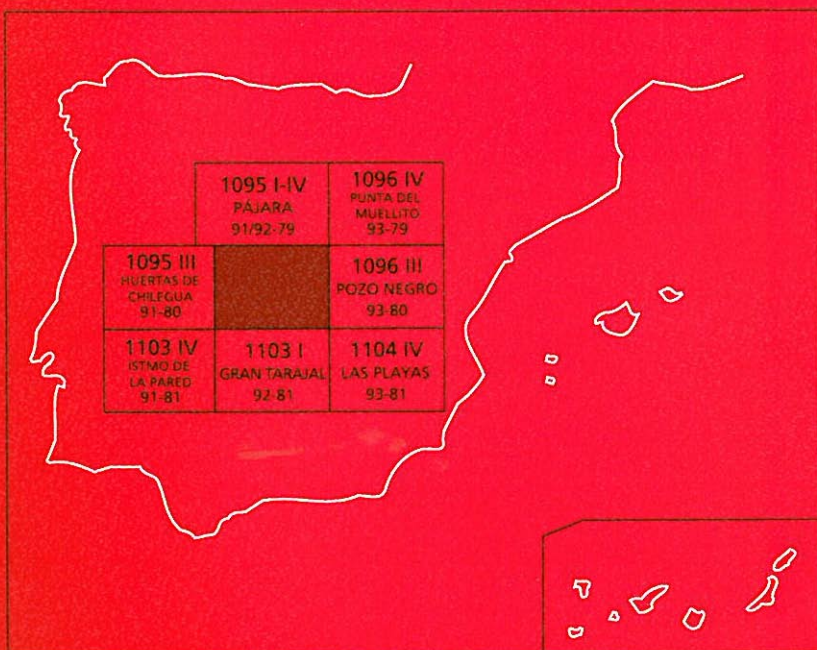




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

TUINEJE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

TUINEJE

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: 84-7840-511-9
Depósito legal: M-3974-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Tuineje*, 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:s

— Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.

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

Colaboradores

— Vidal, J. R. (U. 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.

— 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 mapa 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 GEOLÓGICOS	11
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. COMPLEJO BASAL	14
2.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano. (3)	14
2.1.2. Serie plutónica alcalina: gabros, piroxenitas y wehrlitas subordinadas (4)	15
2.1.3. Intrusivos sálicos: traquitas y sienitas (2 y 5)	15
2.1.4. Intrusión masiva de diques sálicos y traquibasálticos tardíos (6)	17
2.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	17
2.2.1. Fase miocena	17
2.2.1.1. Tramo inferior	18
2.2.1.1.1. Brechas líticas consolidadas (7)	18
2.2.1.1.2. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas (1 y 8)	18
2.2.1.1.3. Intrusiones traquíticas (9)	20
2.2.1.1.4. Brechas líticas monomícticas (10)	21
2.2.1.2. Tramo medio-superior indiferenciados	21
2.2.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas (11)	21
2.2.1.2.2. Coladas y brechas traquíticas (12 y 13)	22
2.2.1.2.3. Conos de tefra y piroclastos de dispersión (14)	23
2.2.1.2.4. Sedimentos aluviales (15)	23
2.2.1.3. Tramo superior	24
2.2.1.3.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas. (16) ..	24
2.2.1.4. Episodios tardíos	24
2.2.1.4.1. Brechas y sedimentos (17)	24
2.2.1.4.2. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y basaníticas (18)	25
2.2.2. Formaciones sedimentarias pliocenas	26

2.2.2.1.	Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados) (19)	27
2.2.2.2.	Arenas eólicas consolidadas (20)	27
2.2.3.	Formaciones sedimentarias pleistocenas.	28
2.2.3.1.	Depósitos de caliche (21)	28
2.2.4.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes.	28
2.2.4.1.	Coladas basálticas olivínicas. Edificio Caldera de Arrabales y Caldera de La Laguna (22)	28
2.3.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	30
2.3.1.	Depósitos arenoso-arcillosos (23)	30
2.3.2.	Depósitos de deslizamientos gravitacionales (24)	30
2.3.3.	Terrazas aluviales (25)	30
2.3.4.	Coluviones (26)	30
2.3.5.	Conos de deyección (27)	30
2.3.6.	Depósitos de barranco (28)	32
3.	TECTÓNICA	32
4.	GEOMORFOLOGÍA	36
4.1.	LOS MATERIALES	36
4.2.	FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE.	37
4.3.	PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	38
4.3.1.	Formas endógenas	38
4.3.1.1.	Formas volcánicas	38
4.3.2.	Formas exógenas	38
4.3.2.1.	Formas fluvio-torrenciales	38
4.4.	TOPONIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO	39
5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	39
5.1.	COMPLEJO BASAL	42
5.1.1.	Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano. Petrología y geoquímica (3)	48
5.1.2.	Serie plutónica alcalina: gabros, piroxenitas y wehrlitas subordinadas. Petrología y geoquímica (4)	45
5.1.3.	Intrusivos sálicos: traquitas y sienitas. Petrología (2 y 5)	46
5.2.	FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	46
5.2.1.	Fase miocena. Petrología	46
5.2.1.1.	Características generales de los tramos inferior, medio-superior (indiferenciados) y superior.	48
5.2.1.1.1.	Tramo inferior	48
5.2.1.1.2.	Tramo medio-superior indiferenciado	49
5.2.1.1.3.	Tramo superior	50
5.2.1.2.	Episodios tardíos	50
5.2.1.3.	Diques básicos miocenos	52
5.2.2.	Fase miocena. Geoquímica	53

5.2.3.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología	56
5.2.3.1.	Coladas basálticas olivínicas. Edificio Caldera de Arrabales (22)	56
5.2.4.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Geoquímica	57
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	59
7.	HIDROGEOLOGÍA	61
7.1.	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	61
7.2.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS	65
7.2.1.	Nivel acuífero basal o inferior	66
7.2.2.	Nivel acuífero superficial	67
7.3.	PIEZOMETRÍA	67
8.	GEOTECNIA	69
8.1.	ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	69
8.2.	CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	69
8.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	72
8.4.	RIESGOS GEOLÓGICOS	74
8.5.	VALORACION GEOTÉCNICA	74
8.5.1.	Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables	75
8.5.2.	Terrenos con características constructivas aceptables	75
8.5.3.	Terrenos con características constructivas favorables	75
9.	GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	75
10.	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	76
10.1.	DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	77
11.	BIBLIOGRAFÍA	78

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 TUINEJE (núm. 1095-II, 92-80 del MTN.), localizada en un sector meridional y central de la isla de Fuerteventura, en el archipiélago canario.

La hoja está limitada al norte y sur por las hojas geológicas de Pájara y Gran Tarajal, respectivamente, al oeste por la de Huertas de Chilegua y al este por la de Pozo Negro.

En la amplia superficie que representa la hoja cartografiada afloran distintas unidades geológicas, de litologías, estructura y problemática geológica diferente, con mayor predominio de materiales volcánicos y plutónicos sobre los sedimentarios. Sus edades, asimismo, comprenden un amplio espacio temporal, pues la actividad geológica está representada desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario más reciente.

Los materiales más antiguos aflorantes en la hoja son los correspondientes al Complejo Basal. Es una unidad geológica muy complicada y todavía insuficientemente conocida en algunos aspectos, constituida por materiales estructural y genéticamente diferentes, con litologías básicas, ultrabásicas y sálicas, en general propias de series alcalinas y ultralcalinas de islas oceánicas. Así, están presentes en ella materiales volcánicos, tanto submarinos como subaéreos, plutónicos, que representan diferentes episodios intrusivos, e incluso formaciones sedimentarias mesozoicas. Además, una densa red de diques subparalelos, de orientación N15°-45°E, atraviesa todas las unidades mencionadas, en ocasiones con una densidad de intrusión cercana al 100%, imposibilitando observar la roca encajante. Sólo algunas de estas unidades están representadas en el área, las cuales en conjunto suponen cerca del 80% del total de su superficie.

Una fuerte discordancia erosiva separa el Complejo Basal de los siguientes episodios volcánicos correspondientes al primer episodio de construcción de la isla como tal, durante buena parte del Mioceno y tras su emersión del fondo oceánico. Son materiales lávicos y piroclásticos, de composición mayoritariamente basáltica, emitidos durante la fase volcánica miocena. En esta área, sin embargo, su representación superficial es reducida, en comparación con la que tienen en áreas más septentrionales y orientales.

Desde finales del Mioceno medio hasta el Cuaternario reciente no existe actividad magmática en la hoja, o al menos no ha quedado registrada. En ese intervalo de tiempo son los procesos erosivos los dominantes en la zona, quedando actualmente extensos depósitos de materiales detríticos, de diverso origen, repartidos por el área.

La última actividad volcánica en Fuerteventura, ya en el Holoceno tardío, se manifiesta también en la parte SE y oriental de la hoja, hacia donde se prolongan algunas emisiones basálticas de los volcanes Caldera de Arrabales y Caldera de La Laguna, localizados en la vecina hoja de Pozo Negro.

El relieve de esta zona es accidentado y abrupto, a veces con desniveles importantes a lo largo de la superficie de la hoja. Las áreas constituidas por el Complejo Basal presentan una morfología muy característica y relativamente homogénea, independientemente, en muchos casos, de la unidad que aflore. Esto hace que su cartografía sea a menudo laboriosa y requiera hacer recorridos más exhaustivos. Estas áreas están definidas por superficies suaves y alomadas, disectadas por numerosos barrancos, a veces encajados, largo recorrido y paredes verticalizadas. Las cotas medias de la hoja se localizan en estas zonas, si bien en algún caso, como en el vértice Carbón (606 m), pueden ser de las más importantes de la misma.

Cuando sobre el Complejo Basal se emplazan las coladas basálticas de la Fase miocena, principalmente sus episodios más tardíos, existen contrastes morfológicos bastante marcados, con respecto al relieve de aquél. Constituyen apilamientos importantes, dando relieves alargados o circulares, con superficies planas, permaneciendo actualmente como restos aislados o desconnectados, como consecuencia de un intenso proceso erosivo. Así, destacan Montaña Cardones (691 m), Montaña Melindraga (631 m), Montaña Tirba (345 m), etc. En el extremo oriental de la hoja el relieve es mucho más llano, uniforme y bajo, desarrollándose una extensa superficie subhorizontal de glacis disectada por numerosos barrancos y amplias ramblas. Dicha superficie se prolonga de manera más o menos continua hacia el E, hasta enlazar con los fuertes relieves miocenos de la costa oriental.

La red hidrográfica está definida por un cierto número de barrancos principales de largo recorrido, con abundantes barrancos y cauces tributarios, de orden inferior, que conjuntamente drenan los materiales en los que se encajan. En general los barrancos son más profundos y cortados en sus tramos de cabecera, pero conforme se alejan van adquiriendo perfiles más amplios y fondo plano, resolviéndose, con frecuencia, en forma de ramblas muy abiertas. En el Complejo Basal la red de drenaje es densa y con relativa jerarquización de los cauces. En los relieves de planta circular, como Montaña Tirba y Tamasite, es radial. Los cauces están secos la mayor parte del año, dadas las irregulares y bajas precipitaciones que suelen tener lugar, por lo que no constituyen cauces permanentes.

El clima de la región es, al igual que en las adyacentes, cálido-seco, con temperaturas medias del orden de 18-22°C, algo superiores en épocas estivales; a menudo la insolación es fuerte. La sensación de calor se ve rebajada por una constante brisa, que con frecuencia se convierte en vientos de intensidades considerables.

Las condiciones climáticas y la ausencia de suelo edáfico importante condicionan el desarrollo de la vegetación, que es en general muy escasa. Es de carácter herbáceo y arbustivo, con predominio de tipo xerofíticos, entre los que destacan las aulagas (*Launaea arborescens*), tabaibas (*Euphorbia* sp.) y tarajales (*Tamarix canariensis*), etc. En los fondos de barrancos crecen palmeras, bien aisladas, bien formando a veces pequeños palmerales.

El principal núcleo de población es Tuineje, localizado en el extremo nororiental y que da nombre a la hoja. Otros mucho más reducidos son Cardón, Tesejerague y Las Casitas, existiendo

también algunas casas aisladas o en pequeños grupos a lo largo de la zona, si bien en general es un área relativamente desértica y solitaria. El uso agrícola del terreno es escaso, existiendo pequeñas huertas cercanas a núcleos habitados.

Los accesos a los diferentes lugares de la hoja se realizan con relativa comodidad (mejor con vehículos "todo terreno"), aprovechando tanto las principales vías de comunicación asfaltadas (carretera Tuineje-Gran Tarajal, Pájara-La Pared y Tarajalejo-Tuineje) como las numerosas pistas de tierra que existen. Los cauces de los barrancos más importantes suelen ser también transitables en determinadas partes de su recorrido.

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Son escasas y breves las referencias bibliográficas a los aspectos geológicos de esta área. Casi siempre se encuentran en trabajos más amplios, bien sobre el conjunto de la geología insular, bien sobre determinados temas de ésta.

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

Un trabajo ya clásico es la monografía de FUSTER *et al.* (1968) sobre la geología de Fuerteventura, en la que se realiza un completo estudio de campo, definiendo e interpretando las distintas unidades volcanoestratigráficas de la isla, cartografiadas previamente a escala 1:50.000. El trabajo se completa con un amplio estudio petrográfico y geoquímico de esas unidades. Las conclusiones finales se sintetizan en un mapa a escala 1:100.000, [AGOSTINI *et al.* (1968)].

HAUSEN (1958) publica también un amplio trabajo sobre la isla, aportando numerosas observaciones de campo, a veces muy detalladas, junto con datos petrográficos y geoquímicos, así como un mapa a escala 1:300.000. Aunque ya fue revisado e incorporado al trabajo de los autores mencionados arriba, su lectura resulta amena e interesante.

Un trabajo más específico es el de CENDRERO (1966), quien estudia el volcanismo reciente de Fuerteventura, sólo parcialmente representado en esta hoja por emisiones de la Caldera de Arrabales y la Caldera de La Laguna.

Finalmente, ANCOCHEA *et al.* (1991), en una breve nota, definen las características del edificio volcánico mioceno central de Fuerteventura, haciendo referencia a algunos de los afloramientos representados en la hoja.

Las dataciones radiométricas existentes, [RONA y NALWALK (1970), ABDEL MONEM *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), BOUCART 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.

En la estratigrafía de la hoja de Tuineje se encuentran representados los dos dominios, con algunas de las series y fases volcánicas correspondientes. En la Tabla 2.2 se pueden observar dichas series y fases, así como sus correlaciones con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

En el Dominio del Complejo Basal afloran dos de las seis series que lo componen. Por un lado, está la Serie volcánica indiferenciada, en parte submarina, que comprende las primeras manifestaciones volcánicas que tuvo la isla en tiempos premiocenos. Esta serie es equivalente a lo que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) llamaron Rocas volcánicas submarinas y Tobas y aglomerados subaéreos, y lo que el Plan Magna IGME (*op. cit.*) definió como Formación volcánica submarina y Formación de tobas y brechas sálicas.

La segunda serie aflorante en la hoja es la Serie Plutónica indiferenciada, que aquí en Tuineje se encuentra representada sólo por gabros s.l. Corresponde a lo que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) consideraban como parte integrante de un supuesto Complejo estratiforme, mientras que para el IGME (*op. cit.*) sería equivalente a la Serie Plutónica II.

En el Dominio subaéreo, la Fase miocena, representada por el estratovolcán de Gran Tarajal ocupa buena 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 (1984a-d). La segunda y última fase presente corresponde a pequeños retazos de 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 2.1. 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 ultralcalina. 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 (1989-1992)
SERIE BASÁLTICA IV Volcanes con conos de cindeR	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MED.-HOLOCENA. Episodios recientes
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Gran Tarajal)
Tobas y aglomerados subaéreos Rocas volcánicas submarinas Complejo básico estratiforme	<u>COMPLEJO BASAL</u> Serie Plutónica II	<u>DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL</u> Serie Plutónica indiferenciada
	Form. tobas y brechas sálicas Form. volcánica submarina	Serie Volcánica indiferenciada, en parte submarina

2.1. COMPLEJO BASAL

La unidad estructural más antigua de Fuerteventura, denominada Complejo Basal, abarca un período de formación mucho más extenso que el de la supraestructura subaérea de la isla. Las dataciones radiométricas, [LE BAS *et al.* (1986b) e IBARROLA *et al.* (1989)], le asignan un tiempo de formación de unos 60 m.a. entre los 80 m.a. y los últimos 20 m.a.

Del amplio conjunto litológico de materiales que lo forman, sólo una parte de él está representado en esta área.

2.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano (3)

Este conjunto de materiales representa la unidad más extensa en la hoja. Está escasamente cubierta por pequeños retazos de lavas basálticas de la Fase miocena y por depósitos detríticos, principalmente en el sector occidental. La unidad se prolonga con continuidad hacia el oeste (hoja de Huertas de Chilegua) y hacia el norte, mientras que hacia el sur desaparece bajo los potentes apilamientos basálticos del edificio mioceno central de Fuerteventura.

Se trata de una compleja unidad, compuesta por lavas, tobas y brechas, mayoritariamente basálticas, intensamente atravesadas por un enjambre de diques subparalelos de orientación N30°-45°E. Habitualmente, la densidad de este enjambre supera el 75% en volumen de los afloramientos. Las rocas encajantes quedan así reducidas a ojales y "screens" aislados entre la masa de diques, de tal manera que es difícil identificarlas correctamente, al no existir contrastes litológicos entre ambos. Los mejores lugares para la observación de esta unidad es en las laderas de los barrancos, donde las exposiciones son amplias y carentes de recubrimientos.

Cuando es posible observar la roca encajante, se ven materiales lávicos y fragmentarios afectados por intensos procesos de espilitización y epidotización, que modifican su aspecto original. La intrusión de los cuerpos plutónicos produce en ellos también fenómenos de metamorfismo de contacto.

El complejo filoniano es, sin embargo, el aspecto más significativo y original del Complejo Basal. Estas etapas de inyección masiva de diques se relacionan con etapas de distensión lineal, condicionadas por un régimen de esfuerzos corticales que son los que determinan las emisiones del Complejo Basal. Estas directrices estructurales definidas por la malla de diques van a tener reflejo en la morfología de los relieves del Complejo Basal.

Prácticamente la densidad de intrusión filoniana en la hoja es del orden del 75% o superior. Se observa que no toda la intrusión se produjo simultáneamente, sino que tuvo lugar en episodios, inyectándose cada vez familias de diques que cortan a los anteriores. Con frecuencia la roca de caja observada son otros diques emitidos en estadios previos. La presencia de bordes enfriados en ellos es buen criterio para no confundirlos con la roca lávica y tobácea inicial.

En general son diques cuyo espesor varía entre 50 cm y 2 m, tienen buzamientos subverticales, del orden 70-80°, con tendencia generalizada hacia el oeste. Su orientación principal es N30°-45°E. Presentan contactos netos entre ellos, con estructuras zonales simétricas, a veces con

bordes de enfriamiento bien desarrollados. Sus trazados son más o menos rectilíneos y sus recorridos alcanzan alguna decena de metros. En ocasiones, sus contornos son divagantes y festoneados, mostrando numerosas digitaciones y ramificaciones, con terminaciones "finger".

Composicionalmente son diques basálticos y traquibasálticos, con marcado carácter espilitizado. El aspecto en detalle que presentan es de rocas masivas y coherentes, de carácter afanítico mayormente, si bien a menudo son porfídicas, con tipos basálticos piroxénicos y plagioclásicos (en este caso, a veces con fenocristales de plagioclasa de algunos centímetros). La coloración del conjunto de diques es verdosa, debido a la espilitización sufrida.

En algunos casos, dentro de la masa de diques, destacan algunos que cortan a los demás e incluso dan resalte topográfico. Corresponden a estadios ya finales del complejo filoniano, relacionados con macizos subvolcánicos tardíos, o incluso con los estratovolcanes basálticos miocenos que se erigieron después de emplazado el Complejo Basal.

2.1.2. Serie plutónica alcalina: gabros, piroxenitas y wehrlitas subordinadas (4)

De las distintas unidades plutónicas presentes en la isla de Fuerteventura, los afloramientos de rocas gabroides son los más importantes en la hoja. En ella aparecen localizados en sus extremos septentrionales y meridionales, pero también en la zona central, constituyendo, en general, afloramientos más o menos subcirculares y en ocasiones alargados. Las referencias más importantes a estos afloramientos pueden encontrarse en FUSTER *et al.* (1968) y GASTESI (1969).

Morfológicamente, los afloramientos aparecen aislados y desconectados entre sí, como cerros o superficies alomadas, sin contrastar con el área circundante. Superficialmente tienen un recubrimiento detrítico poco potente y sufren cierto encostramiento de caliche. Las mejores exposiciones se tienen en los cortes de barranqueras y barrancos, gracias al lavado de las aguas superficiales.

En ocasiones su presencia se manifiesta por la existencia de cantos sueltos. En todos los casos se hallan atravesados por la densa red de diques del complejo filoniano (aproximadamente 25-75%), enmascarando las rocas gabroides, que quedan reducidos a "screens" u ojales entre los diques y por tanto sin ninguna expresión topográfica o morfológica destacable. La exposición de esta unidad plutónica es pues muy mala, con afloramientos pequeños, de dimensiones decimétricas y escasamente métricas. Su cartografía es por tanto laboriosa, requiriendo recorridos por campo detenidos y exhaustivos, pues tales afloramientos pasan fácilmente inadvertidos.

Dadas pues las dimensiones de los afloramientos, la extensión superficial de estas rocas plutónicas en la cartografía puede resultar entonces exagerada. El criterio empleado para poder representarlas ha sido cartografiar la roca encajante de la malla de diques, superponiendo después una trama indicativa de la densidad de la misma. Los contactos o límites de los afloramientos plutónicos deben considerarse por ello como supuestos y aproximados.

Esta serie plutónica está formada fundamentalmente por términos gabroides, si bien en algunos afloramientos se observa un tránsito a tipos más máficos, con peridotitas y wehrlitas, detectándose, por tanto, un carácter plurifacial en esta unidad.

Los términos gabroides aparecen principalmente en los "macizos" de Tablero de Diego Pérez, Morro de los Alguaciles, Montañeta de Juan Gopar y en el afloramiento más meridional de la hoja, si bien, junto con ellos, no están totalmente ausentes los tipos más máficos. Son gabros microgranudos y de grano medio, relativamente equigranulares, en ocasiones con carácter melanocrático, aunque no es raro que estén atravesados por venas leucocráticas. Son rocas compactas y coherentes, formadas casi exclusivamente por piroxenos y plagioclasa, encontrándose en general con un grado de alteración bajo, excepto la débil costra superficial más alterada.

Los afloramientos del norte de la hoja muestran un carácter plurifacial más acentuado, apareciendo todas las variedades, sin una distribución específica, sino más bien heterogénea e irregular. Hacia el NO, los términos máficos (piroxenitas y wehrlitas) son dominantes, enlazando con las unidades máficas y ultramáficas de Mézquez (hoja de Pájara).

