de manera intersticial vidrio de color parduzco rellenando parcialmente las microvesículas. Es de notar la presencia esporádica de nódulos subredondeados de rocas ultramáficas, lo cual es frecuente en otros volcanes recientes de la isla de Fuerteventura y Lanzarote.

Los episodios más explosivos, representados por lapillis, bombas y escorias muy vesiculares, son igualmente de composición basáltica, con mayor abundancia relativa de microfenocristales de augita (basaltos olivínico-piroxénicos). La matriz es de tipo hialopíltico vesicular, estando cons-

tituida mayoritariamente por vidrio oscuro (taquilita), en el que aparecen dispersos los fenocristales.

5.1.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica

Se dispone de ocho análisis químicos dentro de la hoja (Tabla 2.3) que corresponden a cuatro basaltos alcalinos y cuatro basanitas en el diagrama TAS (Fig. 5.4)

Los tipos petrográficos encontrados en la hoja corresponden a basaltos olivínicos sin foide modal.

Estos análisis, junto con otros del resto de las hojas de la isla, forman en los diagramas (Fig. 5. 5), una nube compacta con muy escaso margen de variación.

Son rocas básicas con valores de SiO₂ entre 42y 45%, valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis. En la norma presentan valores altos de olivino y nefelina y también de ilmenita, magnetita y anortita.

Los índices de diferenciación son muy bajos y asimismo los de peralcalinidad.

Por sus características, las rocas de esta fase representarían los términos menos diferenciados de una serie alcalina (Fig. 5.6).

5.2. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES. PETROLOGIA

5.2.1. Arenas y conglomerados. Rasa marina erbanense (entre +0,5 y 1 m) (20)

Se trata de rocas de tipo carbonático-detrítico, formadas por abundantes fragmentos subredondeados (índices de redondeamiento entre 0,5-0,9) de rocas de origen volcánico, preferentemente basaltos olivínico-piroxénicos, de tamaño arena. Aparecen también restos de fósiles carbonatados (moluscos), más o menos fragmentados, todos ellos cementados por una matriz carbonática de calcita de tipo micrítico, dando lugar a calcarenitas micríticas más o menos porosas

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el Mioceno inferior (aproximadamente a los 23 m.a.) comienza la construcción del edificio estratovolcánico de Gran Tarajal de Fuerteventura, conformando una parte ya diferenciada de la isla como tal. Durante esta fase volcánica o Fase miocena se construye un edificio de composición eminentemente basáltica, de dimensiones kilométricas. Su edificación sigue una evolución propia de estos edificios oceánicos.

Tras un primer período, representado por las coladas basálticas del tramo inferior, la evolución y diferenciación del magma basáltico da lugar a emisiones de carácter traquítico que intruyen en aquéllas, como es el caso de Morros de Pozo Negro. En algún caso es posible incluso que hayan

extruido en superficie y emitido lavas. Una vez emitido este primer tramo basáltico, los procesos erosivos y destrucción del relieve generado se acentúan, desmantelándose gran parte del edificio hasta entonces construido. Se desarrollan enormes depósitos de "debris avalanche" (brecha tipo Ampuyenta) originados por colapsos gravitacionales de amplias partes del edificio, inducidos, quizás también, por microsismicidad y una actividad volcánica violenta, que quedan extendidos por un sector importante del mismo, aunque en esta área su representación es un muy pequeña. Se desarrollan de esta manera grandes abanicos aluviales de materiales detríticos que transportan desde las zonas centrales hasta la costa el material erosionado. Un amplio valle, situado al norte de Jacomar, facilitaba el drenaje en este sentido, quedando actualmente depósitos aluviales como afloramientos aislados y semicubiertos por emisiones posteriores.

El lapso de inactividad volcánica queda marcado por una discordancia erosiva que separa el primer tramo o primer episodio del edificio de los posteriores. Éstos, los tramos medio y superior (emitidos en torno a los 15 m.a.), se emiten igualmente desde las áreas centrales, aunque también a partir de centros de emisión periféricos; adoptan una disposición tabular, similar a la anterior. No existe, sin embargo, interrupción temporal importante entre ellos, sino que su emisión es más continuada y por tanto las discordancias tienen menor reflejo.

La última actividad de la Fase miocena está representada por los denominados episodios tardíos, también de naturaleza basáltica, menos importantes volumétricamente que los episodios anteriores y más irregulares en su distribución, en cuanto a que ya no siguen las pautas de las emisiones previas. Se canalizan por valles excavados en el relieve anterior y quedan claramente discordantes con aquellas emisiones como ocurre en el Tablero del Saladillo, cuya edad es de 13,2 m.a.

Antes de acabar el Mioceno, comienza un extenso período erosivo que se prolonga hasta el Plioceno, con erupciones volcánicas de tipo estromboliano, aunque de carácter marcadamente diferente al de las anteriores, si bien en el área no tiene representación. En ese lapso erosivo tiene lugar una intensa degradación y arrasamiento del relieve previo, originándose una amplia superficie de glacis en toda el área central de la isla, que abarca también esta zona. Se abren los valles y en sus vertientes se van desarrollando extensos depósitos detríticos.

En el Pleistoceno superior, un clima árido y de fuertes vientos, facilita la generación de depósitos de dunas costeras, que se van sucediendo entre etapas más húmedas, con desarrollo de vegetación. En la costa se depositan sedimentos marinos ricos en fauna, el nivel marino jandiense, que indica, asimismo, unas condiciones del agua marina más cálidas que las actuales.

La actividad volcánica se reinicia en la zona con episodios durante el el Holoceno tardío. A través de una fisura de orientación N150°E surgen varios centros de emisión alineados (Caldera de Arrabales, La Caldera de Liria y Caldera de La Laguna) que en sucesivas fases estrombolianas emiten lavas basálticas. Originan amplios malpaíses de lavas escoriáceas que inundan una extensa zona, e incluso algunas coladas llegan al mar. Otro centro de emisión, el de Jacomar, surge en lo alto del "cuchillo" de los Olivos y sus lavas alcanzan también la costa, desarrollándose una especie de "delta", que prolonga la línea de costa.