Las wehrlitas son rocas de grano medio-grueso, oscuras y densas, formadas principalmente por piroxeno y olivino, este último siempre iddingsitizado. Las piroxenitas son de granulometría similar, también oscuras y densas, constituidas fundamentalmente por piroxeno. En algunos casos, el estudio petrográfico de estas últimas revela un contenido mayor en plagioclasa, que hace denominar gabros a estas rocas. Suelen estar medianamente frescos, y al igual que los gabros, presentan diaclasado y fracturación importante.

En todos los afloramientos se observa, además de petrográficamente, que estas unidades plutónicas están afectadas de metamorfismo de bajo grado, que provoca la aparición de minerales como anfíbol y biotita, e incluso epidota y clorita.

2.1.3. Intrusivos sálicos: traquitas y sienitas (2 y 5)

En esta área los intrusivos sálicos tienen escasa representación, limitándose a una pequeña masa sienítica intrusiva en la zona de Morro de Las Gavias (sector centro-norte de la hoja) y a un relativo escaso número de diques traquíticos y sieníticos asociados.

La masa sienítica forma parte de afloramientos no muy extensos, que se hallan dispersos por las cercanías del pueblo de Pájara (véase hoja de Pájara). Intruye indistintamente en gabros y el conjunto indiferenciado de lavas y tobas, provocando cierto metamorfismo de contacto en ellos. A su vez está cortada por la red filoniana de dirección N30°-40°E, con una densidad de diques del orden de 30-40%, que también reducen los afloramientos a pequeños ojales, donde las condiciones de observación se ven dificultadas. Otros afloramientos cerca de Pájara tienen, por el contrario, mejor exposición y mayor extensión.

La roca es una sienita de color claro, grano medio-grueso, si bien con facies de grano fino dispersas, principalmente en bordes. Tiene un grado de fracturación alto, con disyunción columnar y muestran una alteración escasa y débil, principalmente en profundidad.

Los diques asociados aparecen en pequeños grupos subparalelos, definiendo en conjunto un sistema radial que parece converger en la zona de Pájara, donde estas intrusiones sieníticas son más importantes. Sus direcciones son pues variables, entre N15°-25°E y N125°-150°E. Aparecen atravesando a las unidades plutónicas gabroides y las series indiferenciadas de lavas y to-

bas. Morfológicamente, con respecto a ellos, suponen a veces un resalte topográfico y visual que los hace destacar. Tienen coloración clara-beige y potencias entre 1 y 2 m.

Composicionalmente son diques sieníticos y traquíticos, de carácter afírico o débilmente porfídico, destacando algún fenocristal de feldespato en la matriz.

2.1.4. Intrusión masiva de diques sálicos y traquibasálticos tardíos (6)

Es uno de los últimos episodios intrusivos del Complejo Basal y que afecta a todas sus unidades. Se dispone según un eje de orientación aproximada NNE-SSO de gran recorrido, que se extiende desde la zona del vértice Carbón (al norte de la hoja) hasta la hoja de Antigua, situada más al norte. Supone asimismo, un desplazamiento hacia el E-SE de los ejes o bandas, por donde se produjo la penetración masiva plutónica y filoniana del Complejo Basal, tendencia que ya se venía manifestando progresivamente desde las primeras etapas constructivas de esta unidad estructural.

En el área cartografiada, esta intrusión masiva de carácter subvolcánico se manifiesta en la zona del vértice Carbón, en forma de potentes diques basálticos, traquibasálticos y sálicos. Conforman relieves escarpados y prominentes que destacan morfológicamente sobre las unidades intrusivas y volcánicas anteriores. Las relaciones de contacto con las unidades indiferenciadas de lavas y tobas en parte de origen submarino no son claras, en parte debido a su similitud estructural y en parte litológica.

2.2. FORMACIONES POSTSCOMPLEJO BASAL

2.2.1. Fase miocena

Los primeros episodios volcánicos tras el emplazamiento del Complejo Basal están representados por la fase volcánica miocena. Durante este período de emisión se construyen, a lo largo del Mioceno, tres edificios volcánicos de dimensiones kilométricas y carácter estratovolcánico, que son los que constituyen el cuerpo principal de la isla.

En el área cartografiada, la Fase miocena tiene una representación amplia, en cuanto a que aparecen más o menos registrados los distintos períodos de la construcción de uno de esos edificios: el edificio central o de Gran Tarajal. En conjunto, sin embargo, su extensión areal no es grande.

El relieve característico que se origina durante esta fase, es decir, cerros altos, estrechos y alargados (denominados localmente "cuchillos") aparece escasamente representado en la esquina SO de la hoja, que es donde mejor exposición tienen estos episodios volcánicos en el área. En áreas próximas, orientales y meridionales, estas emisiones tienen, por el contrario, una excelente representación (hojas de Pozo Negro y Gran Tarajal).

En conjunto, para este edificio mioceno, las dataciones realizadas durante la ejecución de esta cartografía y las de otros autores [ABDEL MONEM *et al.* (1971), CASQUET *et al.* (1989), COE-

LLO *et al.* (1992), etc.] permiten asignarle un período de formación comprendido entre los 23 y los 15 m.a es decir, entre el Mioceno inferior y una parte del Mioceno medio.

2.2.1.1. Tramo inferior

Los materiales de la Fase miocena, correspondientes al tramo inferior del edificio central de Fuerteventura, se extienden en esta hoja principalmente en su zona suroriental y en menor medida en la nororiental.

Básicamente está formado por coladas basálticas y diques de composiciones similares. Aparecen asimismo aunque en menor proporción, depósitos brechoides y materiales traquíticos intrusivos en las coladas basálticas.

2.2.1.1.1. Brechas líticas consolidadas (7)

Estos depósitos aparecen representados principalmente en las laderas septentrionales de Montaña Tirba, bajo las coladas basálticas que coronan su cima.

Su posición estratigráfica, bien dentro del Complejo Basal o bien dentro de la Fase miocena, no está clara. Por sus características, aspecto subaéreo, escasa epidotización, etc., se le asigna provisionalmente al comienzo de la Fase miocena.

Son materiales brechoides caóticos, sin estructuración macroscópica aparente, relativamente monomícticos y con un grado de consolidación importante. Están constituidos por fragmentos heterométricos subangulosos y angulosos, aunque con frecuencia también redondeados, de rocas basálticas olivínico-piroxénicas, de matriz afanítica. Sus tamaños oscilan entre 1-2 y 25-50 cm, pudiendo encontrarse asimismo bloques de dimensiones cercanas al metro, que parecen corresponder a bloques arrancados de determinadas coladas. En ningún caso se han visto componentes juveniles dentro de esta unidad. Algunos fragmentos están muy alterados y ceolitizados. No se aprecia un grado de epilitización importante en el depósito.

Atravesando la brecha existen numerosos diques basálticos, de potencias entre algo inferiores al metro y 2 m. Sus trazados son en ocasiones divagantes y pueden tener terminaciones en cuña. Las orientaciones más frecuentes oscilan entre N50°E y N70°E, siendo muchos de ellos subparalelos. Otros diques han dado orientaciones N-S y N125°E. Es frecuente que gran parte de los fragmentos que componen la brecha correspondan a los propios diques que la atraviesan.

2.2.1.1.2. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas (1 y 8)

Las coladas basálticas del tramo inferior están pobremente representadas en esta área, al estar bastante alteradas y tener su morfología original notablemente modificada. Ocupan zonas de relieve bajo y llano y suelen estar recubiertas por depósitos aluviales pliocenos y una costra de caliche. Los afloramientos existentes se encuentran bastante arrasados y la red hidrográfica está poco incidida en ellos, por lo que tampoco su estructuración es apreciable en la mayor parte de la hoja.

Por lo que se observa en áreas próximas (hoja de Pozo Negro, Istmo de la Pared, etc.) y en cierta medida en la ladera oriental e inferior de Montaña Cardones (esquina SE de la hoja), la serie inferior de la Fase miocena está constituida por apilamientos de coladas, con escasos niveles piroclásticos y almagres intercalados, atravesados frecuentemente por un gran número de diques. El buzamiento general de la serie es de 15-25°, periclinalmente hacia el exterior del edificio.

En esta área se puede observar, en algunos puntos, la base del tramo inferior, en contacto discordante con el Complejo Basal. A menudo, sin embargo, el tránsito entre esa unidad y la Fase miocena, o viceversa, es difícil de apreciar, pues parece existir un paso gradual e insensible entre ambos, que unido a la falta de contraste morfológico, litológico y estructural, impide a veces, trazar un contacto seguro.

El espesor del tramo inferior en la hoja no puede determinarse, pero en general, la parte emergida en otras zonas se sitúa en torno a los 200-300 m.

En detalle, las coladas son de tipos "aa" y "pahoehoe" sucesivamente intercaladas. Las primeras son más potentes (1-3 m), masivas y coherentes, a menudo con lajeado y disyunción columnar. Las de tipo "pahoehoe" son más delgadas y vesiculares, siendo en ellas mayor el grado de alteración, si bien éste es generalizado en todo el tramo, con relleno de vacuolas por carbonatos y ceolitas. En ocasiones, la roca está tan alterada que se desmenuza fácilmente, dando un aspecto granuloso y suelto, que puede confundirse, a distancia, con piroclastos. Es frecuente asimismo la típica alteración de la roca a "grano de millo".

Litológicamente son lavas de composición basáltica, con tipos olivínicos, olivínico-piroxénicos y piroxénicos dominantes. Los tipos ankaramíticos son frecuentes, quedando abundantes y grandes cristales de piroxeno sueltos cuando la roca se altera. En general son rocas porfídicas o débilmente porfídicas, con escasos fenocristales de olivino y piroxeno.

Uno de los aspectos más característicos del tramo inferior de la Fase miocena es la densa red de diques subparalelos que atraviesa las coladas, si bien siempre notablemente inferior a la del complejo filoniano del Complejo Basal. Mientras que en áreas cercanas (por ejemplo hojas de Pozo Negro, Las Playas y Gran Tarajal) se manifiesta con gran profusión, en ésta tiene una representación considerablemente más reducida y además los diques presentes no muestran una orientación tan definida como en aquellas zonas. Hay que mencionar, no obstante, que la expresión topográfica de los diques en esta área es muy pobre. No ofrecen resaltes o contrastes morfológicos importantes con la roca encajante, pasando fácilmente desapercibidos, no sólo en la fotografía aérea, sino incluso también en campo.

En general, son diques relativamente rectilíneos, poco divagantes y de escaso recorrido, con orientaciones dominantes NO-SE y ONO-ESE, existiendo a menudo diques con direcciones diferentes que a veces se cruzan a aquéllos.

La pauta que siguen los diques localizados en Montaña Cardones es independiente de la orientación general de la red filoniana del edificio mioceno, al estar asociado al centro de emisión enterrado que allí se encuentra.

2.2.1.1.3. Intrusiones traquíticas (9)

Es característico dentro de la Fase miocena la aparición de rocas traquíticas intrusivas en las coladas basálticas. En algunos casos incluso aparecen atravesando el Complejo Basal.

En el ámbito de esta hoja se distinguen dos afloramientos principales de traquitas intrusivas asociados a esta fase: Morros de Pozo Negro y Cañadas del Hoyo. Ambos fueron estudiados por MUÑOZ (1969) y CUBAS *et al.* (1988-1989).

Intrusión de Morros de Pozo Negro. Está localizada en la esquina nororiental de la hoja, encontrándose parte de ella en la de Pozo Negro.

Se trata de un cuerpo alargado, de dirección aproximada NO-SE, que intruye en las coladas basálticas del tramo inferior y en unidades próximas del Complejo Basal. Su extensión se ve reducida por los recubrimientos de materiales detríticos y por las emisiones cuaternarias de los volcanes de Caldera de La Laguna y de Liria, este último volcán emplazado directamente sobre un sector de la intrusión. Sus relaciones de contacto con la roca encajante se ven por ellos seriamente enmascaradas. Quedan así, en la ladera noreste del barranco, restos de coladas englobadas en las traquitas. Un poco más al norte, ya en el límite con la hoja de Pájara, se observa asimismo su carácter intrusivo en el Complejo Basal.

La intrusión está constituida por rocas traquíticas afaníticas, de color verdoso claro, que se torna crema según aumenta el grado de alteración de la roca. Es asimismo característico, la pátina brillante que tiene la roca, como consecuencia de la alteración. El afloramiento muestra disyunción columnar de dimensiones métricas y un llamativo diaclasado o lajeado subhorizontal intenso que desarrolla superficies curvas. Se observan enclaves de basalto en la roca, pero sin una transformación notable.

Los datos disponibles no permiten saber si estos materiales llegaron a extruir en superficie, derramándose en forma de coladas. CUBAS *et al.* (1988-1989), aunque con reservas, apuntan esta posibilidad.

En cuanto al modo de emplazamiento, la forma alargada del afloramiento y la presencia de diques de composición idéntica al SE del mismo (zona de Morro Alto y Morro de las Méndez, en la hoja de Pozo Negro), parecen indicar que se trata de un dique ensanchado o dique-pitón asociado a una fractura de orientación NO-SE. La misma opinión es reflejada asimismo por CUBAS *et al.* (op. cit.) y MUÑOZ (1969).

Intrusión de Cañadas del Hoyo o de Los Nortes. Está situada en la zona de Cañada del Hoyo-Tablero de Diego Pérez, al norte de Tesejerague. Este afloramiento es denominado Los Nortes por CUBAS *et al.* (1988-1989).

Es un cuerpo intrusivo alargado en dirección norte-sur, muy arrasado y mal expuesto, que se prolonga hacia el norte mediante afloramientos discontinuos y aislados más pequeños, como el de Morro de Los Adejes y Degollada de Adeje. Intruye en el Complejo Basal, pero sus relaciones de contacto con éste no son bien apreciables, salvo en puntos aislados, debido a los recubrimientos y, en general, a la baja calidad de los afloramientos.

Las rocas que componen la intrusión están enormemente alteradas y son de composición traquítica. Tienen una coloración blancuzca, a veces violeta, con una pátina brillante y en general son afaníticas, con algún escaso fenocristal feldespático apreciable a simple vista. En algunas zonas mejor expuestas puede observarse un lajeado acusado. En una calicata realizada al norte de Morro de Los Adejes puede apreciarse una potencia de 4 m.

Se trata también de un dique-pitón alargado según una fisura de orientación norte-sur.

2.2.1.1.4. Brechas líticas monomícticas (10)

Aparecen localizadas en la zona de Las Morretas, cerca del borde meridional de la hoja, constituyendo un afloramiento reducido. Se encuentran mal expuestas, al estar semicubiertas por depósitos detríticos y seccionadas por barrancos laterales, que las desconectan de las formaciones con las que estuvieron relacionadas. Por su carácter composicional, aspecto subaéreo y no estar atravesadas por un número excesivo de diques, se asocian estas brechas a un episodio dentro de la Fase miocena.

Se trata de depósitos brechoides sin estructuraciones internas, de coloraciones ocres, formados por fragmentos mayoritariamente angulosos y heterométricos de rocas basálticas afaníticas y porfídicas, a veces de carácter plagioclásico. Los tamaños de los fragmentos oscilan entre escasos centímetros y 20 cm. El grado de consolidación de estos depósitos es mediano.

Atravesando las brechas se observan algunos diques básicos, algo divagantes, que parecen ir rompiéndose o desmembrándose gradualmente, indicando un transporte del depósito posterior a su intrusión.

2.2.1.2. Tramo medio-superior indiferenciados

La diferenciación de tramos dentro del edificio no es siempre fácil por la ausencia de discordancias importantes en la serie, lo que hace que en ocasiones sea preciso su agrupación de manera indiferenciada.

El tramo medio-superior indiferenciado en esta hoja tiene escasa representación. Está compuesto mayoritariamente por coladas basálticas y traquibasálticas, pero también aparecen depósitos piroclásticos interestratificados, depósitos sedimentarios e incluso lavas y brechas traquíticas.

2.2.1.2.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas y traquibasálticas (11)

Estos materiales afloran principalmente en las laderas de Montaña Cardón y, en menor medida, en Montaña Chica y cerca de Casas de La Vegueta.

Por lo general se apoyan discordantemente sobre el tramo inferior, fosilizando su paleorrelieve, pero también sobre el Complejo Basal, como ocurre en la esquina SO de la hoja.

El modo más común de yacimiento está constituido por importantes apilamientos tabulares de coladas, buzando suavemente (100-20°) de forma periclinal hacia la costa, como ocurre en Montaña Cardones, en este caso con un buzamiento hacia el SO. En conjunto, en esta zona la serie alcanza un espesor del orden de 200 m, pudiendo ser mayor en otras áreas cercanas.

Las coladas individuales muestran una morfología de tipo "aa", con bases y techos esco-riáceos y partes internas masivas con disyunción columnar. Sus potencias medias oscilan entre 1 y 2 m. Son medianamente vesiculares, sin una conexión importante de las vesículas. Con frecuencia están alteradas, mostrando además diaclasado tableado y disyunción esférica. Es común que en la sucesión lávica se intercalen almogres de coloraciones roji-zas, aunque no muy potentes.

Composicionalmente son lavas basálticas olivínico-piroxénicas, apareciendo, de manera subordinada, intercalaciones de coladas traquibasálticas muy afaníticas. En muestra de mano las rocas son oscuras, medianamente porfídicas, con fenocristales de olivino y piroxeno y algunas vacuolas rellenas de carbonatos y ceolitas, aunque siempre en menor grado que en las coladas del tramo inferior.

Contrariamente a lo que ocurre en el tramo inferior, la red filoniana en el tramo medio-superior es considerablemente más reducida. Existen diques que atraviesan las coladas, aunque más esporádicos, con orientaciones subparalelas a las del tramo más bajo.

2.2.1.2.2. Coladas y brechas traquíticas (12 y 13)

Se encuentran representadas en el extremo norte de Montaña Cardones, intercaladas entre las coladas del tramo medio-superior indiferenciado y las del tramo superior. Lateralmente, hacia el sur, van desapareciendo bajo el apilamiento lávico superior. El centro de emisión del que proceden estos materiales no ha sido localizado.

El afloramiento está constituido por una brecha en la base y una colada encima, alcanzando un espesor conjunto cercano a los 10-12 m. Para poder representarlo en la cartografía se ha exagerado algo su tamaño.

La brecha basal es de color marrónáceo y está formada por una matriz piroclástica que empasta fragmentos basálticos, entre los que destacan tipos plagioclásicos, basaltos olivínico-piroxénicos y afaníticos. Sus tamaños oscilan entre 6 y 20 cm, pudiendo encontrarse otros de hasta 30 cm de diámetro, en general con formas subredondeadas. La potencia del depósito es de 4-5 m.

Encima aparece un material más escoriáceo, con fragmentos de color claro, porfídicos, vesiculares y de carácter pumítico, con un espesor cercano a los 2 m. Hacia arriba el depósito se hace más brechoide, de color grisáceo, englobando fragmentos de rocas de aspecto sálico y otros básicos. Los tamaños de los líticos varían entre escasos centímetros y 15 cm, pero pueden llegar hasta 60 cm. Sus formas son subredondeadas y subangulosas.

Cortando el depósito hay un dique basáltico de dirección N30°E.

Apoyada sobre la brecha hay una colada traquítica (véase análisis químico n.ºRb-287, en Tabla 5.2 del Capítulo 5), cuyo emplazamiento debió ser inmediato al depósito de la brecha, al no existir discordancia entre ellos. Es una colada potente, con disyunción columnar y carácter afanítico o débilmente porfídica, pues son escasos los fenocristales de feldespatos visible en su matriz.

2.2.1.2.3. Conos de tefra y piroclastos de dispersión (14)

El único centro de emisión localizado en la hoja se encuentra en Montaña Cardones. Su morfología original está muy modificada y además está enterrado por coladas basálticas del tramo superior, habiendo sido puesto al descubierto por la incisión de barrancos laterales.

Se trata de un centro de emisión de tefra, edificado en fases estrombolianas. El piroclasto es de tamaño lapilli, dispuesto en mantos estratificados, con abundantes escorias gruesas, bloques y bombas de diversos tamaños, de composición basáltica. En general se encuentra bastante consolidado y completamente oxidado, con una coloración rojiza.

Atravesando el edificio aparecen numerosos diques basálticos asociados a los conductos de emisión del mismo, de tal manera que no siguen una orientación definida. Algunos son muy potentes y de gran recorrido, como se observa en la ladera este de la montaña. En ocasiones se originan resaltes topográficos, por erosión diferencial respecto al piroclasto más fácilmente erosionable.

A lo largo de la ladera este y oeste de la Montaña Cardones aparece un nivel más o menos continuo de piroclastos, que procede de la lluvia de dispersión de lapilli de ese centro de emisión. Sobre ellos se apoyan las coladas del tramo superior. Tiene una potencia variable, entre 2 y 3 m, coloración ocre-rojiza y su granulometría tamaño lapilli es relativamente homogénea.

2.2.1.2.4. Sedimentos aluviales (15)

Se encuentran también en las laderas de Montaña Cardones y marcan un período erosivo entre las emisiones del tramo medio-superior indiferenciado y el superior.

El afloramiento más notable, situado a unos 515 m de cota, es el del extremo norte, en la zona de El Castillo, donde aparece apoyado sobre la colada traquítica anterior. Se trata de conglomerados aluviales, de cantos redondeados y subredondeados de naturaleza basáltica mayormente, con tipos diversos: basaltos afaníticos, piroxénicos, traquibasálticos, etc., empastados en una matriz arenosa. En menor cuantía existen cantos traquíticos. Sus tamaños medios oscilan entre 1 y 10 cm, pudiendo encontrarse ejemplares de 20-40 cm. Internamente el depósito muestra imbricación de sus componentes, con una orientación N30°-40°E.

Hacia la parte superior presenta cierto enrojecimiento como consecuencia del metamorfismo térmico provocado por el emplazamiento de las coladas del tramo superior.

2.2.1.3. Tramo superior

Arealmente tiene una extensión menor que la de los tramos anteriores y una distribución menos general. En esta zona los afloramientos se limitan también a la Montaña Cardones.

2.2.1.3.1. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas (16)

La parte alta de Montaña Cardones está constituida por apilamientos de coladas de lava que buzanan suavemente hacia el SO, en relativa concordancia con las coladas infrayacentes. La existencia de un episodio erosivo, representado por los sedimentos aluviales anteriores, permite separar este tramo superior del resto.

Las coladas de este tramo se apilan unas sobre otras, adoptando una disposición tabular característica. La erosión origina en ellos escarpes pronunciados, casi verticales, tallando un perfil recortado en forma de "castilletes" (de ahí el topónimo El Castillo), dejando mogotes individualizados y aislados. En conjunto, alcanzan un espesor en esta zona de unos 150 m.

Individualmente, las coladas son de tipo "aa", medianamente vesiculares, con bases y techos escoriáceos y partes internas masivas, donde se desarrolla un diaclasado columnar muy llamativo. Las potencias medias de las coladas giran en torno a los 2 m.

2.2.1.4. Episodios tardíos

Como episodios tardíos de la Fase miocena se quiere dar a entender las últimas manifestaciones volcánicas de dicha fase, cuya distribución es marcadamente irregular y discordante con el resto de los del edificio mioceno de Fuerteventura. Las emisiones tardías no siguen la pauta de las anteriores y se canalizan a veces de manera "intracanyon" en el relieve originado previamente. Su edad es asimismo miocena.

Dentro de la Fase miocena, Serie I o Series Antiguas de FUSTER *et al.* (1968), ANCOCHEA *et al.* (1991) definen una Serie I tardía, que básicamente coincide con lo que se considera aquí episodios lávicos tardíos. Estos últimos autores distinguen a su vez dentro de ella cuatro unidades o formaciones, que se localizan principalmente en esta área.

Estos últimos episodios parecen haber tenido lugar entre los 15 y 13 m.a, [COELLO *et al.* (1992)].

2.2.1.4.1. Brechas y sedimentos (17)

Además de las emisiones volcánicas, se incluyen dentro de estos episodios tardíos unos depósitos brechoides y sedimentarios, que casi siempre aparecen en su base, si bien no tienen por qué estar relacionados con ellos, desde el punto de vista volcanológico.

Esta unidad de brechas y sedimentos se encuentra en el sector occidental de la hoja, en diversos lugares, siempre apoyada discordantemente sobre el Complejo Basal y fosilizando un paleorrelieve importante en él. Los afloramientos se encuentran en varios puntos, a saber: cerro El Cantil, donde está cortada por la carretera Pájara-La Pared; a media ladera de Montaña Melindraga; en Morro de la Leña, Montaña Redonda, en las cercanías del campo de fútbol de Cardón y en un barranquito al sur de este pueblo.

Se trata de depósitos brechoides que hacia el techo sufren retrabajamiento, pasando a depósitos sedimentarios más homogéneos en cuanto a su constitución interna. Este retrabajamiento y ordenación de los componentes de la brecha no es, sin embargo, visible en todos los afloramientos, sino que, por el contrario, en ellos la brecha se mantiene hasta que comienzan las coladas que los fosilizan. Donde mejor se observa es en las inmediaciones del campo de fútbol de Cardón.

La zona de brechas de la base tiene una coloración global de tonos verdosos, al estar constituida mayoritariamente por fragmentos angulosos y subangulosos de diques afaníticos del Complejo Basal, dispuestos caóticamente. Esa tonalidad verdosa es debida, como se dijo, al proceso de espilitización generalizado que afecta a gran parte de esa unidad. En menor proporción aparecen fragmentos basálticos propios de lavas de la Fase miocena. La heterometría de estos fragmentos no es muy acusada, al menos en algunos afloramientos, con tamaños medios entre 5 y 20 cm, pudiendo llegar incluso a 50 cm, pero no es frecuente. La matriz del depósito es de tipo arenoso. En algunos puntos, el depósito presenta asimismo características de tipo "mud flow" con grandes fragmentos "flotando" en una matriz arenosa. No se han encontrado componentes juveniles dentro de ellos.

El tránsito hacia el depósito sedimentario es gradual, a veces insensible, disponiéndose los fragmentos más ordenados, como consecuencia del retrabajamiento acuoso sufrido. La matriz es también arenosa y en conjunto su coloración es más terrosa. Los tamaños de los cantos son menores, desde milimétricos hasta 4-10 cm, siendo raramente mayores. En general, parece detectarse mayor cantidad de litologías basálticas olivínicas y olivínico-piroxénicas, características de la Fase miocena. Se observa, pues, una cierta granoselección positiva en el depósito.

Sólo en el afloramiento de Montaña Redonda se han visto diques cortando esta unidad.

En general el estado de consolidación del material es medio-bajo, siendo su grado de erosionabilidad y desmornamiento importante, como se observa en algunas zonas, como por ejemplo a lo largo de la carretera Pájara-La Pared, junto al cerro El Cantil. A menudo se originan abarrancamientos en las laderas de algunos afloramientos, coluvionándose asimismo fácilmente.

En conjunto la potencia de esta unidad es muy similar en casi todos los afloramientos, situándose entre 20 y 30 m, si bien al estar ocupando un paleorrelieve pueden existir variaciones.

2.2.1.4.2. Coladas basálticas olivínico-piroxénicas, plagioclásicas y basaníticas (18)

Las emisiones lávicas aparecen ampliamente dispersas por toda la hoja, aunque no constituyen afloramientos extensos. En gran parte, éstos coinciden con los mencionados para los depósitos brechoides y sedimentarios anteriores, si bien existen otros donde no afloran dichos materiales. Los afloramientos son cerro El Cantil, Montaña Melindraga-Morro de La Leña, Montaña Redonda, Cardón (Montaña Hendida), Morro de La Rosita-Tesejerague, Montaña Tirba, barranco de La Florida, Montaña Tamasite y Montaña Negra. Al sur de Cardón existe también otro pequeño afloramiento que se prolonga ampliamente hacia el sur en la hoja de Gran Tarajal.

Además de la distribución irregular en el edificio mioceno Gran Tarajal, es característico de estas emisiones su disposición subhorizontal o suavemente inclinada en todos los afloramientos, tanto de ésta como de otras áreas. Por otro lado, su carácter "intracanyon" respecto al Complejo Basal y tramos más bajos del edificio mioceno central es bastante patente en algunos casos. Así, suelen estar rellenando barrancos, como el afloramiento del barranco de La Florida, donde se apoyan sobre sedimentos aluviales.

Básicamente las emisiones tardías consisten en coladas de lavas basálticas, que se apilan unas sobre otras, aunque sin llegar a constituir, salvo excepciones, relieves tan importantes como los tramos anteriores. Se apoyan discordantemente sobre el Complejo Basal fosilizando su paleorrelieve, de tal manera que las emisiones inferiores se van adaptando a él, horizontalizándose a medida que se superponen. Otras veces su base de apoyo son los tramos inferiores del edificio, además de los depósitos brechoides y sedimentarios.

Morfológicamente suelen originar superficies más o menos planas y alargadas, tipo tableros, como en El Cantil, Morro de La Leña, Cardón, Montaña Negra, etc. Otras veces la erosión las relega a formas circulares, de tipo residual, como Montaña Tirba y Tamasite, lugares donde se define un perfil cónico. En la parte alta de su superficie se desarrollan a veces grandes recubrimientos detríticos o una costra de caliche, que enmascaran gran parte de los afloramientos (Tirba, Tamasite, La Culeta, etc.).

Los apilamientos están constituidos por escaso número de unidades lávicas en la mayoría de los afloramientos, salvo algunos, como por ejemplo Montaña Melindraga, donde más potente es la serie. Son coladas relativamente potentes, con espesores de 2 a 4 m, bases escoriáceas y partes internas con disyunción columnar, en ocasiones con columnas anchas y de varios metros de altura, como en la ladera sur de Montaña Tamasite. En ocasiones se desarrolla una disyunción en bolas en su superficie. El grado de alteración de estas coladas es muy variable de un afloramiento otro, pudiendo encontrarse todos los pasos intermedios.

Composicionalmente son lavas basálticas, con tipos olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afańiticos, mayoritariamente. De manera subordinada aparecen términos basaníticos, como en Montaña Negra, si bien no son aislados dentro de estos episodios en la isla, ya que aparecen también en otras zonas.

Es frecuente encontrar en estas lavas acumulados de piroxeno de tamaños variados (5-10 cm) e incluso nódulos de olivino (Morro de La Rosita). Asimismo, aparecen diferenciados pegmatoides de grano fino en algunas zonas, como en Montaña Tirba.

2.2.2. Formaciones sedimentarias pliocenas

En el Plioceno la actividad volcánica que se manifiesta en áreas más septentrionales de la isla, no tiene representación aquí, ni incluso más al sur. Durante este período tienen lugar intensos procesos erosivos que dismantelan gran parte del Complejo Basal y las emisiones de la Fase miocena. En la costa el arrasamiento es muy importante, generándose una extensa rasa marina a lo largo de gran parte de la isla, principalmente en su sector occidental. En el interior, y también cerca de la costa, se desarrollan extensos depósitos de materiales aluviales, que rellenan

amplios valles y recubren parte de las formaciones anteriores. Mientras, y en las zonas próximas al litoral, se instalan asimismo extensos campos de dunas.

2.2.2.1. *Sedimentos aluviales (arenas y conglomerados) (19)*

Estos depósitos constituyen extensas superficies planas subhorizontales sobre el Complejo Basal y las coladas de la Fase miocena, a lo largo de la zona sur y oriental de la hoja. Dichas superficies aparecen digitadas y recortadas por ramblas y barrancos que dejan los depósitos colgados varios metros por encima del nivel de los cauces. Superficialmente tienen una costra de caliche, a veces de espesor considerable, si bien el encalichamiento afecta también internamente a los depósitos, proporcionándoles un mayor grado de cohesión.

Se trata de conglomerados y arenas constituidas por cantos redondeados y subredondeados de fragmentos basálticos, pertenecientes en su mayoría a diques verdosos de la red filoniana masiva del Complejo Basal. Sus tamaños son centimétricos y decimétricos y con frecuencia se disponen imbricados. La matriz del depósito es arenosa de grano medio-fino.

En superficie los fenómenos de deflación eólicos son notables, observándose asimismo, cantos afacetados y con una pátina mate. QUIRANTES y MARTÍNEZ DE PISÓN (1981) citan casos de termoclastismo en la superficie de estos depósitos.

2.2.2.2. *Arenas eólicas consolidadas (20)*

En el Plioceno, las condiciones climáticas determinan la existencia de períodos de régimen árido y seco, con etapas de intensa eolización, intercalados sucesivamente con períodos húmedos y lluviosos. Se instalan así, en casi todo el perímetro costero, extensos campos de dunas, cuyo desarrollo se va a prolongar hasta épocas relativamente recientes, superponiéndose con la actividad volcánica contemporánea durante el Cuaternario.

En la hoja, la presencia de depósitos eólicos es prácticamente inexistente, encontrándose sólo pequeños afloramientos en las laderas de los barrancos de Tabaibejo y Vigocho, en la zona noroccidental. Corresponden a las prolongaciones más orientales del extenso campo de dunas pliocenas que se extiende hacia el oeste, en las hojas de Huertas de Chilegua y Pájara, conocidos por Jable de Vigocho y Jable de las Salinas. El término "jable" se emplea en esta y otras islas del archipiélago para denominar a las arenas eólicas sueltas.

Se trata de arenas calcáreas bioclásticas de grano fino, con estratificación cruzada, formadas por diminutos fragmentos de caparazones de moluscos. Englobados en ellos se encuentran abundantísimos gasterópodos de tierra, de tipo *Hemicycla glasiana* (Shuttleworth), *Rumina decollata* (Linné), varias especies de *Helicella* sp., así como moldes de nidos de antophora. Los depósitos están relativamente consolidados, en parte cementados por carbonato. En superficie se desarrolla una costra de caliche de espesor decimétrico, que proporciona también cierta consistencia a los depósitos.

Este tipo de depósitos eólicos en la isla fueron estudiados en detalle por PETIT-MAIRE *et al.* (1986 y 1987), MECO y PETIT-MAIRE (1989). Establecen su estratigrafía, reconociendo diversos episodios dunares, al mismo tiempo que determinan condiciones paleoclimáticas en las islas orientales del archipiélago durante el Cuaternario. En las hojas de La Oliva y Corralejo, donde mejor representadas y más completa es su estratigrafía, se describen con mayor detalle.

2.2.3. Formaciones sedimentarias pleistocenas

Durante el Pleistoceno tampoco se registra actividad volcánica en esta área, por lo que continúan dominando los procesos erosivos y de destrucción del relieve.

2.2.3.1. Depósitos de caliche (21)

Tienen un amplio desarrollo a lo largo de esta hoja, principalmente en el sector del pueblo de Tuineje, que es donde mayor espesor alcanzan. Salvo a los depósitos detríticos cuaternarios más recientes y a las coladas de Caldera de Arrabales y Caldera de La Laguna, afectan intensamente al resto de materiales.

Son costras de material calcáreo, muy duras, de color beige-claro y de carácter afanítico, en las que destacan a menudo restos de gasterópodos. La potencia visible en algunos lugares puede llegar a alcanzar cerca de los 2 m, si bien por lo general suelen ser costras decimétricas o centimétricas. Es frecuente que rellenen grietas y fisuras en los materiales plutónicos y volcánicos.

Su formación está relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, en los que alternan periodos 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.

2.2.4. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes

En esta fase volcánica (Fase reciente) se incluyen los últimos episodios volcánicos acaecidos en Fuerteventura, todos ellos cuaternarios (Pleistoceno medio-Holoceno), pero no históricos.

2.2.4.1. Coladas basálticas-olivínicas. Edificios Caldera de Arrabales y Caldera de La Laguna (22)

Están representadas a lo largo de diversos puntos en la parte oriental de la hoja. Se trata de pequeños afloramientos correspondientes a los límites occidentales de los malpaíses de lavas de los volcanes Caldera de La Laguna (afloramientos del extremo NE) y Caldera de Arrabales (resto de afloramientos), ambos localizados en la vecina hoja de Pozo Negro. Estos dos volcanes, junto con otros, se alinean a lo largo de una fisura eruptiva de orientación aproximadamente N160°E.

Al ser los afloramientos en esta hoja muy reducidos, sólo se hará una breve descripción general de los edificios, pudiendo encontrarse otra más completa en la hoja de Pozo Negro.

Edificio Caldera de Arrabales. Los tres afloramientos de la mitad sur de la hoja pertenecen a este volcán. Se trata de un edificio circular de dimensiones basales aproximadas de 600 x 550 m, con un cráter central subcircular de unos 300 m de diámetro, que parece abrirse hacia el este. Desde su base se eleva unos 130 m.

Es un edificio de escorias y bombas consolidadas y aglutinadas, generalmente de granulometrías gruesas, en donde la fracción lapilli es baja.

La salida de las lavas se produjo principalmente a partir de fisuras basales, extendiéndose radialmente hasta rodear el edificio, originando un malpaís de unos 8 km². Las coladas se canalizaron por las zonas deprimidas entre los relieves miocenos, encontrándose el frente actual más alejado, precisamente en esta hoja, en la zona de Cañada de la Mata, a unos 4,7 km del centro de emisión.

Los malpaíses de lavas están constituidos por coladas muy escoriáceas en superficie, formando grandes lenguas o morrenas de bloques y cascotes sueltos. Originan así largos costillares con taludes frontales y laterales muy pronunciados. El tamaño de los bloques es muy variable, desde algún metro cúbico hasta sólo algunos centímetros, siendo sus formas cuadráticas e irregulares. Superficialmente son muy rugosos, ásperos y esponjosos, además de muy vesiculares.

Las partes internas de las coladas sólo suelen ser visibles en áreas periféricas del malpaís o donde la colada está rota. En estas partes, bajo el cascotal de la superficie, la lava es masiva y coherente y menos vesicular, con las vesículas alargadas e irregulares, siendo más numerosas hacia la base y techo. En ocasiones pueden presentar rellenos de carbonatos. Es frecuente, asimismo, que en estas partes desarrollen una disyunción columnar muy marcada. La potencia de estas coladas, considerando la superficie escoriácea, puede variar entre 2 y 5 m.

Las rocas son oscuras, porfídicas o débilmente porfídicas, en cuya matriz destacan diminutos fenocristales de olivino relativamente frescos.

Por la oxidación superficial de la roca, el malpaís adquiere una coloración rojiza o marrónácea. Presenta además colonización de líquenes en áreas favorables, lo que proporciona también tonalidades más variadas.

Es frecuente, en estos malpaíses recientes, la presencia de depresiones, a veces profundas (uno o 2 m por debajo de la superficie), con formas alargadas o circulares, aunque no muy anchas. Pueden representar hundimientos o colapsos locales del techo de tubos volcánicos o cavidades desarrolladas bajo la superficie de las coladas.

Edificio Caldera de La Laguna. Las coladas de este edificio se manifiestan escasamente en esta hoja, en su esquina nororiental, donde quedan limitadas al sur por la intrusión miocena de Morros de Pozo Negro.

Este edificio es de perfil cónico, está provisto de cráter, con varias aberturas y tiene unas dimensiones basales del orden de 550 x 500 m. Está constituido por lapillis estratificados, muy vesiculares, color negro y con tamaños que varían entre 0,5-1 y 2-4 cm. Granulometrías tipo

bloque son asimismo frecuentes. Englobados en el lapilli aparecen abundantes bombas de composición basáltica olivínica, al igual que las lavas.

De este centro de emisión surgieron también abundantes lavas, que junto con las del vecino volcán Caldera de Liria, se canalizaron principalmente por el valle de Pozo Negro hasta entrar en el mar. El malpaís originado conjuntamente es muy extenso, con una superficie cercana a los 17 km². Las características de sus lavas y del malpaís en general son similares a las descritas anteriormente para Caldera de los Arrabales.

2.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

Se incluyen en este grupo aquellas formaciones sedimentarias cuaternarias sin una precisión determinada de su edad.

2.3.1. Depósitos arenoso-arcillosos (23)

Es muy frecuente a lo largo de toda la hoja la presencia de depósitos arenoso-arcillosos en zonas endorreicas, barrancos y ramblas, así como en las partes inferiores de sus laderas. La incisión posterior de los cauces las corta y las deja aterrazados en sus márgenes. Son particularmente importantes en las inmediaciones de Tuineje, en el barranco de los Ancones, cerca de Tesejerague, en el Cortijo de los Adejes, etc.

Son materiales de naturaleza arenoso-arcillosa, color marrón-anaranjado y granulometría media-fina. Sus potencias son variables de un afloramiento a otro, pudiendo oscilar entre pocos decímetros y 1 o 2 m. Donde mayor espesor tienen se producen a menudo abarrancamientos y encharcamientos en época de lluvias. Generalmente se encuentran en posición horizontal, pero también cubren las laderas de numerosos barrancos, por lo que pueden adoptar inclinaciones importantes.

2.3.2. Depósitos de deslizamientos gravitacionales (24)

Este epígrafe hace referencia a depósitos caóticos de reciente edad (Cuaternario), producto de deslizamientos a consecuencia de inestabilidades gravitacionales en laderas de fuerte pendiente. En el área cartografiada, dichos depósitos aparecen en la ladera sur de Montaña Melindraga y en la ladera oeste de Montaña Cardones, esta última en el vértice suroccidental de la hoja.

Son depósitos groseros, muy caóticos, con pendientes notables y superficies irregulares onduladas tipo "hummocky". Están formadas por cascotes, bloques y megabloques de rocas de composición basáltica y edad miocena, empastados en una matriz detrítica, aunque sin un grado de consolidación importante, debido a lo relativamente reciente de su formación.

2.3.3. Terrazas aluviales (25)

En los barrancos y ramblas más importantes es frecuente la presencia de depósitos aluviales aterrazados en ambos márgenes, y en ocasiones con espesores considerables.

Se trata de depósitos aluviales, formados por arenas y cantos redondeados y subredondeados de composición basáltica, propios de la Fase miocena y del Complejo Basal. Su heterometría es variable y a veces se disponen con orientaciones definidas.

En algunos afloramientos los depósitos están constituidos mayoritariamente por arenas marrones, a veces con aportes eólicos importantes, como en el barranco de Vigocho. En ellos se intercalan a menudo bolsadas de cantos gruesos, que representan períodos energéticos mayores. La potencia que tienen suele ser grande, entre 3 y 5 m, y están incididos verticalmente por el encajamiento posterior del barranco, quedando en ocasiones un cauce sumamente estrecho.

2.3.4. Coluviones (26)

Este tipo de depósitos sólo tiene un desarrollo importante en la zona, donde los relieves son pronunciados, como las laderas de Montaña Cardones, Melindraga, Tirba y Tamasite, principalmente.

Están constituidos por materiales detríticos que forman abanicos, a veces bien individualizados y otras más difuminados al entrar en coalescencia lateral unos a otros.

Cuando están incididos lateralmente por arroyos y barrancos, puede observarse su espesor, distintos episodios de aporte y su constitución interna. Se trata de acumulaciones de bloques y cantos heterométricos, angulosos y subangulosos, de litologías basálticas mayoritariamente, y sin ordenación interna, englobadas en una matriz arenosa, de grano fino-medio.

El grado de consolidación de los depósitos suele ser bajo, aumentando cuando están encalichados.

2.3.5. Conos de deyección (27)

Aparecen localizados también en zonas de relieve elevado, cubriendo sus laderas, y a diferencia de los coluviones, suelen tener un mayor desarrollo longitudinal. Con frecuencia, sin embargo, no existe una clara diferenciación entre ambos depósitos. Se solapan lateralmente y en las partes distales se confunden a menudo con depósitos de rambla, llegando a adoptar posiciones casi horizontales.

Internamente están constituidos por cantos y bloques de litologías basálticas (predominantemente), dispuestos caóticamente, sin ordenación y englobados en una matriz arenosa. Superficialmente se desarrolla sobre ellos una costra de caliche, que proporciona un cierto grado de cohesión y estabilidad al depósito cuando es cortado lateralmente por un barranco.

2.3.6. Depósitos de barranco (28)

Estos depósitos, que rellenan los cauces de los barrancos y valles actuales, están constituidos por arenas y gravas de grano medio-grueso y cierta proporción de limos. La heterometría de los cantos es alta, desde escasos centímetros hasta bloques, a veces de un metro cúbico, con formas redondeadas o subredondeadas. Forman barras entrelazadas unas con otras, encontrándose aterrazados a menudo. Las potencias visibles son variables de un afloramiento a otro, estando próximas al metro.

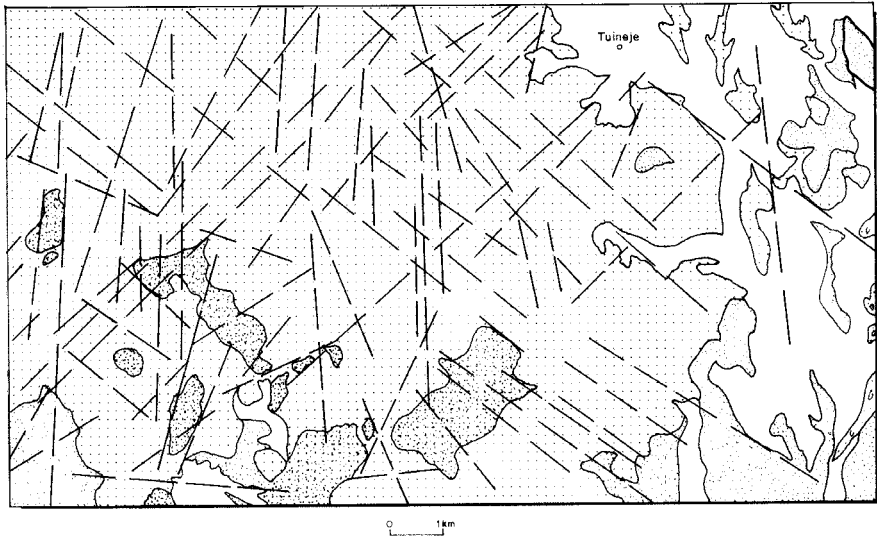
3. TECTÓNICA

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 contra, 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.