A lo largo del litoral se depositan de nuevo sedimentos marinos con fauna, el Erbanse, cuya edad se calcula entre los 2.000 y 4.000 años, siendo posiblemente simultáneos o casi contemporáneos con la actividad volcánica reciente.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se consideran los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos en esta área, teniendo en cuenta para ello un reciente estudio hidrogeológico de la isla, realizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España [ITGE (1990)]. Se han consultado también otras fuen-

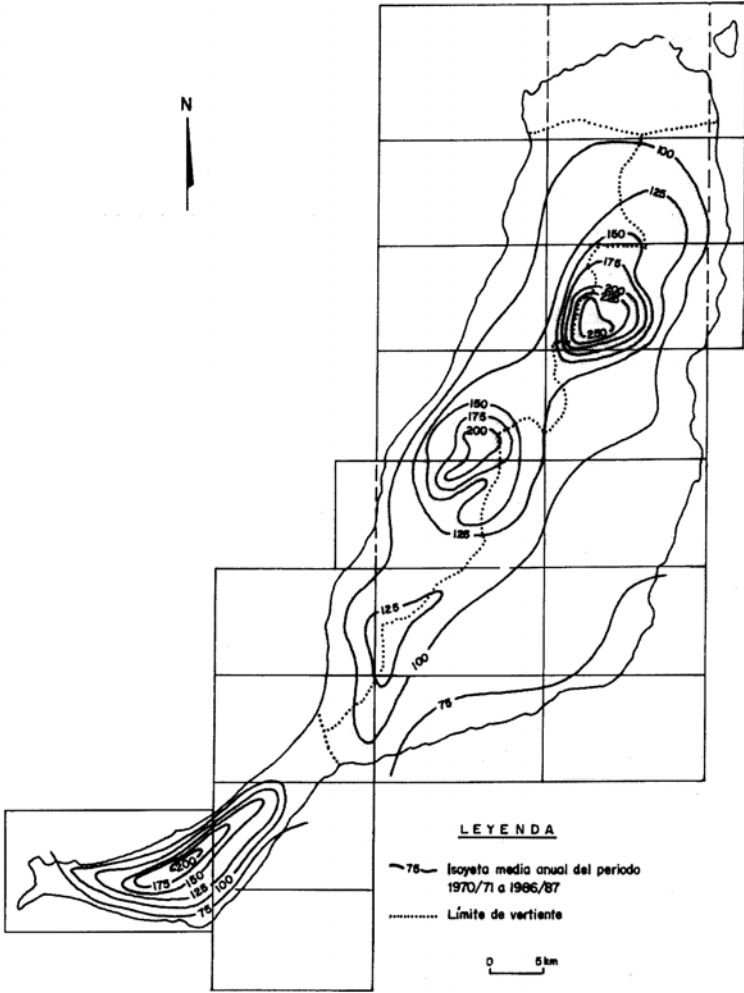


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000.

tes bibliográficas actualizadas y se ha completado el tratamiento con observaciones propias realizadas en la zona durante la ejecución de la cartografía.

Aunque se ha procurado restringirse al ámbito de la hoja, algunos datos incluidos en el texto abarcan también aspectos globales a escala insular o del conjunto de las cuencas respectivas representadas en el área.

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Los rasgos climáticos de este sector de la isla no difieren de los del resto de la misma, caracterizándose por su carácter desértico-cálido, con marcada tendencia a la aridez.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18y 25 °C, pudiéndose alcanzar valores bastante más altos en épocas veraniegas. La insolación es intensa y varía, según MARZOL (1988), entre 6 y 9,5 horas/día, dependiendo la estación anual.

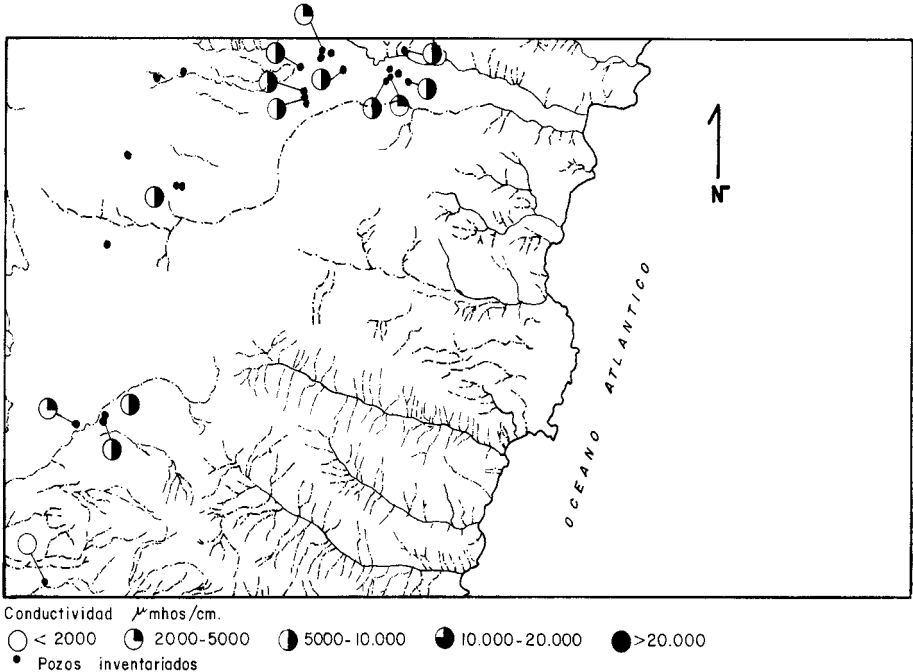


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja, con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

La humedad relativa del aire es elevada en las proximidades de la costa, pudiendo sufrir variaciones acusadas desde las primeras horas del día hasta mediodía [MARZOL (*op.cit.*)].

La acción de los vientos es frecuente en la zona, a veces con intensidades fuertes o moderadas, lo que rebaja la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias anual en toda la isla es del orden de 183,69 hm³/año [ITGE (1990)] que, distribuido sobre su superficie total, representa una pluviometría anual de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden

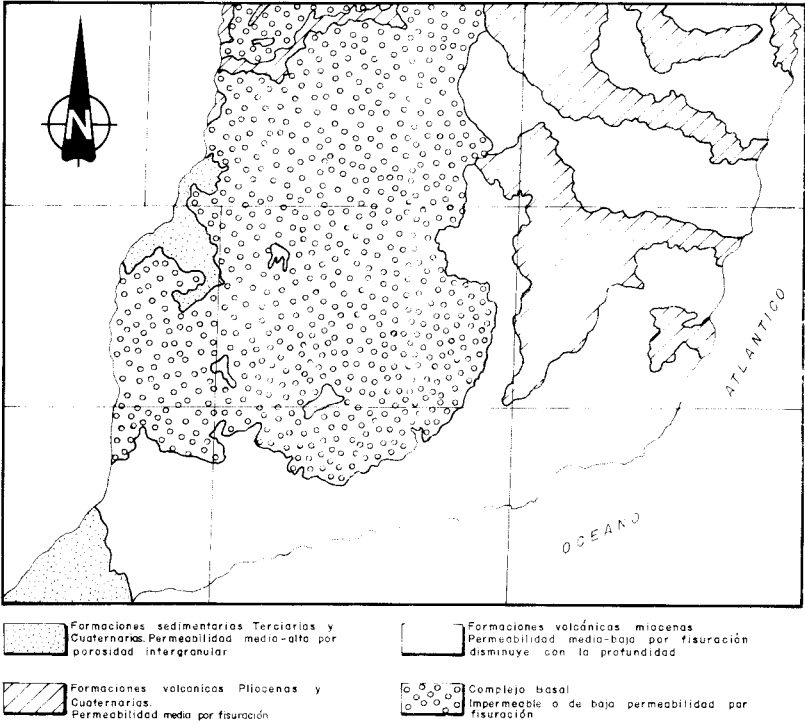


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector meridional de la isla de Fuerteventura.

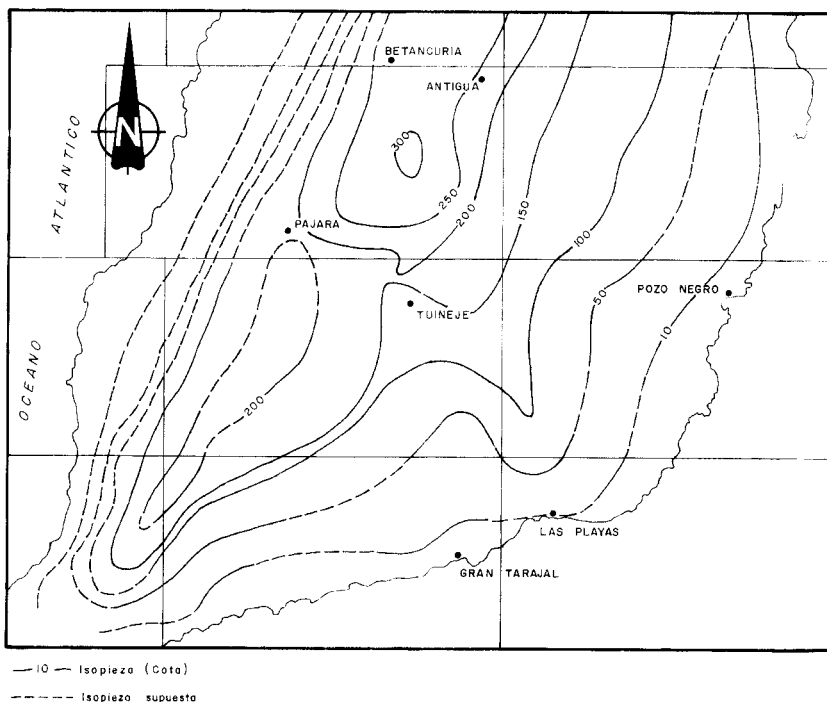


Fig. 7.4. Esquema de líneas piezométricas del sector meridional de la isla de Fuerteventura.

llegar a un máximo de $19,11 \text{ hm}^3/\text{año}$, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla, entre $3,26$ y $4,89 \text{ hm}^3/\text{año}$, es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometría total. La fracción que se infiltra hacia el subsuelo puede oscilar entre $9,56$ y $14,34 \text{ hm}^3/\text{año}$, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total. En el área considerada, las lluvias son escasas y muy irregulares, con precipitaciones inferiores a 100 mm, según se observa en el esquema de la Figura 7.1.

Con estas precipitaciones es de esperar que los barrancos estén secos durante la mayor parte del año, e incluso durante años enteros. En épocas de lluvias importantes, es normal que la descarga se produzca rápidamente en forma de aguaceros, y en algunos casos pueden desarrollarse avenidas torrenciales de gran virulencia, como es típico de regímenes climáticos semi-desérticos, con precipitaciones escasas y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Considerando ese tipo de escorrentía ocasional y torrencial, mediante fórmulas empíricas, TRAGSA (1989) (en ITGE (1990)) determinó, para la cuenca del Valle de Pozo Negro, un caudal

de 35,07 m³/seg, que representaría el caudal máximo circulante para un periodo de retorno de 50 años. Éste se mantendría durante cortos periodos de tiempo, como corresponde a un régimen de descarga rápida.

En cuanto a la regulación de las aguas superficiales, en la hoja no existen obras de captación de las mismas. Únicamente estanques y pequeños recogedores, para uso particular.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de esta área está constituida por una serie de barrancos principales con numerosos tributarios de orden considerablemente inferior, que conjuntamente se encuadran dentro de un sector de la cuenca oriental de la isla (Fig. 7.2).

Los cauces más importantes vienen definidos por valles de gran recorrido, rectilíneos y de fondo plano, como son Pozo Negro, de orientación este-oeste, la Cueva, Jacomar, Valle Corto y Gran Valle, los cuales, gradual y progresivamente van adquiriendo una orientación noroeste-sureste. Los barrancos menores, tienen mayor pendiente, son estrechos y de corto recorrido, drenando mayoritariamente los materiales basálticos miocenos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS. NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja, diferenciadas entre sí por su composición, edad, etc., definen ya en sí unidades hidrogeológicas determinadas. Dentro de ellas, no obstante, hay zonas de comportamiento diferente, en cuanto a su capacidad de almacenamiento y circulación del agua a través de ellas. Dichas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

En general, la permeabilidad por fracturación y porosidad intersticial de los materiales volcánicos van asociadas a las tramos escoriáceos de las coladas, mayor o menor conexión entre vesículas y a la fisuración por disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. Los diques y cuerpos intrusivos, si son masivos o coherentes, pueden actuar como barreras a la circulación horizontal del agua subterránea, aunque si están fisurados actúan como drenes o vías de descarga preferentes. Los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren con el paso del tiempo pueden modificar, sin embargo, las características hidrogeológicas.