LEYENDA

- | | |
|--|--|
|  Recubrimientos sedimentarios |  Volcanismo mioceno |
|  Volcanismo cuaternario |  Complejo Basal |

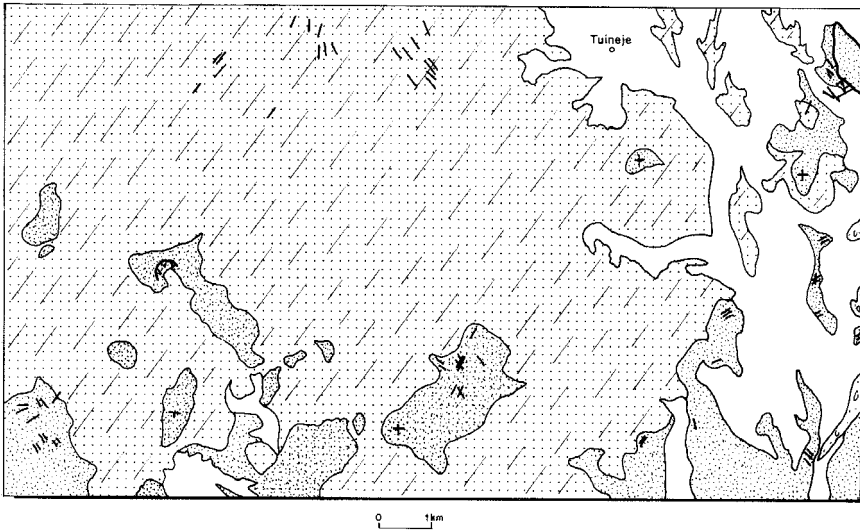
Fig. 3.1. Esquema de lineamientos

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 asociado 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 regionales (bandas filonianas extensionales; alargamientos de plutones; fracturas, etc.) como en los locales (complejos de diques radiales; alineaciones de conos; fracturas, etcétera).



SIMBOLOGÍA

- | | |
|--------------------|--|
| ○ Intrusivo sálico | /// Directriz dominante de la malla de diques del CB |
| — Diques básicos | ⤵ Escarpe de deslizamiento |
| --- Diques sálicos | ⤵ Dirección y buzamiento |

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural

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

En la hoja de Tuineje está representado, principalmente, el dominio del Complejo Basal con varias de sus unidades más características. El dominio subaéreo aflora en varios puntos, de manera discontinua, con retazos del estratovolcán de Gran Tarajal y de los episodios tardíos de Melindraga.

En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1), realizado solamente con los datos de la base altimétrica, se puede apreciar una gran profusión de ellos. Hay tres direcciones preferentes, que están controladas por los distintos elementos estructurales que hay en la hoja, como el enjambre de diques del Complejo Basal y la red radial de los diques del estratovolcán de Gran Tarajal. Todas las direcciones de lineamientos están marcadas, en gran medida, por la red hidrográfica y por la morfología y alineamiento de algunos relieves residuales, principalmente de las lavas subaéreas.

La dirección N10°-20°E parece estar controlada por la red filoniana del Complejo Basal. La N35°-45° está mejor representada en la parte oeste de la hoja, y junto con la dirección de lineamientos N130°-140°E, que es más abundante en la parte oriental, parecen obedecer a la geometría marcada por las líneas de debilidad local del conjunto filoniano radial mioceno del estratovolcán de Gran Tarajal. No hay que descartar que algunas de las direcciones norteadas de la zona central de la hoja sean trazas de los diques radiales de este edificio. El punto de con-

vergencia de todos los diques de este conjunto debería estar situado hacia la parte central norte de la hoja, donde justamente, como se observa en la (Fig. 3.1), hay un cruce de líneas según las direcciones radiales que corresponden.

En el esquema de elementos volcano-estructurales (Fig. 3.2), la estructura más importante, sin duda, es el sistema filoniano lineal del Complejo Basal. Otros elementos de menor trascendencia los constituyen los pequeños deslizamientos de ladera, la estructura buzante del estratovolcán de Gran Tarajal, los diques básicos que atraviesan ese edificio, etc.

El enjambre lineal de diques básicos se extiende por toda la hoja, con una dirección preferente de N20°-35°E, concordante con la dirección de una de las familias principales de lineamientos. Su naturaleza y geometría sugieren una inyección filoniana desde una única, pero muy estrecha, zona de inyección. Forman un ancho pasillo de dirección NNE que atraviesa todo el Complejo Basal y deja poca roca caja visible. Muchos de los diques, cuando se inyectan, no deforman dicha roca caja, sucediéndose en el tiempo este fenómeno durante al menos 36 millones de años. La intrusión de estos diques añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico [aproximadamente 30 km, según ROBERTSON y STILLMAN (1979)]. Fue una inyección múltiple dentro de un número de fisuras paralelas de poca o media longitud (menos de unos pocos kilómetros) durante el Terciario medio. El magma básico ascendente se emplazó en niveles altos, a través de las fisuras, como consecuencia de un episodio de "rifting" extensional de la corteza oceánica.

La red filoniana presenta una posición subvertical, con una densidad variable según el material que atraviesa. En las lavas y rocas fragmentarias, en parte submarinas, que hacen de roca caja de las intrusiones plutónicas, la densidad de diques es mayor del 90%, mientras que en las zonas plutónicas de la serie plutónica II indiferenciada (límite norte con la hoja de Pájara; área externa de Montaña de Tirba; Tablero de Diego Pérez, Morro de Los Alguaciles, entre otros) la densidad está entre 50-70%. La progresividad en el emplazamiento de las unidades plutónicas va ligada con la intensidad y desarrollo del campo de esfuerzos regional y, por tanto, con la cantidad de diques que lo acompañan.

Dentro de la formación de lavas encajantes de las rocas plutónicas del Complejo Basal, se aprecian variaciones en la intensidad y porcentaje de los diques. Así, hay un pasillo central de mayor dilatación con una anchura variable desde 5 a 15 km, en donde la densidad de diques es máxima (> 95%), estando flanqueada por dos sectores alargados, en los que la dilatación es menor. En esta hoja sólo aflora el pasillo central, quedando el sector occidental de menor dilatación en la costa de la hoja de Huertas de Chilegua, mientras que el oriental está oculto por las lavas subáreas y demás recubrimientos de la zona de Pozo Negro.

Los últimos diques intruidos de este complejo filoniano radial suelen ser siempre los de naturaleza sálica (traquitas). En la Figura 3.2, puede apreciarse que los habidos en esta hoja se concentran en la parte norte de la misma, tomando direcciones convergentes hacia las principales intrusiones sálicas (sienitas) aflorantes en la hoja de Pájara. Se demuestra así su conexión con la fracturación radial centrífuga que acompaña al ascenso de las cámaras magmáticas sálicas.

El conjunto de diques asociado con el edificio de Gran Tarajal está poco representado, debido a la escasa calidad de los afloramientos. En la zona norte de Montaña Chica se han representado algunos diques que parecen corresponder a la pauta radial del edificio, tan bien dibujada en la hoja de Gran Tarajal. En el resto de los afloramientos son pocos los diques dibujados, con

direcciones variables. En la zona de El Castillo (esquina SO de la hoja) hay una gran profusión de diques básicos, pero todos ellos, o casi todos, ligados con el centro de emisión que se encuentra en su cumbre.

Según los buzamientos que presentan las lavas subaéreas miocenas, tanto del edificio de Gran Tarajal como de los episodios tardíos, la macroestructura resultante es la de una gran cuesta inclinada suavemente hacia el sur (en el centro), SO y SE, en las zonas del SE y SO de la hoja, respectivamente. Esta estructura encaja perfectamente con la de una ladera de un estratovolcán que periclinalmente va girando hacia Pozo Negro y Huertas de Chilegua y que se ha llamado estratovolcán de Gran Tarajal.

Aunque en la Figura 3.2 no se han señalado fallas, es muy probable que varios de los lineamientos marcados en el esquema de la Figura 3.1 sean fracturas recientes, activadas por procesos neotectónicos.

El que sí se aprecia claramente como un fenómeno neotectónico es el deslizamiento habido en la ladera SE. de Montaña Melindraga. Desde la zona de cumbre, una cuña con un frente de unos 350 m y forma semicircular, deslizó hacia el barranco de Bácher, depositando una gran cantidad de rocas al pie de la ladera. No es descartable que este deslizamiento sea una consecuencia de la acción erosiva remontante de dicho barranco sin haber intervenido ninguna acción tectónica previa.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

El sustrato principal de esta hoja lo constituyen los materiales del denominado Complejo Basal: basaltos y rocas fragmentarias indiferenciadas, intruidos por diques sálicos y traquibasaltos tardíos.

Las rocas correspondientes a la Fase miocena alcanzan aquí un desarrollo secundario, que se ve superado incluso arealmente por las formaciones sedimentarias pliocenas y cuaternarias.

El comportamiento de los materiales del Complejo Basal ante los procesos geodinámicos parece prestarse escasamente a la diferenciación morfológica. Puede deberse esto a que se trata de materiales con una elevada cohesión y resistencia a la erosión mecánica, así como por caracterizarse por una gran masividad. Su edad puede también ayudar a explicar que el progreso de la evolución del relieve haya avanzado más.

Los siguientes materiales en importancia areal presentes en esta hoja son los aluviales correspondientes al Plioceno. Son materiales con escasa cohesión y que simplemente adoptan la morfología de la superficie que recubren (Complejo Basal). La erosión posterior los incide claramente. Lo mismo puede decirse de los sedimentos correspondientes a las formaciones sedimentarias recientes, que si arealmente pueden ser considerados relevantes, desde un punto de vista morfológico no lo son. Sus características cohesivas y resistentes son aún más bajas que las de los anteriores.

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

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

A tenor de lo dicho anteriormente, el relieve de partida presenta una diferencia grande sobre el correspondiente a la mayor parte del resto de la isla, ya que se ha desarrollado masivamente sobre materiales del Complejo Basal. Tanto su génesis como sus características geotécnicas (cohesividad, masividad, homogeneidad) y, finalmente, su mayor antigüedad parecen ser razones suficientes que justifican el arrasamiento generalizado de los 2/3 de la hoja, ya que sólo el tercio O presenta una mayor variedad morfológica. La existencia de retazos aislados de la serie miocena, prácticamente extendidos a toda la hoja, junto con el desarrollo generalizado de los sistemas aluviales desde el Plioceno a la actualidad, confirman la hipótesis del arrasamiento antes avanzada.

En este contexto, se deben identificar los relieves residuales elaborados sobre materia del Complejo Basal y la Fase miocena como los restos de la superficie finimiocena, a partir de la que se genera el relieve actual de la hoja.

La incisión aluvial pliocena, sin embargo, presenta ciertas anomalías, como son:

— El escaso espesor de los sedimentos, que recubren una topografía plana o escasamente inclinada.

— Rodea ciertos relieves residuales (Montaña de Tirba, Montaña de Tamacite) elaborados, en su parte superior, en basaltos de la Fase miocena, indicando un relieve preexistente ya arrasado y también un espesor (150 m) para la serie miocena en esta zona. Todo esto puede ayudar a entender las anomalías morfológicas antes reseñadas.

Así, la superficie degradada que ocupa los 2/3 orientales de la hoja sería superficie pliocena. Otro caso sería continuar hacia el NO o hacia el S esta superficie, ya que pierde claramente su unidad y se fragmenta, quedando reducida a los fondos de valle entre residuales de edad miocena.

El Pleistoceno presenta unas características contrapuestas. Por el E, el centro de emisión de Los Arrabales produce la obturación de las líneas de drenaje hacia el E, canalizadas según los barrancos del Pozo, de los Arrabales y de la Mata. Se produce una desconexión entre las zonas de cabecera de esos barrancos y el tramo final de los mismos que originará una detención en los procesos de incisión de la red durante el Pleistoceno y la aparición, además, de pequeñas áreas endorreicas en el perímetro del Malpaís Grande (véase también la hoja de Pozo Negro). Por el O, en cambio, así como en el borde S, continúa el proceso de encajamiento que afecta a los niveles aluviales pliocenos. Coincidiendo con esta etapa, tiene lugar además el coluvionamiento de las vertientes, que, salvo en la zona O, o en el perímetro de los escasos residuales de la Fase miocena, no tiene reflejo superficial.

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

4.3.1. Formas endógenas

4.3.1.1. Formas volcánicas

Coladas tipo "aa"

Tan sólo se detectan en esta hoja en pequeños afloramientos en su borde E. El más importante, coincidiendo con la Cañada de la Mata y otro pequeño retazo en los Tableros.

4.3.2. Formas exógenas

4.3.2.1. Formas fluvio-torrenciales

Llanuras aluviales

Aunque muy degradadas, conservan en gran parte su morfología plana característica. La fosilización de los residuales y su escaso espesor (aproximadamente 10 m de máximo) confirman una topografía plana previa.

Barrancos y valles fluviales

Están bien desarrollados en el borde O de la hoja, donde los residuales llegan a ser muy importantes. Corresponden en esta zona O a verdaderos barrancos con vertientes abruptas fosilizadas por derrubios de gravedad en su parte inferior y con fondos planos colmatados de residuos con estructura tipo "braided".

En el borde E de la hoja, la topografía plana permite el desarrollo de valles amplios con niveles de terraza escalonados e incisiones poco profundas. Los fondos de los valles se hallan colmatados de materiales finos (arcilla y arenas), indicando una dinámica menos energética.

Depósitos endorreicos

Se asocian a la red de drenaje en el perímetro de las áreas de malpaís. Corresponden a depósitos modernos de obturación de los cauces de los ríos por las coladas basálticas recientes.

Formas de vertiente o de gravedad

Se asocian a los relieves residuales en el O de la hoja preferentemente. Se trata de conos o mantos coluviales, que a veces pueden llegar a generar pequeños abanicos de pie de monte. Fosilizan por la red de drenaje actual.

Formas residuales

Se trata, sin duda, de las formas de mayor interés, al indicar el tipo de relieve finimioceno. Hay distintos tipos de residuales. Los más espectaculares, en cuanto a dimensiones, corresponden a los residuales alargados de tipo lomo, cuchillo, etc. La alineación más larga es la que va desde el Pico Carbón (606 m), en el extremo centro-norte de la hoja, hasta Alto de Cabeza de Montaña Hendida (448 m), en el oeste. Otros tipos de residuales a destacar son los que adoptan formas cónicas y que por génesis se puede entender como pequeños inselberg. Se trata de las colinas Montaña de Tirba (345 m) y Montaña de Tamacite (345 m). La deflexión de la red miocena alrededor de su pie confirma una edad al menos prealuvial mioceno para esta formas.

4.4. TOPÓNIMOS CON SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO

Relieves residuales alargados romos: Lomo del Esquén, de la Mina, de la Vereda, de la Rosa, de la Cencerrita, del Burro, Blanco, Lomas de los Alguaciles, de la Montaña.

Relieves residuales alargados agudos: Filo de Cuchillo Negro, de Aguas Lluvia, del Cantil, Cuchillo de los Pasos, Filo de Tejada, de la Picada.

Collado: Degollada de las Mareas, de Cabeza Montaña Hendida, Degollada del Risco, de Valle Largo, Baja, de las Tocinas.

Relieves residuales planos y superficies: Tablero de la Tahona, Llanos de la Higera, de Sebastián Díaz, de los Nateros, los Tableros, de Aceituno, Tablero de Diego Pérez.

Relieves residuales puntuales o cónicos: Morro Negro, Morras de Juan Gopar, Morrete de los Beceros, de los Alguaciles, Montañetas de Mazacote, Morro de los Adejes, Morro de Moralito, de la Rosita, Morrete de Clavellina, Morros del Vachuelo, de Mirabal, del Mojón, Redondo, Morro del Higueral, de la Huesa, de Tío Gómez, de Morales, de Melchor de Morales, Tabaiba, de las Faviás, Risquete, Montaña del Riquete, Montañeta del Guirre, de las Casitas, de Tamacite, Montañeta de Juan Gopar.

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, si se dispone de análisis químicos de ellas.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se han realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que 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, se han tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras corres-

pondientes 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 resalta 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 temáticas analíticas empleadas.

En las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3 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 obtenidas en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras. En algunos casos, por sus elevados contenidos en agua y CO₂, algunas muestras no tienen representación en el diagrama TAS, por lo que puede darse el caso de ausencia de puntos en la proyección.

En el caso de las rocas plutónicas, se ha consignado la clasificación petrográfica de las muestras, al no clasificarse éstas mediante dicho diagrama.

Tabla 5.1. Complejo basal. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	18674	RB-239	18330	Muestra	18674	RB-239	18330
SiO ₂	42.25	42.37	42.90	Sr		655	
Al ₂ O ₃	11.47	13.13	15.92	Th		<20	
Fe ₂ O ₃	5.49	2.27	7.08	V		443	
FeO	7.64	11.33	1.95	Y		14	
MgO	7.61	7.38	5.25	Zr		129	
CaO	12.72	13.04	5.98	Or	13.00	5.14	8.39
Na ₂ O	2.62	2.61	6.52	Ab	16.67	5.81	36.11
K ₂ O	2.20	.87	1.42	An	13.04	21.54	9.98
MnO	.18	.12	.21	Ne	8.40	8.82	10.33
TiO ₂	4.32	3.95	3.03	Di	33.57	34.41	.12
P ₂ O ₅	1.01	.17	.82	Ol	4.14	10.33	9.12
H ₂ O	1.99	1.50	6.95	He			7.08
CO ₂	.15		1.90	Mt	7.96	3.29	
Ba		135		Il	8.20	7.50	4.57
Ce		<20		Pf			1.06
Cr		69		Ap	2.34	.37	1.90
La		<20		ID	28.07	19.77	54.83
Nb		14		FEMG	.10	.34	.00
Ni		182		IP	.58	.40	.58
Rb		31					

18674 Tefrita. Dique en el bco. del Cortijo de los Adejes, cota 170 m. [LÓPEZ RUIZ (1970)].

RB-239 Gabro. Intrusión de gabros del Tablero de Diego Pérez, cota 200 m. [MAGNA].

18330 Tefrita. Dique en el Vallichuelo de Juan Gopar, cota 100 m. [LÓPEZ RUIZ (1970)].

Tabla 5.2. Fase miocena. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	RB-252	RB-297	RB-287	1	Muestra	RB-252	RB-297	RB-287	1
SiO ₂	45.28	45.73	60.62	63.29	V	270	236	29	
Al ₂ O ₃	11.85	15.05	18.01	18.00	Y	26	40	45	52
Fe ₂ O ₃	1.87	1.77	.61	2.25	Zr	246	315	830	1050
FeO	9.34	5.04	3.03	.23	Q				1.29
MgO	10.06	10.22	1.30	.36	Or	3.60	8.63	23.40	29.08
CaO	12.17	4.77	2.31	.61	Ab	15.33	20.04	55.85	60.42
Na ₂ O	2.56	1.46	6.60	7.14	An	19.04	15.34	7.82	2.54
K ₂ O	.61	.20	3.96	4.92	Ne	3.43	11.01		
MnO	.16	3.52	.22	.20	Di	32.13	23.25	2.00	
TiO ₂	3.50	1.07	.97	.54	Hy			4.10	.90
P ₂ O ₅	.63	1.31	.19	.07	Ol	14.22	7.69	1.49	
H ₂ O	.92		1.84	2.03	He	2.25			
Ba	222	479	1380	1303	Mt	2.71	2.57	.88	
Ce	<20	146	311		Il	.65	6.69	1.84	.91
Cr	400	94	18		Ru				.05
La	<20	69	149		Tn				.02
Nb	42	83		182	Ap	1.46	2.48	.44	.16
Ni	140	36	179		ID	22.37	39.68	79.25	90.78
Rb	11	29	73	134	FEMG	.24	.36	.48	.00
Sr	578	1292	620	190	IP	.41	.63	.84	.95
Th		<20							

- RB-252 Basalto alcalino. Colada superior de la Montaña Melindraga, cota 630 m. (MAGNA).
 RB-287 Traquita. Colada en la ladera NE. de Montaña Cardones, junto a El Castillo, cota 500 m. (MAGNA).
 RB-297 Tefrita. Colada en el extremo SO de Espigón de Ojo de Cabra, cota 400 m. (MAGNA).
 1 Traquita. Intrusión de Los Nortés de Cañada del Hoyo. [CUBAS *et al.* (1988-89)].

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

Muestra	289	16521	Muestra	289	16521
SiO ₂	44.62	45.80	Or	6.74	6.15
Al ₂ O ₃	14.13	12.62	Ab	10.85	16.26
Fe ₂ O ₃	1.58	3.79	An	23.02	19.07
FeO	8.57	7.49	Ne	6.54	3.75
MgO	12.50	13.15	Di	20.99	22.99
CaO	10.65	10.33	Ol	22.31	20.76
Na ₂ O	2.71	2.74	Mt	2.29	5.50
K ₂ O	1.14	1.04	Il	5.55	4.18
MnO	.20	.14	Ap	1.27	1.16
TiO ₂	2.92	2.20	ID	24.13	26.16
P ₂ O ₅	.55	.50	FEMG	.20	.14
H ₂ O	.30	.39	IP	.40	.45
Ni	.08				

- 289 Basanita. Colada del volcán Caldera Arrables, extremo final de la lengua sur. [HAUSEN (1958)].
 16521 Basalto alcalino. Colada del volcán Caldera de Arrables, en Los Tableros. [CENDRERO (1966.)].

5.1. COMPLEJO BASAL

5.1.1. Lavas, tobas y brechas indiferenciadas, en parte de origen submarino. Complejo filoniano. Petrología y geoquímica (3)

La distinción de la roca de caja del complejo filoniano resulta extremadamente complicada, al ser a menudo el porcentaje de diques superior al 80% de volumen de afloramiento. Por otra parte, encajante y diques presentan composiciones y texturas muy parecidas, lo cual no facilita, evidentemente, su distinción. Procesos intensos de alteración de tipo hidrotermal provocan a su vez la pseudomorfización total de las paragénesis originales, obliterando tanto composiciones como texturas, siendo un inconveniente más a la hora del estudio petrográfico de esta unidad.

A nivel estratigráfico no se ha seguido en el actual estudio el criterio del anterior, IGME (1984), de dividir dicha formación en dos unidades, inferior y superior, por la dificultad de establecer tanto en campo como petrográficamente criterios realmente selectivos.

Como principales facies dentro de la formación se pueden distinguir:

Roca de caja: Predominan tres tipos principales de rocas:

Basaltos afaníticos-traquibasaltos. Son rocas prácticamente sin fenocristales, destacando únicamente, esporádicos ejemplares de clinopiroxeno de tipo augita, de entre 0,6-1,2 mm, generalmente de formas subidiomorfas a idiomoras, en ocasiones alterados a clorita y opacos y anfíbol incoloro de tipo tremolita. Aparecen por lo general zonados y en ocasiones maclados con maclas, tanto simples como en "reloj de arena".

En los ejemplos de composición más basáltica pueden igualmente aparecer cristales aislados de olivino muy alterado, generalmente a iddingsita.

La matriz es de aspecto variable, pasándose de tipos pilotácicos a microgranudos. Destaca la presencia de plagioclasa, más o menos abundante, en forma de microlitos generalmente maclados polisintéticamente, augita y opacos granulares dispersos y de diferentes tamaños. Como minerales accesorios destaca la presencia de apatito, presente tanto en forma acicular como en cristales entre idiomorfos y subidiomorfos más desarrollados.

Además, aparecen en ocasiones anfíbol en forma de pequeños cristales subidiomorfos de color marrón e intenso pleocroísmo, rara vez mayores de 0,2 mm, y biotita superpuesta a otros minerales secundarios y opacos. Con carácter excepcional se cita granate, de color pardo-rojizo, [IGME (1984c)], generalmente junto con calcita y epidota.

Los intensos procesos de alteración de tipo hidrotermal, espilíticos, se traducen en la presencia de abundante epidota de color amarillo-verdoso rellenando microvesículas y fracturas junto a calcita, clorita y serpentina, así como esfena, albita, sílice, feldespatos potásico y anfíboles fibrosos de color blanco, en cantidades menores.

Basaltos porfídicos. A diferencia del grupo anteriormente citado, estos basaltos presentan abundantes microfenocristales bien desarrollados. Destacan los de tipo plagioclásico, con presencia de abundantes cristales idiomorfos tabulares de gran tamaño (con ejemplares mayores de 6 mm) generalmente agrupados formando glomérulos de tipo radial. Dichos feldespatos

presentan intensos procesos de alteración de tipo sausrítico, así como, en ocasiones, transformaciones de tipo metamórfico con escapolitizaciones más o menos generalizadas. Suelen acompañar a la plagioclasa olivino en forma de cristales algo menores intensamente alterados, por lo general a serpentina y algo más raramente augita, frecuentemente titanada, con maclas y zonado, que pueden alcanzar tamaños importantes (cristales de hasta 8 mm).

Algo más raros son los ejemplares de **basalto olivínico-piroxénico** de aspecto tobáceo, con matrices muy oscuras, hialocristalinas con vidrio, microlitos de plagioclasa, opacos y augita y presencia de fenocristales de augita subidiomorfa, generalmente zonada y maclada, formando por lo general glomérulos, en ocasiones de gran tamaño. El olivino aparece comúnmente alterado en su totalidad a serpentina.

Brechas.

Son muy abundantes a lo largo de toda la hoja, presentando tanto formas como composiciones variables. De manera general se pueden describir como formadas por fragmentos subangulosos de rocas de composición predominantemente volcánica, destacando traquibasaltos, basaltos anfibólicos, basaltos olivínico-piroxénicos y, más raramente, fragmentos de pómez. Aparecen, asimismo, cristales aislados de augita con evidencias de fracturación y hornblenda idiomorfa.

La matriz suele tener un aspecto irregular, en ocasiones de difícil identificación, con fragmentos menores de rocas, plagioclasa microlítica, opacos granulares y zonas carbonatadas de origen más tardío.

Complejo filoniano.

Como se dijo anteriormente, los diques constituyen en gran parte de la hoja la mayoría de los afloramientos del Complejo Basal, lo cual explica la abundancia e intensidad del desmuestre para esta formación, superior incluso a la del propio encajante.

El grado de alteración de dichos diques es muy elevado, mayor que la de propia roca de caja, observándose así procesos intensos de alteración hidrotermal de tipo espilitico, con albitización, sausritización, presencia de epidota, cloritización, serpentinización y carbonataciones generalizadas que enmascaran, hasta hacer prácticamente irreconocibles, el aspecto y composición original de la roca.

Desde el punto de vista petrográfico, predominan claramente las rocas de tipo básico sobre las rocas sálicas, volviendo a aparecer las grandes tipologías ya descritas en el encajante, junto con esporádicos tipos nuevos. Así, se pueden distinguir:

Basaltos afaníticos-traquibasaltos. Poseen por lo general las mismas características que sus equivalentes del encajante descritos con anterioridad, constituyendo, con mucho, el grupo más abundante de entre los diques.

Mención aparte requiere un tipo de traquibasilto muy particular de composición anfibólico-piroxénica, de aspecto un tanto gabroideo y textura microgranular, que denota un enfriamiento mucho más lento.

Se compone de cristales xenomorfos de plagioclasa maclada polisintéticamente y con procesos de sausrización generalizados. Rodean a cristales entre idiomorfos y subidiomorfos de anfíbol de color marrón e intenso pleocroísmo, con tamaños ligeramente menores al milímetro, junto a augita xenomorfa, formando en ocasiones glomérulos más o menos grandes. Son característicos los minerales opacos, que suelen aparecer tanto en forma granular como tabular, así como formando cristales de aspecto esquelético. La biotita, cuando aparece, es más bien escasa, formando cristales tabulares de color rojizo de fuerte pleocroísmo.

Con carácter secundario aparece epidota, calcita y serpentina rellenando microvesículas, que generalmente forman estructuras de tipo concéntrico.

Basaltos porfídicos. Son idénticos a los descritos para la roca de caja, destacando, al igual que en dicho grupo, los basaltos plagioclásico-piroxénicos-olivínicos con grandes cristales de plagioclasa tabular, formando glomérulos radiales. Se observa esporádicamente la presencia de escasa biotita, de nucleación incipiente, por lo general asociada a zonas serpentinizadas.

De los diques del complejo filoniano se dispone de dos análisis químicos procedentes de LÓPEZ RUIZ (1970). Corresponden a tipos tefríticos según su clasificación en el diagrama TAS, Tabla 5.1, lo que supone algunas diferencias con lo observado en el estudio petrográfico.

En ambos casos se trata de rocas básicas poco diferenciadas y con un carácter alcalino bastante marcado, por la presencia de nefelina normativa. Es de destacar, en una de ellas los bajos contenidos en hierro, lo que se traduce, en la norma, en la ausencia de magnetita.

Rocas sálicas

Circunscritas al área de Montaña La Fuente se han muestreado dos ejemplares de rocas de composición sálica. Se trata de ejemplares de textura porfídica con presencia de microfenocristales idiomorfos tabulares de feldespato de composición sódico-potásica, probablemente anortoclasa, de gran tamaño (entre 3-4 mm), con maclas de tipo karlsbad, predominando claramente sobre las de tipo polisintético irregulares. Dicho feldespato aparece por lo general alterado en parte, ya sea a productos de tipo sausrítico, ya sea a productos carbonatados. De menor tamaño (menores de 2 mm), e igualmente en menores proporciones, aparecen esporádicas biotitas tabulares con color pardo-rojizo e intenso pleocroísmo. En uno de los ejemplares, si bien alterados a opacos y con núcleos carbonatados, al extremo de hacerlos casi irreconocibles, aparecen posibles piroxenos idiomorfos de formas hexagonales.

La matriz, por su parte, consta de manera predominante de feldespato alcalino, formando un entramado de listones entrecruzados, junto con opacos granulares y biotita y anfíbol claramente accesorios.

Ambas muestras presentan abundante calcita rellenando microcavidades.

5.1.2. Serie plutónica alcalina: gabros, piroxenitas y wehrlitas subordinadas. Petrología y geoquímica (4)

En el ámbito de esta hoja se han muestreado preferentemente gabros, siendo más escasas las piroxenitas y totalmente ausentes las wehrlitas. Dichos gabros son rocas de textura granuda epidioromorfa, compuestas preferentemente por plagioclasa, pudiendo aparecer, según los casos, bien en forma de cristales xenomorfos, o bien en forma de cristales tabulares, formando entonces agregados de tipo esferulítico. Siguiendo el método de Michel-Levi, se han obtenido ángulos de extinción de entre 29-32° correspondiente a composiciones de tipo andesina-labradorita.

Estas plagioclasas suelen aparecer macladas polisintéticamente y zonadas, presentando procesos de alteración, más o menos avanzada, de tipo sausrítico y en ocasiones escapolitizaciones.

Igualmente abundante resulta el piroxeno monoclinico de tipo augita, en cristales xenomorfos de gran tamaño, pudiendo presentar hasta tres direcciones claras de exfoliación (variedad dialaga). La augita suele presentar maclado, tanto simple como en "reloj de arena", así como zonado. Resultan frecuentes los ejemplares con bordes de color rosado, correspondientes a una mayor concentración de Ti (titanoaugita). Los ejemplares de mayor tamaño (desde 4 mm a tamaños casi centimétricos) suelen englobar poiquilíticamente cristales menores de plagioclasa tabular, opacos y más raramente olivino. Este último suele ser escaso o estar totalmente ausente, si bien puede llegar a formar cristales relativamente grandes (4 mm), con procesos más o menos avanzados de alteración a serpentina y desarrollo de opacos (magnetita) en sus bordes.

De manera generalizada, se observan procesos de sustitución del piroxeno por anfíbol de color marrón y pleocroico, posiblemente de tipo hornblenda. Dicho anfíbol se vuelve muy abundante en algunos casos, formando cristales xenomorfos, que a su vez engloban augita, opacos y plagioclasa.

En menor proporción, si bien en algunos ejemplares es uno de los minerales principales, aparece biotita de color marrón rojizo, generalmente asociada y rodeando opacos (¿magnetita?). Dichos opacos poseen formas variadas, apareciendo en ocasiones como minerales granulares, tabulares o incluso desarrollando formas de tipo esquelético.

Como minerales accesorios aparecen apatito, en forma de cristales idiomorfos, esfena y epidota, generalmente asociada a calcita y rellenando microfracturas o microvenas. Aparecen igualmente esporádicas venas de composición microsienítica, con frecuencia bastante alterados sus feldspatos a sericita-productos arcillosos.

Se ha analizado un gabro procedente del Tablero de Diego Pérez, Tabla 5.1, observándose en él, su marcado carácter alcalino y leucocrático, ya puesto de manifiesto en el estudio petrográfico.

En el área del barranco de Tarajalillo, al SO de Montaña Tirba, se ha recogido el único ejemplar de clinopiroxenita. Son rocas texturalmente muy parecidas a los gabros descritos anteriormente, diferenciándose de ellos por la ausencia total de plagioclasa y la abundancia de clinopiroxeno, en parte pseudomorfizado a anfíbol. Por lo demás, aparece abundante apatito y biotita bastante escasa.

5.1.3. Intrusivos sálicos: traquitas y sienitas. Petrología (2 y 5)

Si bien aparecen sin continuidad geográfica clara en la hoja, estas muestras presentan una gran homogeneidad, tanto textural como petrográfica.

Se trata de rocas de textura porfídica, con presencia de abundantes microfenocristales de hábito tabular de feldespato alcalino, mostrando maclas de tipo karlsbad y tamaños variables, entre 0,8 y 4 mm. Por lo general, muestran cierta tendencia a agruparse en glomérulos cristalinos con disposición radial.

La matriz a su vez, consta de abundantes microlitos de feldespato alcalino (con tamaños entre 0,2-06 cm) orientados, lo cual le confiere su textura fluidal característica. Destaca igualmente, la ausencia prácticamente total de minerales máficos, resaltando sólo la presencia de esporádicos agregados de óxidos-opacos-calcita, con algo de epidota, posiblemente resultado de la pseudomorfización de algún ferromagnesiano preexistente y hoy totalmente irreconocible.

Finalmente, aparece cuarzo muy escaso (menos de 5%) concentrado en microcavidades intersticiales, que denotan un origen más tardío. Dicho cuarzo puede aparecer recristalizado. Igualmente tardío, resulta la calcita que rellena microfracturas junto con esporádica epidota.

En esta hoja no hay información geoquímica correspondiente a estas unidades.

5.2. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.2.1. Fase miocena. Petrología

5.2.1.1. *Características generales de los tramos inferior, medio-superior (indiferenciados) y superior.*

Las coladas de la Fase miocena se caracterizan petrográficamente por la presencia de basaltos en todos y cada uno de los tramos, siendo excepcionales las emisiones de traquibasaltos.

Teniendo en cuenta la presencia de microfenocristales de una composición u otra, se pueden distinguir:

Basaltos olivínicos-piroxénicos y piroxénicos-olivínicos (según las proporciones relativas entre uno u otro mineral). Se encuentran presentes en todos los tramos, siendo además las emisiones más comunes dentro de dicha fase su relativa homogeneidad no permite con simple estudio petrográfico asignarles a uno u otro tramo.

Se caracterizan por la presencia simultánea de piroxeno (augita) y olivino. Los cristales de augita son por lo general entre idiomorfos y subidiomorfos, en ocasiones de gran tamaño (>4 mm), presentándose frecuentemente maclados y/o zonados. Muestran en muchas ocasiones bordes titanados de color rosado, apareciendo incluso algunos cristales completos de menor tamaño de titano-augita de color muy neto y algo pleocroicos. La alteración suele ser escasa o

nula, tratándose de cloritizaciones incipientes o carbonataciones. Por el contrario, son más frecuentes los cristales con bordes irregulares, como consecuencia de fenómenos de reabsorción. Los cristales de mayor tamaño tienden a englobar poiquilíticamente plagioclasas microlíticas u opacos, mientras que los que son algo menores (entre 0,6-0,1 mm) suelen agruparse en glomérulos radiales. Del olivino se pueden distinguir dos familias de microfenocristales, que aparecen en numerosas ocasiones simultáneamente. Una primera generación, de cristales de gran tamaño (13 mm), entre idiomorfos y subidiomorfos, mostrando alteraciones parciales, generalmente en bordes o según microfracturas internas, a iddingsita y, algo más raramente a serpentina, y una segunda de cristales menores (0,1-0,3 mm) totalmente iddingsitizados. El olivino presenta frecuentemente golfos de corrosión y a veces aspecto esquelético.

La matriz es variable, pasándose de texturas microcristalinas a otras prácticamente subofíticas, abundando las de tipo pilotácico. Son bastante frecuentes las de tipo más o menos orientado de aspecto fluidal. Por lo general, dichas matrices constan de plagioclasa microlítica generalmente maclada polisintéticamente, augita de hábito tabular, más o menos idiomorfa, y opacos dispersos de tipo granular, variando ligeramente las proporciones entre unos y otros, según los casos. El olivino puede en ocasiones aparecer en la matriz, si bien no es lo más habitual; aparecen igualmente zonas serpentinizadas que pueden tener en ocasiones biotitas de nucleación incipiente bastante escasas.

El vidrio es generalmente bastante escaso, apareciendo intersticial o rellenando microcavidades y microvesículas; en ese caso está generalmente asociado con calcita, igualmente tardía.

Basaltos olivínicos. Constituyen el segundo grupo más abundante dentro de esta fase estando presentes en los tramos medio-superior, superior y en los episodios tardíos, pero no en el tramo inferior.

Petrográficamente son muy parecidos a los basaltos olivínico-piroxénicos, de los que se distinguen por la ausencia o escasez de augita respecto del olivino (<2% fenocristales de piroxeno).

El olivino suele aparecer en forma de microfenocristales mayores de 0,5 mm, siendo, por el contrario, poco abundante o inexistente en la matriz. La alteración suele ser bastante intensa, generalmente iddingsítica, pero también compleja, de tipo serpentina clorita-clorofaeita-talco.

Las matrices, parecidas a las del otro grupo, son igualmente variadas, si bien parecen predominar las de tipo fluidal.

Basaltos afaníticos. Son bastante más inhabituales que los vistos anteriormente, caracterizándose por la escasez y el tamaño reducido de sus fenocristales (<5% de fenocristales y nunca mayores de 0,7 mm), pudiéndose encontrar basaltos piroxénicos u olivínico-piroxénicos cuando ambos minerales aparecen simultáneamente.

La augita suele presentarse en forma de microlitos tabulares con tendencia a agruparse en glomérulos de aspecto radial. El olivino es más escaso, incluso en la matriz. Se encuentran contados ejemplares de estos basaltos tanto en el tramo inferior como en el medio-superior.

Basaltos plagioclásico-piroxénico-olivínicos. Constituyen un grupo ligeramente distinto a los anteriores, debido a la presencia de microfenocristales de hábito tabular de plagioclasa, generalmente maclada, con tendencia a agruparse en glomérulos radiales de aspecto estrellado.

La plagioclasa puede presentar ligera alteración de tipo sericítico-arcilloso o escapolitización del feldespató.

La augita es mucho menos abundante, presentándose en forma de cristales subidiomorfos algo mayores que las plagioclasa (hasta 1 mm). El olivino, de estar presente, en forma de fenocristales es escaso, presentándose como cristales totalmente alterados a iddingsita o serpentina. La matriz es de aspecto fluidal, constando de abundante plagioclasa microlítica orientada, augita, olivino alterado en su totalidad a iddingsita y opacos granulares dispersos. Se encuentran únicamente en el tramo inferior.

Traquibasaltos anfibólicos. Se encuentran preferentemente en las coladas de tramo medio-superior.

Se caracterizan por la escasez o ausencia total de microfenocristales, siendo éstos, cuando aparecen, de escaso tamaño (rara vez mayores de 1 mm). Se encuentra anfíbol (hornblenda) escaso en cristales de 0,7-1 mm, son de color marrón y bastante pleocroicos, pseudomorfizados en bordes a opacos granulares y augita. También hay plagioclasa tabular entre 0,2-0,6 mm por lo general, si bien aparecen muy esporádicamente cristales grandes (>4 mm). La matriz, siempre de tipo fluidal, contiene abundante plagioclasa microlítica maclada polisintéticamente, augita y opacos granulares dispersos. La biotita es escasa; generalmente va asociada con zonas serpentinizadas y su nucleación es incipiente. El apatito es muy raro, apareciendo en forma de pequeños cristales idiomorfos.

Es quizás la escasa diferenciación petrográfica entre los distintos tramos de la Fase miocena una de las características más notables de las emisiones volcánicas en la isla de Fuerteventura.

5.2.1.1.1. Tramo inferior

Las muestras que se poseen son todas de composición diferente, con lo que se hace difícil establecer una característica general. Por analogía con otras hojas próximas (Pozo Negro, Huertas de Chilegua, Istmo de la Pared), aparecen fundamentalmente basaltos de composición olivínico-piroxénica, destacando aquí el peso relativo de los basaltos de similar composición o de tipo piroxénicos pero de tendencia afanítica. Por último, se encuentra un caso de basalto plagioclásico-olivínico-piroxénico, único en el muestreo realizado en la hoja.

Brechas líticas (7)

Han sido muestreados varios fragmentos de estos depósitos brechoides. Se trata de rocas volcánicas de composición basáltica y textura porfídica, presentando microfenocristales de piroxeno o de piroxeno y olivino. Tipológicamente corresponden a basaltos olivínico-piroxénicos y piroxénicos, de características idénticas a las de las emisiones lávicas del tramo inferior ya descritas.

Intrusiones traquíticas (9)

Son rocas félsicas de composición muy sencilla y homogénea, casi monomineral, caracterizadas por la escasez de ferromagnesianos. Presentan esporádicos microfenocristales de feldespató

alcalino (anortoclasa), generalmente de escaso tamaño (entre 0,6-1,2 mm) de tendencia idiomorfa y maclados con macla de tipo karlsbad. En algunos ejemplares aparecen cristales aislados, e igualmente pequeños, de biotita (rara vez mayores de 0,5 mm) de color pardo-marrón oscuro muy pleocroicos.

La matriz contiene, en proporciones superiores al 80%, microlitos tabulares, en ocasiones maclados, de anortoclasa orientados, confiriendo a dicha matriz su textura traquítica característica.

La composición se completa con opacos de formas irregulares y escasa egirina verdosa, apenas pleocroica, sin formas bien definidas.

Se distinguen agregados de óxidos, opacos, serpentina y calcita, posiblemente debidos a la alteración de algún ferromagnesiano preexistente. En algunos ejemplares se ha distinguido esporádico apatito idiomorfo.

5.2.1.1.2. Tramo medio-superior indiferenciado

Al igual que en el caso anterior y siguiendo la tónica de toda la isla, se encuentran basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos afaníticos idénticos a los del tramo inferior. Además, aparecen basaltos olivínicos, totalmente ausentes en el tramo inferior, lo cual también suele suceder en otras hojas en las que los olivínicos o no aparecen o son claramente minoritarios respecto a los olivínico-piroxénicos en dicho tramo.

Completan este tramo los traquibasaltos anfibólicos, bastante característicos y ausentes en otras partes de la Fase miocena, así como coladas y brechas traquíticas.

Coladas y brechas traquíticas (12 y 13)

Pese al escaso número de rocas muestreadas, se observa una notable heterogeneidad dentro de este conjunto de rocas sálicas.

Por un lado se observan unas traquitas de textura porfídica con presencia de microfenocristales, tanto de feldespató (anortoclasa) como de olivino y biotita.

La anortoclasa aparece como cristales de formas subidiomorfas e idiomorfas tabulares, con maclas de tipo karlsbad y más raramente polisintéticas, estando en ocasiones zonada. El olivino es de menor tamaño (nunca mayor de 1 mm), apareciendo completamente alterado a iddingsita. Por último, la biotita es mucho menos abundante y de escaso tamaño (rara vez mayor de 0,3 mm), siendo de un color pardo oscuro y muy pleocroica.

La matriz contiene en gran parte feldespató microlítico orientado, junto con abundantes opacos y posiblemente algo de vidrio intersticial que oscurece dicha matriz.

Más abundantes resultan los ejemplares de traquitas, con menor cantidad de fenocristales, reducidos a anortoclasa y augita, si bien pueden igualmente aparecer esporádicos ejemplares de esfena idiomorfa. Por lo general, dichos fenocristales no suelen sobrepasar el milímetro, siendo de tendencia idiomorfa.

Su matriz suelen de aspecto muy uniforme, estando constituida por feldespatos microlítico orientado o formando conjuntos esferulíticos, junto con algo de augita equidimensional (0,02-0,04 mm) y opacos granulares dispersos, y se observan en ocasiones glomérulos de biotita tabular entrecruzada, de nucleación incipiente.

5.2.1.1.3. Tramo superior

No presenta características específicas, encontrándose basaltos olivínico-piroxénicos y olivínicos, en todo parecidos a sus homólogos de otros tramos.

5.2.1.2. *Episodios tardíos*

Se dispone de un número relativamente amplio de muestras correspondientes a los episodios tardíos de esta hoja. La tipología observada es parecida a la de los tramos anteriores, si bien, generalmente y en proporciones distintas, aparecen además otras que no se habían encontrado en tramos más antiguos.

Si se comparan las emisiones miocenas anteriores con estos episodios tardíos se observan las siguientes diferencias:

- Una mayor proporción de traquibasaltos frente a los basaltos, así como la aparición, con mayor frecuencia, de basaltos plagioclásicos.
- Presencia de basaltos o traquibasaltos anfibólicos, casi ausentes en los tramos del edificio mioceno central.
- Aparición de basanitas, inexistentes en tramos anteriores.

En los episodios tardíos se distinguen los siguientes tipos de roca:

Basaltos olivínico-piroxénicos. Poseen las mismas características que las encontradas en tramos anteriores, hallándose igualmente con relativa frecuencia.

Basaltos afaníticos. No muestran tampoco diferencias notables con sus equivalentes anteriores.

Basaltos plagioclásicos. Si bien también habían aparecido en tramos anteriores, son ahora más abundantes.

Se caracterizan por la presencia de abundante plagioclasa microlítica de hábito tabular con tamaños comprendidos entre 0,3 y 0,6 mm, rara vez mayores de 1 mm, generalmente maclada polisintéticamente y con ligera tendencia a agruparse en glomérulos de aspecto radial. La augita es escasa, con fenocristales de hábito idiomorfo y subidiomorfo, no sobrepasando tampoco el milímetro, si bien suele ser algo mayor que la plagioclasa. El olivino aparece esporádicamente, encontrándose totalmente alterado a productos serpentínicos o a iddingsita.