Dentro del sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) define los siguientes acuíferos:

- Uno inferior y de extensión regional. Constituye el acuífero principal y es el más explotado en la actualidad. Está asociado al Complejo Basal y a la formación basáltica miocena. Es, posiblemente, de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad.
- Otro superficial (intermedio y superior) de extensión sectorial. Está asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

Por lo general, en ambos casos, sus características hidrogeológicas son malas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

Las unidades hidrogeológicas distinguidas en la hoja y sus características son las siguientes (Fig. 7.3).

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior

Formación basáltica miocena. Esta formación presenta una permeabilidad media-baja, debida, principalmente al diaclasado y disyunción columnar de las coladas. Hacia las partes superiores la permeabilidad es mayor, debido a la menor alteración de la roca, presencia de niveles sedimentarios, etc. En profundidad, por el contrario, la formación se va haciendo cada vez más impermeable, al estar más compactada y alterada, favoreciéndose el desarrollo de productos arcillosos, que ocasionan el cierre de fisuras y huecos. Estos tramos profundos constituyen, pues, la base impermeable del acuífero regional.

En cuanto a los parámetros hidráulicos del acuífero basal, los pocos pozos o sondeos de los que se poseen datos de bombeos de ensayo no permiten conocerlos, sino con cierta aproximación. Según ITGE (1990), en general, en los basaltos miocenos, los valores medios obtenidos indican una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$. Este valor de transmisividad se puede considerar como bajo, típico de niveles acuíferos con escasas posibilidades de explotación y caudales entre 1 y 5 l/seg.

El sistema de captación de aguas subterráneas en la isla es mediante pozos verticales. En el área cartografiada, la mayor parte de los pozos existentes obtienen el agua almacenada en esta formación, si bien gran número de ellos están secos o suelen estar parados durante largos periodos de tiempo. La mayoría de ellos se encuentran en el Valle de Pozo Negro y muy cercanos unos a otros. Sus profundidades oscilan entre 24 y 180 m y suelen estar enclavados directamente sobre la propia formación o sobre las coladas del malpaís reciente, aprovechando su mayor capacidad de infiltración del agua de lluvia.

La calidad del agua de esta formación es baja en general, con un contenido en sales minerales alto, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Presentan una facies de tipo clorurado-sódico.

En los pozos presentes en la zona (Fig. 7.2), durante la ejecución del Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)], se obtuvieron los siguientes parámetros indicativos de la calidad del agua, cuyos *valores medios* son:

- Ph = 8.
- CO_2 disuelto = 774 mg/l.
- Cl = 1993 mg/l.
- T = 23 °C.
- C = 5157 $\mu\text{mhos/cm}$.

Se observa que son aguas con un contenido alto en CO_2 y con cierta tendencia a la acidez, quizás en parte determinado por el contenido en CO_2 . El contenido salino es igualmente elevado, como indican los valores de la conductividad (C), entre 2.000 y 10.000 y se deben principalmente al Cl y Na^+ . Esta salinidad puede estar en parte condicionada por los aportes de sales al terreno, debido a las condiciones climáticas áridas y también por su proximidad a la costa.

En general, se ha observado que hay un incremento gradual de la salinidad desde la zona central y elevada de la isla hacia los sectores costeros, y por tanto un empeoramiento de la calidad del agua en ese sentido.

En cuanto al empleo del agua extraída, es principalmente para actividades agrícolas.

7.2.2. Nivel acuífero superior

Formación basáltica cuaternaria (tramo intermedio). Corresponde a los materiales lávicos de los episodios recientes. Debido a su carácter escoriáceo en superficie y muro y, al diaclasado columnar, su permeabilidad es mucho mayor que la de las lavas miocenas. Constituyen en la hoja la zona de infiltración de las aguas de lluvias hacia los acuíferos subterráneos. No es frecuente, pero en algunos casos pueden contener pequeños niveles saturados colgados.

En la hoja no existen pozos que extraigan agua de esta formación, si bien la mayoría de los presentes se encuentran emboquillados en ella.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Corresponden a los depósitos detríticos aluviales y coluviales principalmente, que en determinadas zonas de la hoja alcanzan desarrollo importante.

En cuanto a sus características hidrogeológicas, su naturaleza les confiere buena permeabilidad, y por su posición topográfica, en determinadas condiciones podrían constituir niveles acuíferos de cierta entidad, independientes del acuífero basal.

No se tienen datos sobre sus posibilidades acuíferas en la zona. Facilitan la recarga hacia acuíferos inferiores.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura [ITGE (1990)], se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. El resultado fue plasmado en un plano de niveles piezométricos del acuífero general de la isla, parte del cual, el sector centro-meridional, se ha representado en la Figura 7.4. Sobre él se ha sobrepuesto la cuadrícula de división de hojas topográficas, resaltándose la presente.

El trazado de las isopiezas presenta una disposición concéntrica, con carácter descendente desde las zonas altas del interior hacia el borde costero, coincidiendo el eje con la división de las aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

La circulación del agua subterránea se produce de manera radial, con mayor gradiente de la superficie piezométrica hacia la costa occidental que hacia la oriental. Esto puede estar condicionado por la naturaleza más impermeable de la formación basáltica miocena, que aflora de manera masiva en el sector oriental. En la hoja, la mayor parte de su superficie se encuentra por encima de la isopieza de 10 m. En la zona se observa una acentuada inflexión positiva en el trazado de las isopiezas, desde la zona central hacia el SE, que contrasta con el trazado más

o menos concéntrico en el resto del sector representado. Este hecho puede deberse a un flujo preferencial del agua subterránea en este sentido, favorecido por la presencia de una densa red de diques que corta al tramo inferior de la formación basáltica miocena (véase capítulo de tectónica), cuya orientación es paralela y subparalela a la dirección del flujo. Estos diques actúan de drenes permeables, forzando la circulación del agua en este sentido.

8. GEOTECNIA

Se analiza aquí, someramente, el comportamiento mecánico de los diferentes materiales representados en la hoja, con el fin de hacer una aproximación a los problemas geotécnicos que pueden surgir ante acciones constructivas o causas naturales. Se hace también una breve descripción de los riesgos geológicos que pueden tener cierta incidencia en esta área.

No se han realizado ensayos ni otro tipo de pruebas geotécnicas que proporcionen datos reales o 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. ZONACIÓN 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 cartografiada 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, cuya correspondencia con los tramos cartografiados se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Se incluyen dentro de este área todos los materiales lávicos o intrusivos pertenecientes a la Fase miocena.

Zona I₁ (3, 5, 6, 7, 10, 11 y 12)

Está representada por las coladas y cuerpos intrusivos basálticos de la Fase miocena, e independientemente del tramo al que corresponden, así como por los materiales traquíticos de esta misma fase.

Características litológicas y estructurales. Se trata de coladas de lava (predominantemente) de composición basáltica, que se disponen apiladas unas sobre otras, definiendo una estructu-

ra tabular, con buzamiento entre 10 y 20° hacia el este. En menor medida aparecen cuerpos intrusivos tanto basálticos como traquíticos, que cortan las lavas anteriores. En las partes inferiores de la serie, la estructuración tabular es a veces menos evidente y el grado de alteración puede ser acusado, sobre todo en las partes más superficiales de las coladas. En general son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares y a menudo con disyunción columnar o diaclasado vertical acusado. Las partes inferiores de las coladas suelen ser escoriáceas y menos coherentes. Individualmente alcanzan espesores entre 1 y 5 m, y en conjunto, la potencia visible de la serie es de 500 m. Un número importante de diques de orientación N120°-140°E atraviesa el tramo inferior de la serie.

Características geomorfológicas. El apilamiento de coladas define relieves elevados y alargados, denominados localmente "cuchillos", entre los que se han desarrollado amplios valles de fondo casi plano y perfil en "U". Sus laderas verticales se encuentran suavizadas en las partes inferiores, por depósitos de vertiente. En los materiales intrusivos se define generalmente un relieve positivo con paredes fuertemente verticalizadas.

Características hidrogeológicas. Son materiales impermeables en condiciones normales y el drenaje superficial es aceptable. No obstante, el diaclasado y lajeado que exhiben comúnmente favorece la infiltración. Los tramos escoriáceos de las coladas son también permeables. En ocasiones, la presencia de almagres y depósitos piroclásticos intercalados en las coladas puede favorecer la retención del agua de infiltración y constituir niveles saturados colgados.

ÁREA II

Se agrupan en esta área el resto de materiales presentes en la hoja, tanto volcánicos como sedimentarios.

Zona II₁ (4 y 19).

Se compone de materiales piroclásticos de proyección área, de edad miocena y holocena, que configuran edificios volcánicos y depósitos de dispersión.

Características litológicas y estructurales. Son materiales granulares, de tamaños dominantes entre 2 y 64 mm, aunque son abundantes también los fragmentos mayores (bombas y escorias) intercalados. Los depósitos más recientes (conos de La Laguna, Liria, Arrabales y Jacomar) están poco oxidados y relativamente sueltos, mientras que la oxidación y consolidación aumenta en los de edad miocena (edificios de Topete de la Colorada y Tablero del Saladillo).

Características geomorfológicas. Suelen originar edificios o conos volcánicos de relieve sobresaliente sobre su entorno. Sus laderas son pronunciadas (22-35°) y fácilmente desmoronables. Los depósitos más antiguos se encuentran enterrados o en laderas de barrancos, al ser intersectados por éstos.

Características hidrogeológicas. Tienen una porosidad elevada, por lo que el drenaje superficial es bajo y su permeabilidad media-alta, si bien estas condiciones se modifican notablemente con la edad y la alteración del material.

Zona II₂ (18)

Las coladas de lava de los volcanes holocenos se incluyen en esta zona.

Características litológicas y estructurales. Son lavas altamente escoriáceas en superficie y en su base, mientras que tienen un carácter masivo y coherente en la parte interior, donde suele desarrollarse, por retracción, un diaclasado columnar importante. En esta parte de la colada, la roca muestra cierta vesicularidad, pero sin conexión entre las vesículas. La disposición de las coladas es siempre horizontal, excepto en las zonas más proximales de las emisiones del volcán de Jacomar.

Características geomorfológicas. Constituyen extensos campos de lavas (malpaíses) de superficie escoriácea y abrupta, pero de morfología más o menos plana.

Características hidrogeológicas. Estos materiales recientes muestran una permeabilidad media o alta, favorecida por su superficie escoriácea y poco compacta y el diaclasado columnar de su parte inferior. El drenaje superficial es pues deficiente.

Zona II₃ (22, 23, 24 y 25)

En esta zona se agrupan los materiales detríticos de diverso origen que se hallan en el área, como son los depósitos aluviales, coluviales y depósitos arenoso-arcillosos.

Características litológicas y estructurales. Son depósitos detríticos groseros, heterométricos y mal seleccionados, constituidos por cantos de naturaleza mayoritariamente basáltica. La matriz es arenosa, con proporciones variables de arcilla.

Características geomorfológicas. Los depósitos aluviales se disponen más o menos horizontalmente a lo largo de los cauces de los barrancos. Mayor pendiente tienen los depósitos coluviales, principalmente en los tramos de cabecera, pues tienden a horizontalizarse en las partes distales. A veces suelen estar encalichados en su superficie.

Características hidrogeológicas. Son generalmente permeables y en algunos casos pueden contener pequeños niveles acuíferos superficiales.

Zona II₄ (15).

Comprende los depósitos de arenas eólicas cuaternarias del Valle de Pozo Negro.

Características litológicas y estructurales. Son arenas de color claro, constituidas por fragmentos calcáreos de caparzones marinos. Se disponen horizontalmente y presentan cierto grado de consolidación.