La matriz, de aspecto fluidal, consta de abundante plagioclasa microlítica orientada, augita y olivinos más escasos, junto con opacos granulares dispersos.

Basaltos plagioclásico-olivínico-piroxénicos. Se distinguen totalmente de los basaltos plagioclásicos descritos anteriormente por su mayor grado de cristalinidad, presentando tanto fenocristales de gran tamaño, de plagioclasa tabular, en ocasiones mayor de 2 mm, como de olivino y piroxeno algo menores. La matriz es de tipo granular y no orientada, como en el caso de los basaltos plagioclásicos, siendo más parecida a la de algunos basaltos olivínico-piroxénicos.

Basanita. Se dispone únicamente de una muestra correspondiente a este grupo, diferenciándose claramente de todos los vistos anteriormente por la ausencia total de feldespato. Corresponde a una colada en la zona de La Culata (borde NE de la hoja). Se caracteriza por la presencia de abundantes microfenocristales de olivino subidiomorfo, presentando procesos de alteración de tipo serpentínico, tanto en bordes como en microfracturas del cristal. Teniendo en cuenta los tamaños, parecen distinguirse dos generaciones de olivinos: una primera de cristales de gran tamaño, entre 1 y 2 mm, más bien escasa, junto con cristales menores, de 0,2 a 0,9 mm, más abundantes y con cierta tendencia a agruparse. Aparecen igualmente escasos fenocristales de augita, entre idiomorfos y subidiomorfos, generalmente maclados y zonados, presentando bordes titanados de color rosado. Se distinguen también microacumulados de composición piroxenítica. La matriz es de tipo microcristalina con abundante augita y opacos granulares dispersos. Se observan zonas serpentinizadas con presencia ocasional de zeolitas relleno microcavidades.

Traquibasaltos. Están bastante relacionados con los basaltos plagioclásicos, a los que se parecen mucho y de los que se distinguen fundamentalmente por su menor proporción o ausencia total de olivino, que nunca aparece aquí en forma de fenocristales. La textura es en todos los casos de tipo fluidal traquítico, debido a la presencia de abundante plagioclasa microlítica orientada. La matriz la completan minerales opacos granulares de pequeño tamaño, augita y esporádicos minerales máficos (biotita-anfíbol), en función de los cuales se pueden distinguir los traquibasaltos biotíticos de los anfibólicos.

Basaltos anfibólicos. Se trata de un grupo de rocas en las que aparece anfíbol (hornblenda) combinándose con fenocristales de olivino, augita y/o plagioclasa. Dicho anfíbol no aparece inalterado, sino que muestra preferentemente procesos de reabsorción bastante característicos en los bordes, conseudomorfización a minerales opacos y a augita, que permite en muchos casos reconocer la presencia de antiguos anfíboles aún dispersos.

Basaltos piroxénico-olivínico-anfibólicos. Son los más abundantes y presentan un alto grado de cristalinidad, con grandes fenocristales milimétricos, tanto de augita idiomorfa, generalmente titanada con fenómenos de reabsorción en sus bordes, como de olivino hipidiomorfo, en ocasiones esquelético y además con bordes de corrosión. El anfíbol es algo más escaso, presentando alteraciones muy frecuentes. Aparecen abundantes microacumulados máficos de composición piroxénica. La matriz, de tipo fluidal contiene plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos.

Basaltos piroxénico-plagioclásico-anfibólicos. Presentan un alto grado de cristalinidad, caracterizándose por la abundancia de fenocristales generalmente bien desarrollados, con tamaños entre 0,5-2,5 mm, de augita, plagioclasa y anfíbol (totalmente pseudomorfizado a opacos granulares). La matriz generalmente es de tipo fluidal, con abundante plagioclasa microlítica, augita y opacos granulares dispersos.

Basaltos anfibólico-piroxénicos. Se caracterizan por la escasez de fenocristales, apareciendo sólo esporádicamente anfíboles pseudomorfizados en su totalidad y augitas subidiomorfos de escaso tamaño, en una matriz con abundante augita, plagioclasa xenomorfa rellenando intersticios, rara vez tabular y opacos granulares dispersos.

No resulta fácil establecer características diferenciadores entre los distintos afloramientos aislados de los episodios tardíos en la hoja de Tuineje, tanto más cuando es escaso el número de muestras del que se dispone en algunos de ellos y por la variedad que se observa dentro de cada zona. A pesar de ello, se describen a continuación algunas características propias de cada uno de estos afloramientos.

Zona de El Cantil: Las dos muestras presentes corresponden a un basalto afanítico anfibólico-piroxénico y a un traquibasalto que tienen en común la escasez de fenocristales y texturas fluidales-traquíticas.

Montaña Redonda: La única muestra corresponde a un basalto piroxénico-olivínico, sin características particulares apreciables.

Montaña Hendida: Es una de las zonas de las que se dispone de un mejor muestreo. Destaca la abundancia relativa de basaltos con anfíbol, apareciendo tres ejemplares de basaltos piroxénico-plagioclásico-anfibólico y un caso de piroxénico-olivínico-anfibólico. Se completa con un basalto olivínico y un traquibasalto o basalto plagioclásico de tendencia afanítica.

Montaña Melindraga: También se dispone en esta ocasión de un mayor número de muestras. El anfíbol también sigue estando presente, si bien en menor medida que para el caso anterior (dos muestras sobre 11: un traquibasalto anfibólico), y otro basalto piroxénico-olivínico-anfibólico. Es muy destacable la abundancia relativa de basaltos plagioclásicos afaníticos-traquibasaltos que constituyen más de la mitad de los ejemplares disponibles. Igualmente son abundantes los basaltos olivínico-piroxénicos.

Montañas de Tamasite y Tirba: Sólo se dispone de cada una de ellas de una muestra, tratándose, en ambos casos, de basaltos olivínico-piroxénicos afaníticos bastante parecidos entre sí.

Barranco de La Florida: También se dispone de una sola muestra, correspondiendo a un basalto plagioclásico-olivínico-piroxénico.

Por último, hay que destacar el afloramiento de La Culata, con dos muestras, una de ellas un basalto plagioclásico-olivínico y la otra una basanita, excepcional en el resto de la hoja.

5.2.1.3. *Diques básicos miocenos*

Dentro de la Fase miocena se han distinguido los diques que afectan a los tramos inferior, medio y superior. Los tipos existentes son:

Basaltos afaníticos. Son de composición olivínico-piroxénica, parecidos a sus equivalentes vistos para las coladas de esta serie. Se caracterizan por la escasez de microfenocristales, apareciendo augita de pequeño tamaño junto con olivino, generalmente alterado a serpentina y/o iddingsita, en ocasiones de aspecto esquelético. La matriz es de tipo fluidal y compuesta por

abundante plagioclasa microlítica orientada, presentando maclas polisintéticas, augita más escasa y opacos dispersos de tipo granular.

Basaltos piroxénicos. Se dispone de dos ejemplares, si bien uno de ellos presenta intensos procesos de alteración con carbonataciones y serpentización generalizada que enmascaran su aspecto original. Presentan escasos microfenocristales en comparación con la otra muestra (RB-200).

Esta última presenta un alto grado de cristalinidad con abundantes augitas idiomorfas, en ocasiones mayores de 4 mm, con marcado color rosáceo y algo pleocroicas (variedad titanoaugita). Aparecen igualmente abundantes opacos de tamaños entre 0,7-1 mm y con cierta tendencia hipidiomorfa.

La matriz a su vez contiene abundante augita, así como plagioclasa microlítica y opacos granulares dispersos. Aparece, por último, apatito idiomorfo relativamente abundante, con tamaños que oscilan entre 0,1 y 0,2 mm.

Afectando a los episodios tardíos, se dispone de otras dos muestras de diques que a continuación se describen:

Basalto afanítico de composición olivínica. En parte parecido a las coladas afaníticas que aparecen en este mismo episodio. Se caracteriza por la ausencia total de microfenocristales, apareciendo en la matriz abundante olivino, generalmente de hábito tabular (en ocasiones con aspecto esquelético) y alterado en su totalidad a serpentina. La plagioclasa, de tipo microlítico, es también abundante, así como los opacos de tipo granulares que se encuentran dispersos, mientras que la augita es muy escasa.

Basalto piroxénico-basanita. Se trata de una roca con plagioclasa muy escasa en la matriz y muy rica en augita, de ahí su clasificación entre basanita y basalto piroxénico. Es una roca de textura porfídica presentando abundantes microfenocristales idiomorfos de augita de gran tamaño (hasta 3,5 mm), generalmente zonados, con bordes titanados muy netos. Se distingue una segunda generación de augita algo mayor que la matriz de la roca (entre 0,2 y 0,4 mm) con tendencia a agruparse en glomérulos radiales. El olivino aparece en fenocristales, si bien es mucho menos abundante, aunque a veces de gran tamaño (> 2 mm), presentándose alterado a serpentina-clorita-clorofaeita-talco para los cristales mayores e iddingsitizados para el resto. La matriz contiene claramente augita, opacos granulares dispersos, olivino iddingsitizado y muy escasa plagioclasa microlítica.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica

Se dispone de tres análisis químicos en esta hoja, Tabla 5.1, que corresponden a dos traquitas y un basalto en el diagrama TAS, (Fig. 5.1). Estos análisis se encuadran perfectamente en el conjunto de análisis del resto de las hojas para esta fase, junto con los que hace el estudio geoquímico para dar una visión más amplia de sus características geoquímicas.

Los tipos litológicos encontrados corresponden en su mayoría a rocas basálticas y traquibasálticas, como ocurre con las muestras estudiadas petrográficamente. El resto de las rocas corres-

ponden a términos de una serie alcalina, como son tefritas y basanitas (no encontrados petrográficamente), mugearitas y benmoreitas (muy escasas) y traquitas, e incluso alguna riolita.

Las rocas básicas muestran valores bajos de SiO_2 (entre 42 y 49%), también bajos de Al_2O_3 y altos de CaO y MgO . En la norma se caracterizan por el alto contenido en apatito, ilmenita y magnetita, más o menos alto en anortita y por tener un grado de subsaturación más o menos importante, con presencia de olivino y/o nefelina. Son rocas muy poco diferenciadas y con un índice de peralcalinidad muy bajo.

Las rocas sálicas de la Fase miocena están representadas en la hoja por afloramientos traquíticos intrusivos y por una colada intercalada en la serie basáltica de Montaña Cardones, de la que se dispone de un análisis químico. El resto de los análisis considerados corresponde a afloramientos repartidos por la isla.

Como corresponde a rocas más diferenciadas, presentan valores más altos de SiO_2 (superiores al 60%), alúmina y álcalis, y más bajos en CaO y MgO . Son rocas sobresaturadas con cuarzo e hiperstena normativas y alto contenido en albita. Muestran un índice de diferenciación muy alto y un índice de peralcalinidad también importante, aunque sin alcanzar la unidad.

En el gráfico de variación de elementos mayores (Fig. 5.2), se observa que a lo largo de la evolución de esta fase magmática se produce un débil empobrecimiento en fósforo, mientras que es más brusco la disminución de TiO_2 , CaO , MgO y Fe total. Contrariamente, se produce un aumento progresivo en alúmina y álcalis, en los términos más diferenciados.

En el diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.3), el comportamiento conjunto observado en la Fase miocena sigue las pautas propias de la serie magmática alcalina.

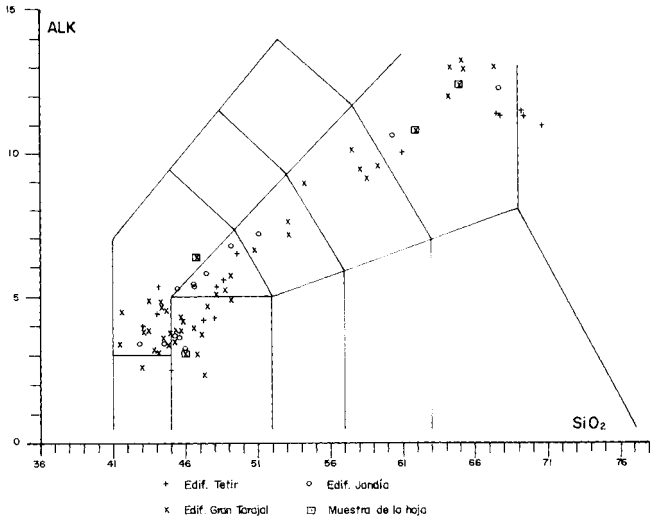


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena

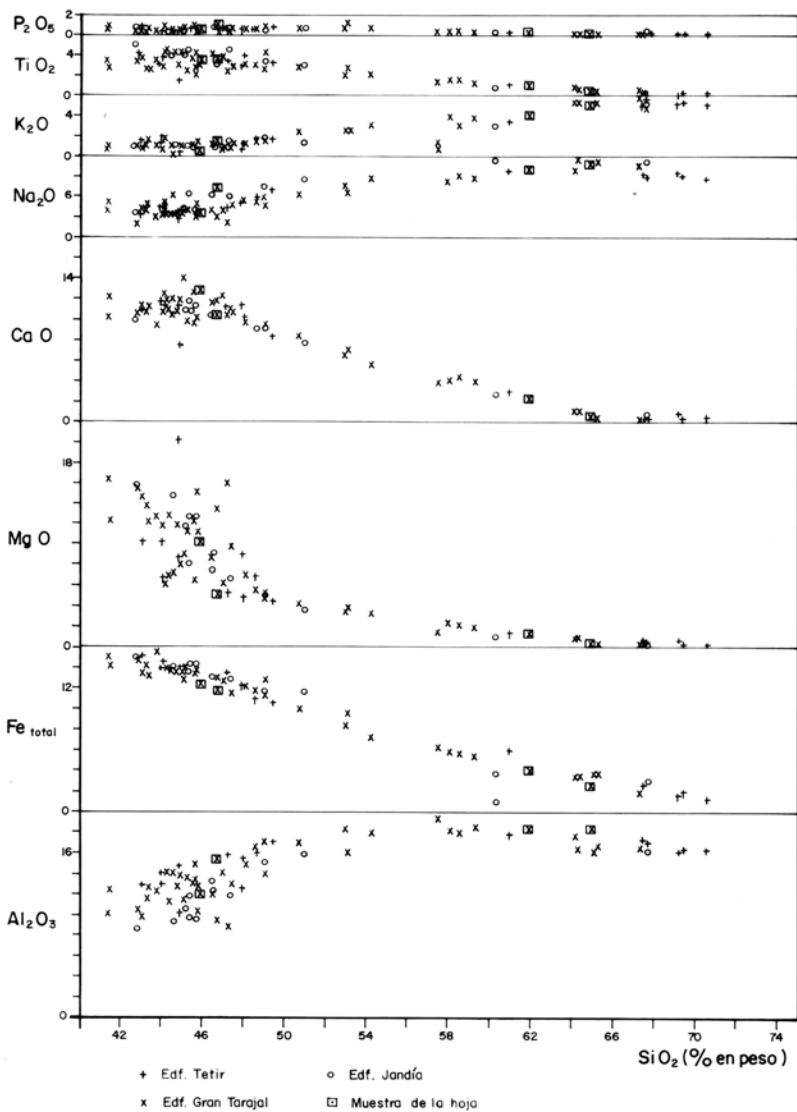


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

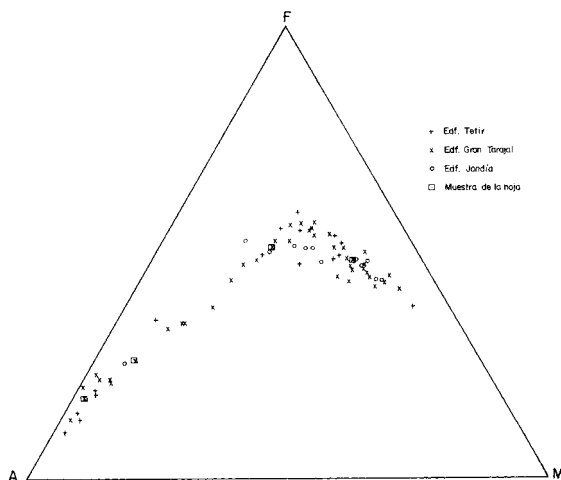


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase miocena.

En general, puede decirse que las rocas pertenecientes al edificio mioceno central de la isla son más alcalinas que las del edificio norte, el cual presenta términos riolíticos y no basaníticos ni tefríticos, como ocurre en el central y sur.

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

5.2.3.1. Coladas basálticas olivinicas. Edificio Caldera de Arrabales (22)

Se dispone de escasas muestras correspondientes a los episodios recientes cuaternarios en la hoja de Tuineje. Los afloramientos corresponden a la extensión oriental del malpaís generado por el edificio denominado Caldera de los Arrabales, localizado en la hoja adyacente de Pozo Negro, por lo que se va a considerar en su conjunto. En esta zona no se ha muestreado el malpaís de Caldera de La Laguna.

Como sucede por lo general en otras hojas, las coladas recientes presentan una gran homogeneidad petrográfica, apareciendo exclusivamente basaltos olivínicos junto con basaltos olivínicos más piroxénicos, de textura vesicular, cuando se trata de bombas.

Los basaltos olivínicos no presentan particularidades distintivas respecto a sus homólogos de otras formaciones de esta misma hoja, caracterizándose por la presencia de microfenocristales de olivino (entre un 10 y un 30%), con cierta tendencia a agruparse en glomérulos, con tamaños comprendidos entre 0,8-1,5 mm. Este último presenta frecuentes fenómenos de corrosión y reabsorción magmática (golfos, etc.) y la alteración suele ser escasa o nula.

La augita, por lo general inexistente en las coladas, aparece con más frecuencia en las bombas, superando rara vez el 5%.

La matriz, de grano fino, es de aspecto variado, pasando de pilotáxica a hialopilitica, incluso en ocasiones criptocristalina. Consta de microlitos de plagioclasa maclada polisintéticamente, junto con augita tabular y opacos granulares dispersos. Son por lo general bastante vesiculares si bien los rellenos mineralizados son raros, tratándose, generalmente de calcita y zeolitas que tapizan las paredes de las vesículas.

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

Se dispone de dos análisis químicos en esta hoja (Tabla 5.2), que corresponden a un basalto y una basanita en el diagrama TAS (Fig. 5.4).

Como se observa en el estudio petrológico, los tipos petrográficos corresponden a basaltos olivínicos sin foide modal. Los análisis de esta hoja se encuentran perfectamente en el conjunto de análisis del resto de las hojas en donde aflora Fase reciente, formando en todos los diagramas de clasificación una nube compacta con muy escaso margen de variación.

Se trata de rocas básicas con valores de SiO_2 entre 42 y 45%, valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis. En el diagrama de variación óxidos- SiO_2 (Fig. 5.5), se observa un comportamiento muy similar en todos los elementos, con ligera tendencia a disminuir con el

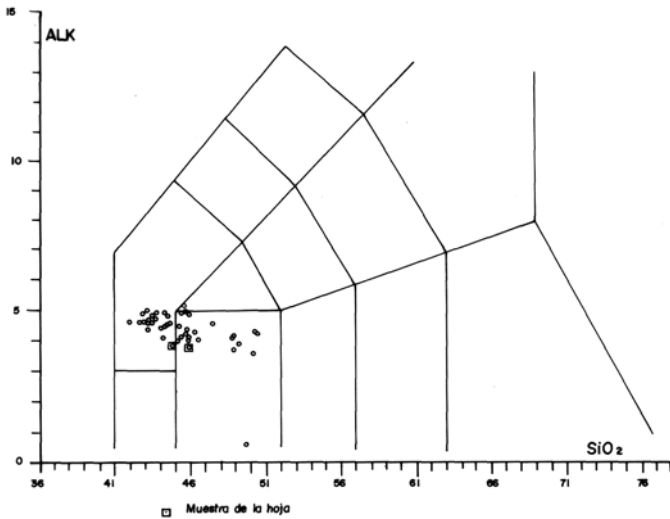


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pleistocena media-holocena.

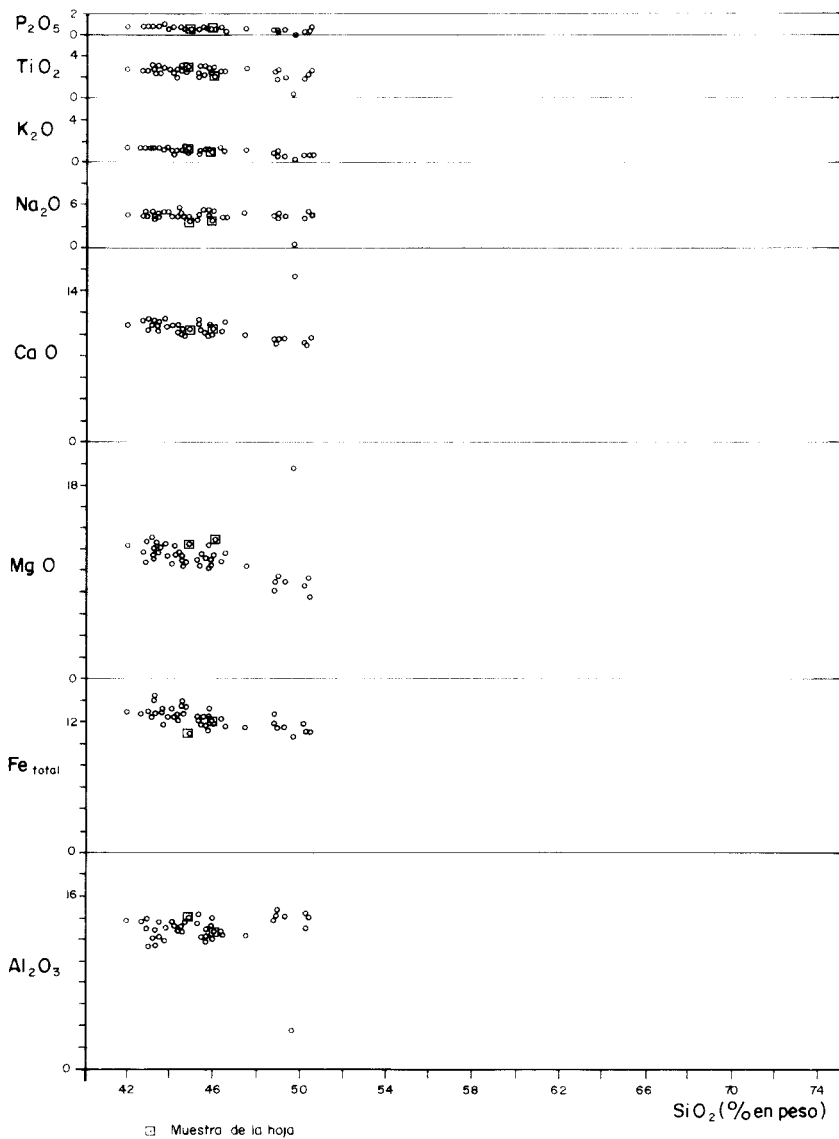


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena media-holocena.