Características geomorfológicas. Originan formas planas o suavemente inclinadas, al estar adosados a las laderas del valle. La erosión del agua de arroyada ha originado pequeñas barranqueras en ellos.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad es alta y determinan una deficiente escorrentía superficial.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I.

Zona I₁. Coladas e intrusiones basálticas y traquíticas miocenas. (3,5,6,7,10,11 y 12).

Capacidad portante. La capacidad portante es alta, con asientos nulos o de pequeña consideración. En los casos en que se encuentran alterados (normalmente la parte más superficial), los valores de resistencia pueden verse reducidos. La compresibilidad es baja.

Facilidad de excavación. Son materiales no ripables, por lo que su excavación requiere medios mecánicos.

Estabilidad de taludes. En general presentan buena estabilidad ante taludes verticales o próximos a la vertical, con alturas superiores a 2 o 3 m, que pueden corresponder a las potencias medias de las coladas. Pueden producirse, no obstante, inestabilidades por desprendimiento de bloques individualizados por el diaclasado columnar. Asimismo, el descalce de un frente puede producir su caída por socavamiento de su base, al ser ésta de material fácilmente erosionable, en el caso de que hubiese depósitos piroclásticos o niveles sedimentarios intercalados.

ÁREA II.

Zona II₁. Depósitos piroclásticos miocenos y holocenos (4 y 19)

Capacidad portante. Su capacidad de carga varía entre media y alta, al estar afectada por la heterogeneidad granulométrica, grado de consolidación, etc.

Facilidad de excavación. Para su excavación se necesitan medios mecánicos o explosivos, debido a que no son ripables. Las partes superficiales de las coladas, al estar constituidas por cascotes y bloques sueltos, son más fáciles de remover.

Estabilidad de taludes. Son estables en condiciones naturales, soportando taludes pronunciados. Pueden desprenderse bloques y cascotes escoriáceos de las partes superficiales. El diaclasado columnar puede acelerar asimismo el desprendimiento y caída de bloques más masivos.

Zona II₂. Coladas basálticas holocenas (18)

Capacidad portante. Es generalmente media, debido a su naturaleza escoriácea y vesicular en superficie, pero puede llegar a tener valores altos. No obstante a su aparente estabilidad, es necesario considerar la posible presencia de oquedades o pequeños tubos que pueden ocasionar hundimientos imprevistos. En algunas zonas de los malpaíses se observan desplomes y zonas deprimidas, quizás por esta causa.

Facilidad de excavación. Para su excavación se necesitan medios mecánicos o explosivos, debido a que no son ripables. Las partes superficiales de las coladas, al estar constituidas por cascotes y bloques sueltos, son más fáciles de remover.

Estabilidad de taludes. Son estables en condiciones naturales, soportando taludes pronunciados. Pueden desprenderse bloques y cascotes de las partes superficiales. El diaclasado columnar puede acelerar asimismo el desprendimiento y caída de bloques más masivos.

Zona II₃. Depósitos aluviales y coluviales (22, 23, 24 y 25).

Capacidad portante. La capacidad de carga de estos materiales es baja, en general, con asientos inadmisibles en la mayoría de los casos.

Facilidad de excavación. Al estar poco consolidados, son fácilmente removilizados con métodos normales.

Estabilidad de taludes. Al no tener espesores importantes, no muestran taludes de consideración. En algunos casos se observan cortes verticales, pero su estabilidad se ve fácilmente alterada en condiciones meteorológicas adversas.

Zona II₄. Arenas eólicas pleistocenas (15)

Capacidad portante. Su capacidad de carga es baja, con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Son fácilmente extraíbles con pala mecánica.

Estabilidad de taludes. Los cortes naturales observados muestran taludes pronunciados, próximos a la vertical. Sin embargo, al ser un material fácilmente desmoronable, los desprendimientos son frecuentes.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En la superficie de la hoja no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente en los escasos núcleos de población y obras viarias asentadas en ella. Desde el punto de vista de planificación y ordenación del territorio, se consideran los siguientes riesgos:

Riesgo volcánico. La incidencia de este riesgo es de grado bajo, como en el resto de la isla. No está demás recordar, sin embargo, que en el área cartografiada tuvo lugar una de las últimas erupciones volcánicas acaecidas en la isla, durante una parte del Cuaternario tardío.

Riesgo de subsidencia del terreno. Es también bajo. Únicamente debe tenerse en consideración en obras que se asienten sobre las coladas recientes, debido a la posibilidad de existencia de oquedades o tubos volcánicos bajo la superficie.

Riesgo de inestabilidad de laderas. El riesgo de mayor incidencia es quizás la inestabilidad de algunas laderas y el desprendimiento de bloques desde las partes altas de los relieves. La ocurrencia de este tipo de peligros no es frecuente, pero puede darse durante o después de lluvias importantes, por otro lado no habituales. Es necesario considerarlo ante la planificación de vías de comunicación u otros tipos de infraestructura.

Riesgo marino. La acción constante del oleaje marino supone un continuo retroceso de la línea de costa, con la consiguiente inestabilidad del frente de los acantilados, donde frecuentemente se producen caídas de bloques, por socavamiento en la base de los mismos.

8.5. 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 presentes en el área en tres grupos, designados con el calificativo más apropiado por sus condiciones constructivas: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Se agrupan bajo este calificativo los depósitos detríticos coluviales, aluviales, arenoso-arcillosos y arenas eólicas, es decir, los comprendidos en las zonas II₃ y II₄.

Los problemas constructivos que presentan son de tipo geotécnico, debido a su baja capacidad de carga, con asientos absolutos elevados y diferencias importantes. Desde el punto de vista geomorfológico, en algunos casos soportan pendientes poco favorables y los cortes excavados en ellos son de estabilidad precaria. Pueden contener niveles saturados que afecten a excavaciones o cimentaciones.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Los terrenos con estas características son los de las zonas II₁ y II₂.