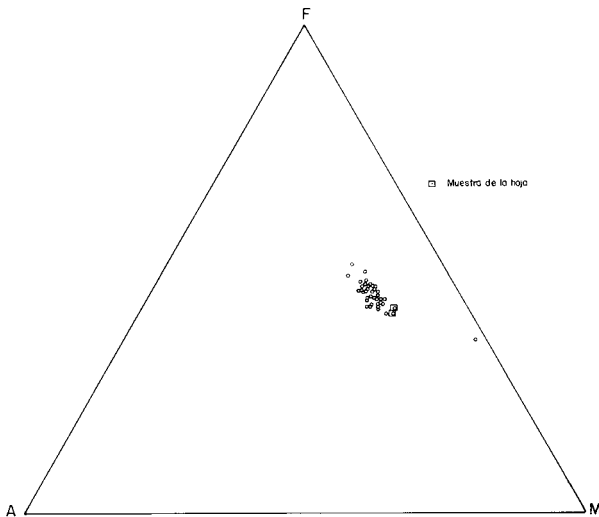


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase pleistocena media-holocena.

aumento en SiO_2 . 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 los de peralcalinidad son también bajos.

Por sus características, las rocas de la Fase reciente representarían los términos menos diferenciados de una serie magmática alcalina (Fig. 5.6).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Las primeras manifestaciones del Complejo Basal de Fuerteventura se producen en ambiente oceánico, durante finales del Cretácico, prolongándose su formación durante el Oligoceno y parte del Mioceno inferior. Su período de construcción se extiende desde los 80 a los 20 m.a. aproximadamente, es decir, dura unos 60 m.a.

Los procesos que tienen lugar consisten en la emisión de materiales lávicos y tobáceos de naturaleza basáltica, que posteriormente fueron intruidos por episodios plutónicos alcalinos y ultracalinos, junto con una red masiva de diques.

Un régimen de esfuerzos corticales de orientación principal NNE-SSO es el que condiciona estos procesos, facilitando el ascenso de los magmas desde el manto.

En el área cartografiada afloran diversos cuerpos plutónicos plurifaciales de carácter alcalino, representados por gabros y términos máficos, piroxenitas y wehrlitas, que atraviesan las emisiones lávicas, produciendo en ellos fenómenos incipientes de metamorfismo de contacto.

Simultáneamente con las emisiones lávicas y las intrusiones plutónicas, se producen de manera continuada inyecciones de familias de diques basálticos y traquibasálticos. Estas intrusiones se realizan a lo largo de una estrecha banda de orientación N30°-45°E, controlada asimismo por el mismo campo de esfuerzos extensional. Hacia las etapas finales tienen lugar intrusiones masivas que atraviesan las unidades plutónicas y volcánicas anteriores, superando la densidad de la red filoniana, en casi toda la hoja, más del 75% en volumen de los afloramientos. Algunos de estos episodios finales son de potentes diques de carácter traquítico, como los de la zona norte de la hoja. Las rocas encajantes quedan así intensamente fragmentadas y reducidas a ojales y esquirlas entre las masas de diques.

Al finalizar el emplazamiento del Complejo Basal en superficie, en parte elevado por la penetración masiva de diques y plutones, se produce en determinadas zonas un intenso proceso erosivo que desmantela los relieves recién formados. En otras zonas, por el contrario, lo que se observa es un tránsito gradual entre el Complejo Basal y las emisiones siguientes, no existiendo por tanto discordancia.

Al comenzar el siguiente ciclo magmático (hace unos 22 m.a.), ya en el Mioceno inferior, las primeras emisiones siguen controladas por el campo de esfuerzos NNO-SSE. Estas erupciones, correpondientes a la Fase miocena, son de carácter mayoritariamente basáltico, con escasos términos traquíticos subordinados, que suelen manifestarse como pitones intrusivos en las series basálticas. Se construyen grandes edificios estratovolcánicos de dimensiones kilométricas, pero ya controlados por modelos de esfuerzos locales. Uno de estos edificios, el de Gran Tarajal, de posición central en la isla, está parcialmente representado en la hoja. En su construcción se suceden fases de erosión y destrucción del mismo, que se manifiestan en forma de discordancias erosivas internas, a veces locales, que mediante la diferenciación de tramos y episodios volcánicos permiten apreciar su evolución y desarrollo.

Las últimas manifestaciones volcánicas de la Fase miocena en el edificio central de Fuerteventura finalizan hace unos 13,2 m.a. según las últimas dataciones absolutas disponibles, [COELLO *et al.* (1992)]. Comienza entonces, aún en el Mioceno, un largo período de erosión, durante el cual se delinear los rasgos principales del relieve de la hoja (y de la isla), configurándose la red hidrográfica principal.

El Plioceno en la hoja está representado por los depósitos de amplios abanicos de materiales aluviales, procedentes del arrasamiento de los relieves previamente originados. En esta área se extienden principalmente en la zonaa occidental y meridional a lo largo de una superficie subhorizontal.

Las condiciones climáticas durante este período y el Pleistoceno, dadas por alternancias de episodios húmedos y cálido-secos, determinarán el desarrollo de encostramientos calcáreos, que en mayor o menor medida afectarán a todas las formaciones aflorantes en la hoja. Tienen, sin embargo, un desarrollo predominantemente en el área de Tuineje-Tiscamanita, es decir, hacia el valle central de la isla. En la costa se instalan amplios campos de dunas, cuya prolongación hacia el interior tiene un leve reflejo en un extremo occidental de la hoja.

La actividad volcánica en la zona vuelve a manifestarse en el Holoceno, a través de coladas basálticas que llegan a ella emitidas desde áreas próximas (hoja de Pozo Negro). Se trata de lavas que configuran extensos malpaíses escoriáceos, cuyos extremos más occidentales afloran en el límite este. Proceden de los volcanes Caldera de La Laguna y Caldera de Arrabales, que se emplazaron a lo largo de una fisura de orientación N160°E, alineándose al mismo tiempo con otros centros de emisión.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se efectúa el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja de Tuineje considerando tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha área. Para ello se tendrán en cuenta observaciones realizadas durante la ejecución de la cartografía, así como el reciente estudio hidrogeológico de la isla realizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España [ITGE (1990)].

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

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

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25 °C, llegándose de manera esporádica a los 40 °C en épocas estivales.

La insolación es intensa, variando, según MARZOL (1988), entre 6 y 9,5 horas/día en función de las estaciones, si bien puede ser atenuada por la presencia de abundantes nubes y calimas relativamente frecuentes.

La humedad relativa del aire se hace elevada en proximidad de la costa, sufriendo variaciones acusadas a lo largo del día [MARZOL (*op. cit.*)].

El área conoce la acción constante e intensa de vientos de componentes N-NE que contribuyen en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias sobre el conjunto de la isla de Fuerteventura está estimado en 183,69 Hm³/año [ITGE (1990)], los cuales, distribuidos sobre toda su superficie, vienen a representar una pluviometría de 111 l/m². Del total de lluvia, 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 llegar a un máximo de 19,11 hm³/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 hm³, es decir, el 25% de la lluvia

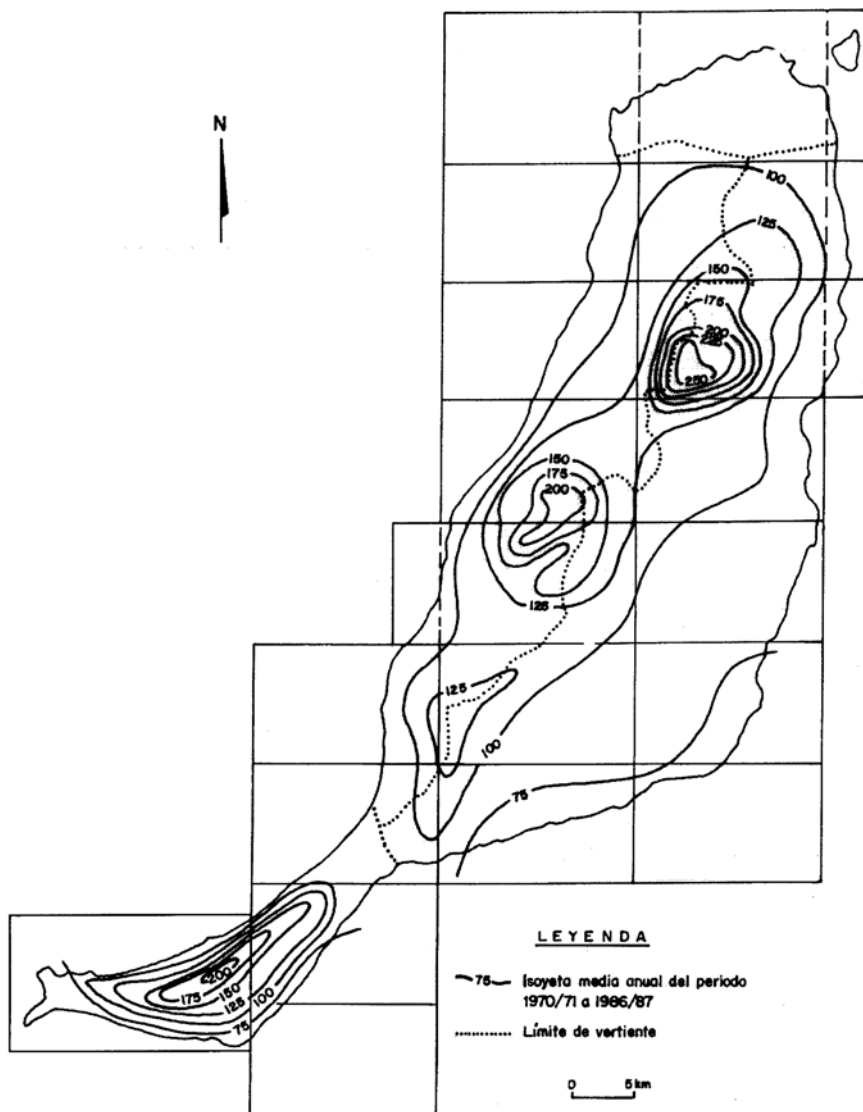


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000.

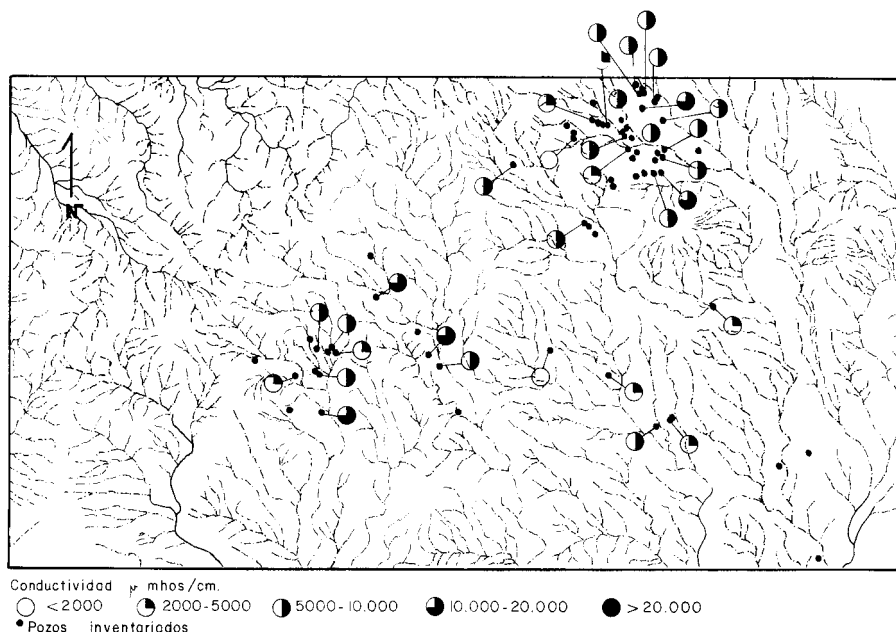


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja con la situación de los pozos de agua y los intervalos de conductividades eléctricas medidas en ellos.

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 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

Según se desprende del esquema de la Figura 7.1, a nivel de toda la isla, se observa una relación entre el relieve y el nivel de precipitaciones lo que se traduce en esta hoja en un bajo nivel de precipitaciones (inferior a 100 mm/año).

Como sucede en la isla en conjunto, dado el bajo nivel de precipitaciones, la totalidad de los barrancos de la zona se encuentran secos durante la mayor parte del año, incluso durante años enteros, produciéndose en época de lluvias intensas bruscas avenidas de gran virulencia en régimen torrencial

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica de esta hoja es una de las más tupidas de Fuerteventura. Consta de abundantes barrancos principales de gran recorrido y trayectoria sinuosa, generalmente de fondo plano, junto con sus correspondientes tributarios de menor desarrollo, pero de pendiente más acusada, repartidos en dos grandes subcuencas (Fig. 7.2).

Cuenca del sector occidental. Comprende los cauces que drenan aguas hacia la costa oeste y abarca algo menos del tercio noroccidental de la hoja, apareciendo cauces que terminan des-

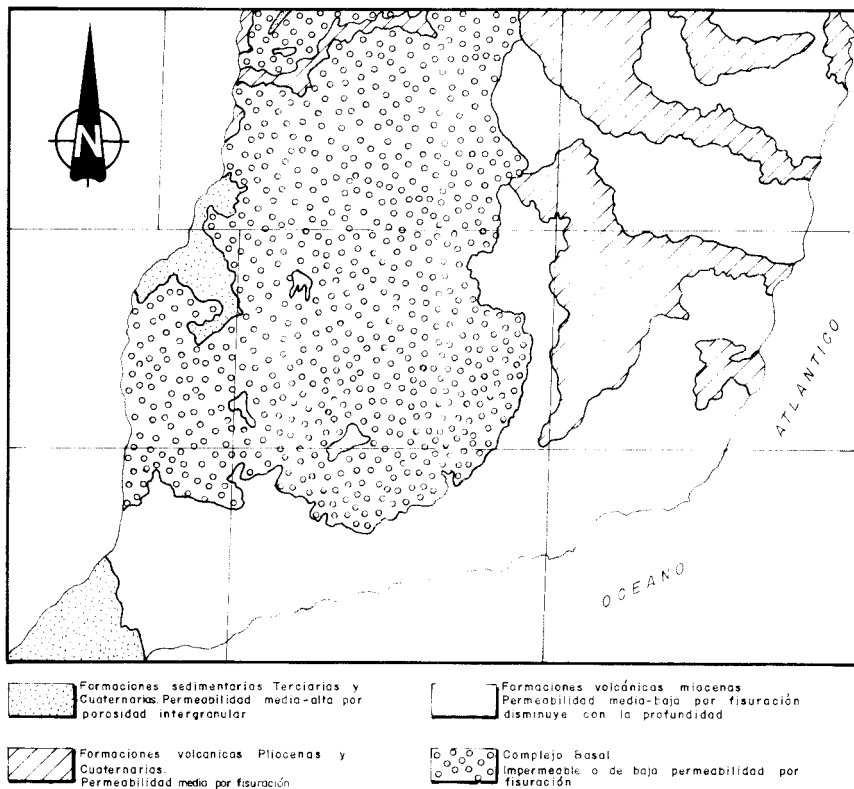


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centromeridional de la isla de Fuerteventura

embocando en las hojas adyacentes de Huertas de Chilegua y Pájara. Destacan como principales cauces el barranco de Diego Pérez, de Vigodro y de Chilegua.

Cuenca del sector oriental. Se encuentra mucho más representada que la anterior constando de cauces de gran recorrido, de dirección preferente N-S, que desembocan en la hoja de Gran Tarajal. Los cauces más representativos son el barranco de Tabaiba, de la Florida, de Sice, de Juan Gopar, de Los Adejes, de los Corrales y de Montaña Hendida.

Ambas cuencas se hallan enclavadas en materiales del Complejo Basal o miocenos, fundamentalmente.

No existen grandes obras de ingeniería civil en el ámbito de la hoja, pudiéndose sólo citar la presencia de algunas construcciones de uso particular destinadas a la agricultura, tales como pequeñas balsas y presas de tierra, generalmente en proximidad de los cauces de los barrancos

y construidas aprovechando desniveles del terreno y zonas de mayor impermeabilidad. En cierta medida estas construcciones permiten, por sus infiltraciones, la recarga de los acuíferos subterráneos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja, diferenciadas entre sí por su composición, edad, etc., definen ya de por sí unidades hidrogeológicas determinadas. Dentro de ellas existen, no obstante, zonas de comportamiento diferente en cuanto a su capacidad de almacenamiento y circulación del agua a través de ellas, en función de factores como fracturación, porosidad, régimen de precipitación, topografía, etc. Estas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en la presente cartografía.

De manera general, la permeabilidad y porosidad de los materiales volcánicos van asociados a los tramos escoriáceos de las coladas de lava, a la mayor o menor conexión entre vesículas y a los tramos fisurados por disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almagres, tobas, rocas compactas o sin conexión de vesículas, etc., condicionando la infiltración vertical. El desplazamiento horizontal del agua se verá alterado por la presencia de diques y cuerpos intrusivos de carácter masivo o coherente que actúan como barreras. Si están fisurados, pueden funcionar, por el contrario, como drenes. Estas características generales pueden, no obstante, verse modificadas por los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas, cambiando el comportamiento hidrogeológico original.

Dentro del sistema acuífero número 82, correspondiente a la isla de Fuerteventura, el ITGE (1990) define los siguientes acuíferos, los cuales, en general, presentan malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

- Uno inferior basal y de extensión regional, constituido por el Complejo Basal y la Fase miocena. Es de tipo semiconfinado y de baja permeabilidad, siendo el más explotado en la actualidad.
- Otro superficial (intermedio y superior) y de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

A nivel insular, son pocos los pozos o sondeos en los que se poseen datos de bombeos de ensayo que permitan conocer con cierta precisión los parámetros hidráulicos del acuífero basal.

Según ITGE (1990), con respecto al Complejo Basal, aunque sólo de manera aproximada, se puede considerar que su transmisividad es del orden de $100 \text{ m}^2/\text{día}$, con un coeficiente de almacenamiento de 10^{-5} . En los basaltos miocenos, los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de $30 \text{ m}^2/\text{día}$. Estos datos, no obstante, no pueden ser tomados como representativos de todo el acuífero.

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

7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior

Complejo Basal. Dentro del Complejo Basal se agrupan materiales de muy diversa naturaleza geológica. No obstante, como regla general, se puede considerar que se trata de materiales impermeables o de permeabilidad muy baja, si bien la intensa intrusión filoniana y la fisuración que ésta conlleva facilitan cierta permeabilidad vertical secundaria, por fracturación a través de grietas y fisuras.

En el área cartografiada, prácticamente todas las captaciones de aguas subterráneas extraen agua de este nivel acuífero. El sistema empleado es a partir de pozos, que en esta área alcanzan un número importante. Sus profundidades oscilan entre 30 y 280 m, siendo la profundidad media de unos 127 m. Mayormente se encuentran cerca de núcleos habitados, como el área de Tuineje, y en menor medida, cerca de Tesejerague.

Un ensayo de bombeo realizado en uno de estos pozos en el área de Tuineje [ITGE (1990)], ha permitido conocer algunos parámetros hidrodinámicos de este nivel acuífero, dando los siguientes resultados:

- Nivel piezométrico: a 52 m de profundidad.
- Conductividad del agua: 3.900 $\mu\text{mhos/cm}$.
- Caudal: $Q = 5 \text{ l/seg}$.

Ensayo de bombeo.

- Máxima depresión: 16,18 m a los 1.480 minutos de bombeo.
- Transmisividad: 100 $\text{m}^2/\text{día}$.
- Coeficiente de almacenamiento: $6,8 \times 10^{-5}$

Estos valores de transmisividad se pueden considerar como medio-bajos, teniendo características de acuíferos con posibilidades de explotación limitada, siendo por tanto bajos los caudales de agua obtenidos.

En cuanto a la calidad del agua, los parámetros indicadores han sido obtenidos del Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)], con medidas en algunos de los pozos inventariados. De manera orientativa, se pueden dar los siguientes valores medios:

- $\text{p}^{\text{H}} = 7,3$
- CO_2 disuelto = 2386 mg/l
- Cl = 2.551 mg/l
- T = 25 °C
- C = 6.919 $\mu\text{mhos/cm}$

En la Figura 7.2 se han representado asimismo, los valores de conductividad medidos en los pozos de los que se tienen datos. La calidad del agua en esta formación es baja, con un contenido en sales minerales alto (alta conductividad), por lo que no suelen ser aptas para consumo humano. Presentan una facies clorurado-sódicas y sulfatado-sódicas. Con todo, y a grandes rasgos, el agua suele tener mejor calidad que sus equivalentes extraídas de los basaltos miocenos.

Formación basáltica miocena. Presenta una permeabilidad entre media y 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 vuelve cada vez más impermeable al producirse el cierre de microfracturas como consecuencia de una mayor presión de confinamiento, así como la colmatación de huecos por productos arcillosos de alteración.

En esta zona tiene menor importancia respecto al nivel acuífero representado por el Complejo Basal. El número de pozos que extraen agua de ella es asimismo inferior.

La calidad del agua de esta formación es baja por lo general, con un alto contenido en sales incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Ateniéndose a la clasificación del diagrama de Stiff, son facies predominantemente clorurado-sódicas (alto contenido en iones Cl^- , así como en cationes Na^+).

En general, se observa que desde la zona central más elevada hacia los sectores costeros existe un incremento gradual de la salinidad, con el consiguiente empeoramiento de la calidad del agua.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones basálticas cuaternarias. Aparecen afloramientos de este tipo en zonas marginales orientales de la hoja.

Generalmente estos materiales poseen mayor permeabilidad que los anteriores, debido al intenso diaclasado columnar que los caracteriza, por lo que favorecen la infiltración vertical del agua hacia los niveles acuíferos más profundos, permitiendo la recarga de éstos. Es por ello que si bien se encuentran en la isla pozos emboquillados en estas formaciones, por lo general deben profundizar hasta niveles más antiguos.

La calidad del agua de estas formaciones es muy baja, presentando contenidos en sales considerables.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Comprenden los depósitos detríticos de fondos de barrancos, aluviales pliocenos y de recubrimiento de laderas, así como las arenas eólicas, consolidadas o no. En general tienen buenas condiciones hidrogeológicas, pero tienen escasa importancia como formaciones acuíferas, debido a su espesor, posición topográfica, etc. Facilitan, no obstante, la infiltración de las aguas hacia niveles acuíferos más profundos.

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. En la Figura 7.4, se ha representado el sector meridional del plano de niveles piezométricos obtenidos para el acuífero

basal de la isla, sobre el que se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas del mapa topográfico.

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 divisoria de las aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

El flujo del agua subterránea se produce de manera radial, con un gradiente de la superficie piezométrica menor hacia la costa oriental que hacia la costa occidental.