La capacidad portante de estos materiales oscila entre media y alta, con asientos que pueden ser tolerables, aunque es necesario considerar la posibilidad de que se produzcan hundimientos por presencia de cavidades subterráneas en la zona de malpaíses. El principal problema radica en las dificultades de remoción del material, en el caso de las lavas. El factor morfológico tiene mayor fuerza en los depósitos piroclásticos, ya que los presentes en la hoja son siempre conos volcánicos. Su estabilidad es a veces precaria. Tienen otra limitación, en cuanto a su empleo en la fabricación de estructuras armadas.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Tienen este calificativo los materiales correspondientes a la zona I₁.

Las características mecánicas siempre se conjugan de manera positiva ante todo tipo de obras. Admiten taludes pronunciados, con escasos problemas de desprendimiento de bloques. El factor morfológico es, sin embargo, determinante y limitador en algunos lugares.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

En el ámbito geográfico de esta área no existen yacimientos minerales explotables. Sí se explotan, por el contrario, determinados tipos de materiales como rocas industriales, si bien la actividad extractiva en la hoja no es grande.

Dada la creciente demanda de este tipo de materiales para las industrias de la construcción y otras en el archipiélago, el ITGE ha realizado recientemente un estudio sobre el aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en esta isla y en la de La Gomera [ITGE (1992)]. En él se analiza la información existente sobre este tipo de materiales, se establecen nuevos afloramientos de potencial interés, analizando las cualidades y propiedades que definen sus usos y consumos más apropiados, y finalmente, establecen la viabilidad de explotación técnico-económica de los mismos.

Desde el punto de vista estructural y geotécnico, los materiales que se aprovechan económicamente se pueden clasificar en dos grupos.

Rocas volcánicas masivas. Dentro de este grupo se incluyen los materiales masivos y coherentes, como son las coladas de lavas. Las que se explotan en la hoja son las coladas basálticas de edad miocena, que normalmente presentan buenas condiciones de explotación. Las únicas canteras activas se encuentran en un paraje al sureste de las casas de Teguital.

En ITGE (1992) se determinó el coeficiente de desgaste de Los Angeles, en muestras de dicha cantera, obteniéndose un valor entre 10,5 y 21 % de la masa original, lo que hace de este tipo de rocas aptas para diverso tipo de áridos.

Su uso más común es como áridos de trituración y piedra de construcción para muros de mampostería, como ligantes bituminosos, bases de carretera, etc.

Materiales fragmentarios. Los representantes de este tipo de rocas son los depósitos de piroclásticos basálticos, que se encuentran en forma de conos volcánicos de edad holocena. En el ámbito local, a este tipo de rocas se le denomina picón y al lugar de extracción piconera.

Las canteras abiertas se sitúan en el cono de Caldera de la Laguna, extrayéndose también, aunque de manera menos continuada, en la ladera sur del volcán de Jacomar. Otra cantera abierta en la ladera sur de Caldera de Liria parece estar abandonada. En general, son canteras pequeñas o medianas, en función del tamaño del depósito.

El material o picón extraíble es de carácter granular, de color negro y muy vesicular. Su extracción es poco costosa, ya que los depósitos están poco consolidados, siendo generalmente altamente ripables y carentes de cobertera estéril importante. El proceso se realiza con una pala excavadora, que carga el picón en camiones que lo transportan a los lugares de consumo. El número de operarios a cargo de la explotación suele ser uno, el que maneja la excavadora.

El campo de aplicación de estos materiales es como áridos naturales o de trituración, como aglomerantes, para relleno de terraplenes, explanación de pistas, etc. En agricultura, el material suelto es empleado en campos de cultivo, extendiendo una capa del material sobre ellos, para así evitar la elevada evaporación y conservar la humedad del suelo.

Las reservas de lapilli en el área son notables y la demanda elevada, dado que el sector de la construcción, aunque con altas y bajas, es importante.

El único problema que plantea la explotación de los conos de piroclastos es el enorme impacto visual que causan en el paisaje. Su recuperación posterior no es fácil, ya que las soluciones son costosas y la ausencia de vegetación no ayuda. Por otro lado, los edificios de Caldera de Liria y La Laguna se encuentran dentro del Paraje Natural de Pozo Negro, lo que impone limitaciones en cuanto a la extracción del material.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

El patrimonio cultural de un país está integrado, entre otros bienes, por sus elementos o recursos naturales, que tienen o debieran tener igual importancia que aquéllos, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida y por tanto, por su interés, debe cuidarlo.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico de una región, puesto que proporciona una información fundamental para el conocimiento de la historia de la Tierra y la vida que en ella se ha desarrollado, poniendo de manifiesto, además, otros recursos naturales existentes en el planeta. Bajo estas consideraciones, un Punto de Interés Geológico (PIG) se puede definir como un recurso no renovable, en donde se reconocen características de especial importancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que han actuado en una zona desde la formación del planeta. Su deterioro o desaparición supone entonces un daño irreparable y a veces irreversible, al patrimonio de la humanidad.

En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) viene realizando desde 1978 un inventario de puntos de interés geológico que por su especial interés sean dignos de medidas de protección y aprovechamiento, con fines divulgativos, científicos, educativos y/o turísticos. El contenido, posible utilización y su nivel de significado definen pues un P.I.G.

En la hoja de Pozo Negro se ha seleccionado un PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) les hace merecedores de su protección. Los criterios empleados para su selección son los establecidos por el IGME y por los propios autores que realizaron esta cartografía.

A continuación se hará una breve descripción de los PIG, indicando su utilización como recurso turístico, científico, didáctico o económico y su influencia o nivel de significación a escala local, regional, nacional o internacional. En las "fichas resumen" diseñadas por el IGME y que forman parte de la "información complementaria" a esta memoria figura asimismo, un resumen y características del PIG propuesto.

Para más información se remite al interesado al texto de la memoria, donde se realiza un estudio más detallado del PIG y el contexto geológico en el que se halla enclavado.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Campo de Volcanes de Pozo Negro. Junto con el volcán de Gairía, constituye el campo de volcanes cuaternarios más importantes de la isla, además del de Corralejo.

Está constituido por un conjunto de volcanes alineados según una fractura de orientación N150°E, a partir de la cual se emitieron lavas escoriáceas que determinan la formación de extensos malpaíses. De un extremo a otro de la alineación, se sitúan Caldera de Arrabales, La Calderita, Caldera de Liria, Caldera de la Laguna y Gairía (este último en la hoja de Pájara). Existe además otro volcán, separado del grupo anterior, denominado volcán de Jacomar, situado más hacia el este, del que también se emitieron coladas.

Dado el grado de conservación similar de edificios y malpaíses, parece que todos ellos son más menos contemporáneos, pudiendo haber surgido en distintos momentos, pero solapados en el tiempo.

Los malpaíses están formados por grandes morrenas de bloques y cascotes de lava, que se canalizaron por los valles excavados en el relieve mioceno, llegando al mar. En el caso de las emisiones del volcán de Jacomar, constituyen una amplia plataforma costera en forma de abanico. La superficie originada por las lavas alcanza unos 25,4 km², sin contar el malpaís de Gairía.

La importancia de este punto radica en su interés vulcanológico y geomorfológico, al permitir el estudio de diferentes tipos de estructuras originadas por las lavas, su petrología y geoquímica. Tiene además un interés didáctico alto. Las formas y espectacularidad de los malpaíses, su originalidad y belleza, le confiere también interés turístico.

Por su influencia, se puede clasificar este punto como de interés regional y nacional.

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. Sci.*, 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, L.; AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑÓN, A.; COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): "*Mapa Geológico 1:100.000. Fuerteventura*". Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Lucas Mallada (CSIC).

ANCOCHEA, E.; CUBAS, C.R. y HERNÁN, F. (1991): "Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: Rasgos Generales del edificio central". *Geogaceta*, n.º 9, pp. 60-62.

BLUMENTHAL, M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, pp. 1-130.

BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1938): "Fuerteventura". *Bull. Volcanol.*, 2, pp. 3-77.

- CASQUET, C.; IBARROLA, E.; FUSTER, J. M.; ANCOCHEA, E.; CANTAGREL, J. M.; JAMOND, C.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y HERNÁN, F. (1989): "Cronología de la Serie I de Fuerteventura". (Abstract). En *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 130-133.
- CENDRERO, A. (1966): "Los volcanes recientes de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 22, pp. 201-226.
- COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNAN, F.; FUSTER, J. M.; 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.
- CUBAS, C. R.; FERNÁNDEZ S.; HERNÁN, F.; HERNÁNDEZ-PACHECO A. y DE LA NUEZ, J. (1988-89): "Los domos sálicos de Fuerteventura". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 6, pp. 71-97.
- FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R. y STILLMAN, C. J. (1985): "Geochronology of some Canarian Dike Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the Archipiélago". *Jour. Volcanol. Geotherm. Res*, 25, pp. 29-52.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 pp.
- FINCK, I. (1908): "Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gessellsch*, 60, pp. 76-80.
- FUSTER, J. M.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y Volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.*, 239 pp.
- GRUNAU, H.; LEHNER, P.; CLEIMTUAR, M.; ALLENBACH, P. y BAKKER, G. (1975). "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". En *ESF, Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc.Neth. Akad. Arts. Sci*, pp. 89-116.
- HARTUNG, G. (1857). "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessellsch. f.d. Gesam. Naturwiss*, 15/4, pp. 1-168.
- HAUSEN, H. (1958): "On the geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 22 n.º 1, pp. 211.
- IBARROLA, E.; CANTAGREL, J. M, FUSTER, J. M.; COELLO, J. y JAMOND, C. (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 E.1:200.000. Hoja y memoria n.º 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario". IGME. Servicio de Publicaciones, pp 39 y mapa.
- IGME (1976b); "Mapa de Rocas Industriales E. 1:200.000. Hoja y memoria 88-92. Arrecife-Puerto del Rosario". IGME. Servicio de Publicaciones, pp. 47 y mapa.
- IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-I, 1.107-IV, Puerto del Rosario".

- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-II, 1.107-III, *Antigua*".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-III, *Pájara*".
- IGME (1984d): "Mapa Geológico de España, escala 1:25.000. Hoja 1.106-IV, *Betancuria*".
- IGME-CSIC (1967). "Mapa Geológico de España 1:50.000. 1ª Serie Hoja y Memoria 1115. *Tui-neje*". Instituto Geológico y Minero de España Instituto Lucas Mallada (CSIC).
- ITGE (1989): *Inventario de Puntos Acuiferos de Canarias*.
- ITGE (1990): *Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura*.
- ITGE (1992): *Estudio para el aprovechamiento industrial de las rocas y minerales industriales de las islas de Fuerteventura y la Gomera*. 186 pp.
- LE BAS, J.M.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol*, vol. 27, part. 3, pp. 745-750.
- LE BAS, M. J.; REX, D. C. y STILLMAN, C. J. (1986b): "The Early Magmatic Chronologie of Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Mag*, 123, pp. 287-298.
- MARZOL, V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, n.º 130 (S. Investigación 32), 220 pp.
- MECO, J. (1975): "Los niveles con 'Strombus' de Jandía Fuerteventura Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria*, pp. 26.
- MECO, J. (1988): "The Emergent Littoral Deposits in Fuerteventura and the Evolution of the Canarian Marine Faunas during the Quaternary". In N. *Petit-Maire ed. Deserts, Past and Future evolution, Fuerteventura, Workshop 1988 PICG 252*, pp. 166-178.
- MECO, J. (1991): "La fauna Jandiense". Ed. Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura. Casa Museo de Betancuria. Las Palmas.
- MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989): "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: *Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov.-Dec. 1989*, pp. 351-356.
- MECO, J y STEARNS, C. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.
- MECO, JV POMEL, R. S.; AGUIRRE, E. y STEARNS, Ch. E. (1987): "The Recent Marine Quaternary of the Canary Islands". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)*, 10, pp. 283-305.
- MUÑOZ, M. (1969): "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 25, pp. 257-310.

PETIT-MARIE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1986): "Paleoclimatologie les Canaries orientales (Fuerteventura). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, II, n.º 13, pp. 1241-1246.

PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1987): "Paleoclimats de l'île de Fuerteventura (Archipel Canarien)". *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.

RONA, P. A. y NALWALK, A. J. (1970): "Post Early Pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, pp. 2117-2121.

ROTHER, P. (1966): "Zum Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 31, 13, pp. 1-80.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-512-7



9 788478 405121