De manera más precisa, en esta hoja se observan claramente dos fenómenos. Por una parte, y correspondiendo a una zona de mayor altitud, la presencia de un máximo local de las isopiezas

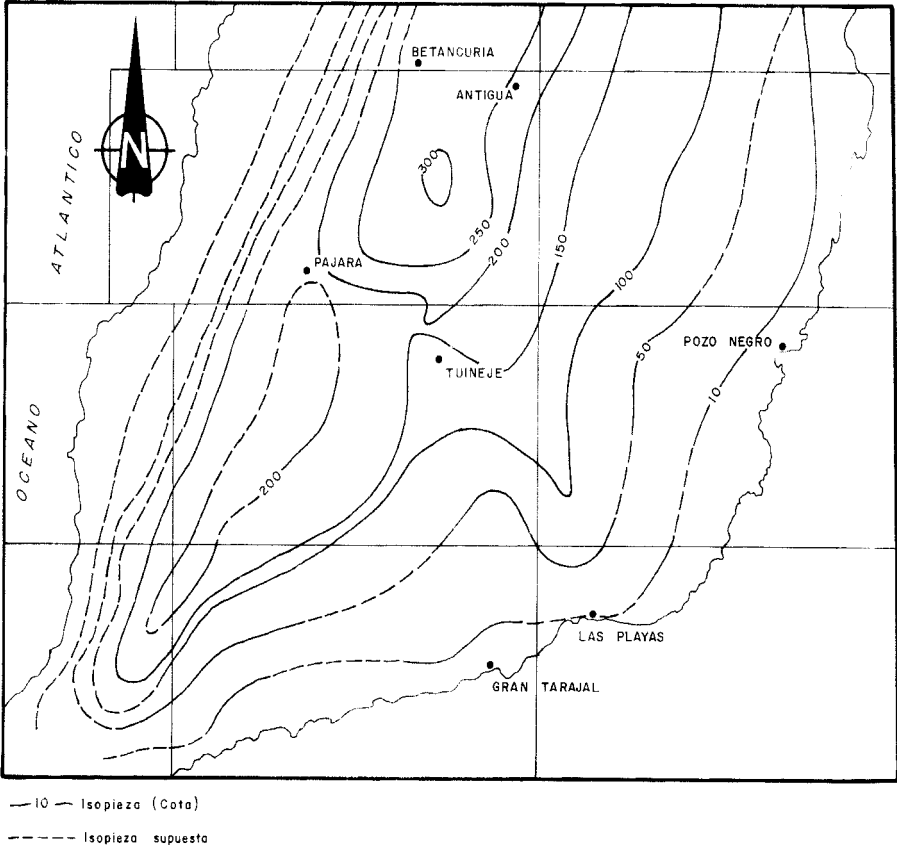


Fig. 7.3. Plano de líneas piezométricas del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

con valores superiores a 200, sobre un eje que, partiendo de Pájara, comprendería las zonas de Montaña Melindraga, Montaña Cardón, Montaña Areguía, etc.

Por otra parte, aparece claramente delimitada, a la altura de la población de Tuineje, una importante inflexión negativa de las isopiezas, siguiendo una dirección NO-SE. Esta inflexión se debe probablemente a la sobreexplotación del acuífero, como denotan la presencia de abundantes pozos alrededor de Tuineje.

La marcada inflexión positiva de los isopiezas hacia el SE se debe a un flujo preferente del agua subterránea en ese sentido, favorecido por la presencia de la densa red de diques que afecta al tramo inferior de la Fase miocena y que tiene esa misma orientación. Estos diques actúan como drenes permeables, forzando la circulación del agua en ese sentido.

8. GEOTECNIA

Se analiza 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 (1976)].

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 tres áreas y seis zonas, cuya correspondencia con los tramos cartografiados se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Se incluyen dentro de esta área todos los materiales que configuran el Complejo Basal.

Zona I₁ (2, 3, 4, 5 y 6).

Está constituida por los materiales del Complejo Basal.

Características litológicas y estructurales. Esta unidad está representada por lavas, tobas, brechas, rocas plutónicas básicas (gabros, piroxenitas) y sálicas (sienitas), así como por el conjunto masivo de diques que penetran las unidades anteriores. Los diques tienen una orientación general N30°-40°E y una disposición paralela, con una densidad de penetración cercana al 75%, que relega a las rocas anteriores a esquirlas. Los buzamientos de los diques son de tendencia subvertical.

Son rocas masivas, poco vesiculares y con diaclasado columnar acusado.

Características geomorfológicas. Los relieves en esta unidad son abruptos, con formas elevadas y pendientes fuertes. La red de barrancos que la cortan es elevada.

Características hidrogeológicas. Son materiales no permeables, drenados por numerosos barrancos. La penetración filoniana y el diaclasado favorece, no obstante, la infiltración vertical. A cierta profundidad pueden aparecer pequeñas zonas saturadas.

ÁREA II

En esta área se agrupan los materiales que pertenecen a la Fase miocena.

Zona II₁ (1, 8, 9, 11, 16 y 18).

Comprende los diques y coladas basálticas de todos los tramos de esta fase volcánica, así como los materiales traquíticos intrusivos de Morros de Pozo Negro y Cañadas del Hoyo.

Características litológicas y estructurales. Los materiales que corresponden a esta zona son mayoritariamente coladas de lava basáltica y en menor medida traquíticas, que se disponen apiladas unas sobre otras, definiendo una serie de estructura tabular, con buzamientos entre 10 y 20°. Los cuerpos traquíticos intrusivos cortan a estas coladas y a los materiales del Complejo Basal. Las coladas basálticas de la parte inferior de la serie tienen una estructuración menos definida y muestran un grado de alteración acusado, sobre todo en sus partes más superficiales. Atravesando las coladas, existe un cierto número de diques subverticales de orientación diversa.

Son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares y a menudo con disyunción columnar o diaclasado vertical acusado. Las bases y techos de las coladas suelen ser escoriáceas y menos coherentes. Los espesores individuales de las coladas varían entre 1 y 5 m, alcanzando en conjunto la serie unos 300 m-400 m.

Características geomorfológicas. El apilamiento de unas coladas sobre otras y el retoque erosivo posterior define relieves elevados y alargados, denominados localmente "cuchillos", que en esta área sólo están representados en Montaña Cardones. Otros apilamientos de lava menos importantes definen superficies planas, generalmente poco inclinadas. Sus laderas están muy verticalizadas, si bien algo suavizadas por los depósitos detríticos coluvionares. En los materiales traquíticos de Morro de Pozo Negro la morfología es también más o menos plana, con paredes muy verticales.

Características hidrogeológicas. Son materiales impermeables en condiciones normales, con un drenaje superficial aceptable. El diaclasado y lajeado que los afecta favorece la infiltración. Los tramos escoriáceos de las coladas son permeables. La presencia de almogres y depósitos piroclásticos intercalados pueden favorecer la retención del agua de infiltración y constituir niveles saturados colgados.

Zona II₂ (7,10,13,14,15 y 17)

Comprende los depósitos brechoides, sedimentarios y piroclásticos de edad miocena.

Características litológicas y estructurales. Los depósitos brechoides están formados por fragmentos angulosos y subangulosos heterométricos, de rocas basálticas mayoritariamente, englobadas en una matriz arenosa. Tienen una estructuración poco definida y un grado de cohesión notable, si bien varía de un tipo de depósito a otro. Los materiales sedimentarios son conglomerados de cantos basálticos, con espesores cercanos al metro y cierto grado de consolidación.

Los depósitos piroclásticos son de composición basáltica y carácter granular, con tamaños milimétricos y decimétricos. En general tienen un grado de consolidación mediano.

Características geomorfológicas. No generan relieves por sí solos, al estar incluidos generalmente entre lavas. Los cortes provocados en ellos por el encajamiento de barrancos favorecen taludes verticalizados, relativamente estables en condiciones normales, salvo en época de lluvias, en que su erosionabilidad es mayor y su estabilidad más precaria. En general se encuentran en zonas de pendientes importantes.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad mayor la muestran los depósitos sedimentarios y piroclásticos por su menor cohesión y carácter más granular, si bien en los últimos la alteración a productos arcillosos puede rebajar esta propiedad. Es frecuente que localmente se produzcan rezumes y la presencia de pequeños niveles saturados.

ÁREA III

En esta área se agrupa el resto de materiales presentes en la hoja, diferenciándose tres zonas.

Zona III₁ (22).

Comprende las coladas basálticas emitidas durante la fase volcánica reciente (Pleistocena media-holocena), procedentes de los volcanes de Caldera de La Laguna y Arrabales.

Características litológicas y estructurales. Son lavas muy escoriáceas en superficie y en su base, con un carácter más coherente y masivo en su interior, donde suele desarrollarse un diaclasado columnar acusado. La vesicularidad en esta parte de las coladas es baja y poco conectada.

Características geomorfológicas. Constituyen extensos campos de lava (escasamente representados en esta hoja), de superficie caótica y escoriácea, pero relativamente plana.

Características hidrogeológicas. Tienen una permeabilidad media-alta, debido a su superficie escoriácea, poco compacta, y a la disyunción columnar en su interior.

Zona III₂ (19).

Se consideran en esta zona los depósitos sedimentarios aluviales de edad pliocena, que se extienden en las zonas meridionales y orientales de la hoja.

Características litológicas y estructurales. Son depósitos detríticos groseros, heterométricos, compuestos por cantos basálticos subredondeados, englobados en una matriz arenosa. La potencia visible que alcanzan suele ser del orden de 2 a 4 m. Superficialmente tienen una costra de caliche que proporciona cohesión al depósito.

Características geomorfológicas. Se disponen horizontalmente sobre el Complejo Basal y las coladas de la Fase miocena, constituyendo superficies planas más o menos extensas y continuas, si bien están disectadas por la red hidrográfica.

Características hidrogeológicas. Son materiales altamente permeables, que pueden contener pequeños niveles saturados.

Zona III₃ (23).

Por su relativa abundancia en determinados lugares de la hoja, se han distinguido en esta zona los depósitos arenoso-arcillosos.

Características litológicas y estructurales. Constituyen un material relativamente suelto, de naturaleza arenoso-arcillosa y granulometría media-fina. Se disponen horizontalmente cuando aparecen en los fondos de valles pero pueden estar fuertemente inclinados cuando tapizan sus laderas. Sus espesores pueden ser de varios metros.

Características geomorfológicas. Adoptan una morfología aplanada, frecuentemente acar-cavada debido a su baja cohesión.

Características hidrogeológicas. Dada su naturaleza arcillosa tienen un carácter impermeable, favoreciéndose su erosión torrencial. Son asimismo frecuentes los encharcamientos.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁. Complejo Basal (2, 3, 4, 5 y 6).

Capacidad portante. Al ser materiales coherentes y estables, tienen alta resistencia y capacidad de carga elevada, si bien puede verse algo afectada en zonas muy alteradas, que pueden favorecer pequeños asentos.

Facilidad de excavación. Al no ser ripables, deben ser removilizados utilizando medios mecánicos.

Estabilidad de taludes. En general los taludes naturales observados están próximos a la vertical, pero suelen ser estables, incluso con alturas de 2 o 3 metros. La fuerte penetración filoniana puede favorecer la individualización de bloques y su caída.

ÁREA II

*Zona II*₁. Coladas e intrusivos basálticos y traquíticos miocenos (1, 8, 9, 11, 16 y 18).

Capacidad portante. Estos materiales rocosos tienen una alta capacidad portante. En ocasiones la alteración superficial y el diaclasado, acusado en algunos casos, pueden modificar las condiciones originales, produciéndose asientos de escasa consideración. La presencia de bases escoriáceas en las coladas y depósitos piroclásticos y sedimentarios intercalados no suponen, generalmente, grandes afecciones a la resistencia mecánica.

Facilidad de excavación. La ausencia de ripabilidad obliga a su excavación con explosivos o métodos mecánicos.

Estabilidad de taludes. Generalmente estos materiales tienen una estabilidad alta en taludes naturales y artificiales pronunciados. No obstante, el diaclasado columnar puede favorecer la individualización de bloques y su desprendimiento por flexión. También, la presencia de materiales menos competentes intercalados puede favorecer descalces e inestabilidades en taludes aparentemente estables.

*Zona II*₂. Depósitos detríticos miocenos (7, 10, 13, 14, 15 y 17).

Capacidad portante. El grado de consolidación de estos materiales es bajo en general, por lo que no tienen una resistencia mecánica alta, produciéndose asientos importantes. Algunos depósitos, como los de Montaña Tirba, pueden mostrar, sin embargo, mejores condiciones de resistencia.

Facilidad de excavación. La ripabilidad de estos materiales es variable de un tipo a otro. En general es mediana, pero nula en los depósitos de Montaña Tirba.

Estabilidad de taludes. Admiten taludes pronunciados, según los cortes naturales observados, pero su estabilidad puede verse afectada durante lluvias fuertes.

ÁREA III

*Zona III*₁. Coladas basálticas recientes (Cuaternario). (22)

Capacidad portante. La capacidad portante de estos materiales es media, debido a su naturaleza, frecuentemente escoriácea y vesicular. Puede alcanzar, no obstante, valores altos. Los asientos son en general tolerables.

Facilidad de excavación. La ripabilidad de estas coladas es nula, por lo que es necesario medios mecánicos para su excavación.

Estabilidad de taludes. Los taludes excavados son estables para ángulos elevados. Puede producirse caída de cascotes sueltos de las partes superficiales. La individualización de bloques por la disyunción columnar y el descalce a partir de las zonas basales, menos resistentes, puede facilitar su desprendimiento.

*Zona III*₂. Depósitos sedimentarios aluviales pliocenos (19).

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

Facilidad de excavación. Es mediana, debido al cierto grado de consolidación que alcanzan ya estos depósitos.

Estabilidad de taludes. Los cortes naturales observados muestran siempre ángulos pronunciados, si bien su estabilidad es precaria, sobre todo ante condiciones de lluvias fuertes.

Zona III₃. Depósitos arenoso-arcillosos (23).

Capacidad portante. Su capacidad de carga es baja, con asientos importantes.

Facilidad de excavación. Al ser un material relativamente suelto, se excava con relativa facilidad mediante pala y métodos similares.

Estabilidad de taludes. Es un material fácilmente desmoronable, por lo que no admite taludes pronunciados.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que supongan una amenaza inminente a las poblaciones e infraestructuras asentadas en la zona. Se caracteriza, no obstante, una serie de riesgos, que aunque de incidencia baja, pueden manifestarse ocasionalmente.

Riesgo de inestabilidades de laderas. En general, las condiciones geotécnicas de los materiales volcánicos aflorantes en el área son suficientemente aceptables como para garantizar cierta estabilidad en los cortes naturales o no provocados en ellos. Sin embargo, aspectos como la fisuración, diaclasado columnar en las coladas, descalces en su base, etc., pueden provocar ocasionales desprendimientos de bloques, sobre todo en las laderas más pronunciadas y en determinadas partes de los relieves de la Fase miocena. Donde mayor afección puede tener este riesgo en la zona es en algunas vías de comunicación.

Riesgo de subsidencia del terreno. Es bajo, dada la capacidad portante de la mayor parte de los materiales de la hoja. Debe considerarse en los materiales lávicos recientes de la zona oriental, al existir la posibilidad de presencia de tubos o cavidades volcánicas bajo las coladas.

Riesgo de erosión. Tiene cierta importancia en el área, dada la inclinación de algunas laderas y la ausencia de vegetación generalizada.

Otros riesgos, como inundaciones, eólico, volcánico, etc., no se valoran por tener una baja significación.

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 tres grupos, designados con el

calificativo más apropiado según sus condiciones constructivas: favorables, aceptables y desfavorables.

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Bajo este calificativo son escasos los materiales que se agrupan, considerándose los depósitos detríticos y piroclásticos miocenos, los depósitos aluviales pliocenos y los arenoso-arcillosos, es decir, los comprendidos en las zonas II₂, III₂ y III₃.

Los problemas que presentan a la hora de planificar estructuras y obras sobre ellos son de tipo geotécnico, baja capacidad portante, con asentamientos absolutos y diferenciables importantes y estabilidad precaria en la mayoría de los casos. Desde el punto de vista geomorfológico, al encontrarse soportando pendientes acusadas y en lugares a veces inaccesibles, limitan también sus posibilidades.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Se consideran en este grupo los materiales del Complejo Basal (Zona I₁) y las coladas basálticas de las emisiones cuaternarias (Zona III₁).

Sus condiciones geotécnicas (capacidad de carga media alta, estabilidad buena, etc.), no constituyen factores negativos a la hora de proyectar obras. Sin embargo, desde el punto de vista geomorfológico, en el Complejo Basal es donde aparece la mayor parte de los problemas, por lo abrupto del relieve, pendientes, etc.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Se engloban en este epígrafe las coladas y materiales intrusivos de la Fase miocena, Zona II₁.

Geotécnicamente tienen buenas propiedades constructivas, en la mayoría de los aspectos. En la zona, la situación geomorfológica de determinados afloramientos representa no obstante una limitación.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

No se han detectado yacimientos minerales explotables en este sector. Se han explotado, por el contrario, algunos materiales como rocas industriales para diversos usos, en pequeñas canteras que suelen estar abandonadas.

En el reciente estudio realizado por el ITGE sobre aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en las islas de Fuerteventura y La Gomera [ITGE (1992)], no se han señalado tampoco explotaciones e indicios importantes en esta área. Se mencionan pequeñas extracciones de rocas basálticas del Complejo Basal en La Degollada de Las Maretas (al oeste de la hoja),

en las inmediaciones de Las Casitas (al SO de Tuineje) y en los lugares indicados en la cartografía con el símbolo correspondiente, en las cercanías de Fayagua (barranco de las Pocetas) y al sur de Morro de Los Alguaciles. En este último lugar, el material extraído son rocas lávicas de la Fase miocena.

En general, los lugares de extracción son pequeñas canteras o escarbaderos ya abandonados o de uso esporádico. El empleo más común de este tipo de materiales es como áridos naturales y áridos de machaqueo.

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 lógicamente, 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 sus especiales características 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 PIG.

En la hoja de Tuineje se ha seleccionado una serie de 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 la "ficha resumen" diseñada por el IGME y que forman parte de la "información complementaria" a esta memoria figura, asimismo, un resumen y características de los PIG propuestos.

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

La gran mayoría de la superficie de la hoja está ocupada por unidades y formaciones del Complejo Basal. Los caracteres más representativos y definitorios de estas formaciones afloran mejor en otras hojas que en la de Tuineje, por lo que no se consideran aquí como puntos de interés geológico.

Del resto de las formaciones postcomplejo Basal hay que destacar dos unidades: las brechas y sedimentos del comienzo de los Episodios tardíos y los sedimentos aluviales pliocenos.

Brechas y sedimentos de los Episodios tardíos. Son varios los afloramientos de esta unidad. El de mejor acceso es del cerro de El Cantil, pues lo corta la carretera asfaltada de Pájara-La Pared.

El siguiente punto en importancia podría ser el de Melindruga-Morro de la Leña, al cual se puede acceder bien por Tesejerague o bien por Montaña Hendida.

Son depósitos brechoides situados en la base de las primeras coladas basálticas tardías. En su parte alta presentan, en ocasiones, niveles claramente sedimentarios de arenas y cantos. El tránsito entre la zona brechoide caótica y los niveles sedimentarios es gradual.

Estos depósitos están fosilizando el paleorrelieve del Complejo Basal y representan un importante episodio destructivo-erosivo de la Fase miocena subaérea. Por esa razón, conviene conservar algunos de estos depósitos para que un estudio sedimentológico intenso y detallado concreten y definan sus claves genéticas.

El interés es científico, de rango sedimentario-volcánico.

El ámbito de influencia es regional, ya que son pocos los afloramientos de esta naturaleza en Canarias que permitan observar los productos de destrucción masiva de los grandes aparatos volcánicos.

Sedimentos aluviales pliocenos. En toda la mitad oriental de la hoja afloran, de manera dispersa y seccionados por el encajamiento de la red hidrográfica actual, depósitos aluviales de arenas y cantos, correspondientes a las antiguas cuencas continentales pliocenas. Configuran superficies subhorizontales que, al estar incididas por las ramblas y barrancos, dejan a la vista los depósitos colgados varios metros por encima del nivel de los cauces.

Los lugares más idóneos para su conservación y observación son las áreas de la Rosa Negra, cuyo acceso se hace fácilmente desde la carretera Tuineje-Gran Tarajal.

Están constituidos por conglomerados y arenas, con cantos redondeados de fragmentos basálticos.

Su interés es científico, de rango sedimentológico. También se puede considerar el aspecto geomorfológico, ya que la superficie de los tableros, aunque disectada, es bien visible en la zona, y constituye un elemento del relieve único en la isla.

El ámbito de influencia es local.

11. BIBLIOGRAFÍA

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D. y GAST, P. W. (1971): "Potassium-Argon Ages, Volcanic Stratigraphy and Geomagnetic Polarity History of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera". *Am. Jour. Sc.*, 271, pp. 490-521.

AGOSTINI, L.; AGUILAR, M.; BRAVO, T.; CASTAÑON, A.; COELLO, J.; CENDRERO A.; FUSTER, J. M.^a; HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; LÓPEZ RUIZ, J. y SÁNCHEZ CELA, V. (1968): "Mapa Geológico a escala 1:100.000 de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Geol. Min. España-Inst. Lucas Mallada (CSIC)*.

ANCOCHEA, E.; CUBAS, C. R.; HERNÁN, F. y BRÄNDLE, J. L. (1991): "Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: Rasgos Generales del edificio central". *Geogaceta*, 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. 1-30.

BOURCART, J. y JEREMINE, E. (1938): "Fuerteventura". *Bull. Volcanol*, Ser. II, 4, pp. 51-109.

CASQUET, C.; IBARROLA, E.; FUSTER, J. M.^a; ANCOCHEA, E.; CANTAGREL, J. M.; JAMOND, C.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y HERNAN, 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. MV IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNÁN, F.; FUSTER, J. M.^a; 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, HERNAN, 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.; GIAMMERRIMI, G.; CAMPREDON, R. y STILLMAN, C. J. (1985): "Geochronology of some canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago". *Jour Volcanol. Geotherm. Res*, 25, pp. 29-52.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 pp.

FINCK, L. (1908). "Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch*, 60, pp. 76-80.

FUSTER, J. M.^a; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y vulcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid*, 239 pp.

GASTESI, P. (1969): "El Complejo Plutónico básico y ultrabásico de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias): Estudio Petrológico". *Est. Geol*, 25, pp. 1-51.

GRUNAU, H.; LEHNER, P.; CLEINTUAR, 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 *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Netherl. Akad. Arts and Sci.*

HARTUNG, G. (1857): "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Allgem. Schw. Gessell. 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 (1), 221 p.

IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.^ª; HERNÁN, F.; CENDRERO, A.; DÍAZ DE TERÁN, J. R.; CANTAGREL, J. M. y JAMOND, C. (1989): "Cronoestratigrafía de las series volcánicas postmiocenas de Fuerteventura". (Abstract). En *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 134-138.

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

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, escala 1:50.000. 1.ª edición. Hoja y Memoria 1.115. *Tuineje*".

ITGE (1989): "Inventario de Puntos Acuíferos 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". *ITGE, Servicio Documentación*, 186 pp.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STREKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks Based an the Total Alkali-Silica Diagram". *Jour Petrol*, 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, M.^ª V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*, Nº 130 (S.Investigación 32), 220 pp.

MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989). "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.

- MECO, J. y STEARNS, Ch. E. (1981). "Emergent Litoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, pp. 199-208.
- MUÑOZ, M. (1969): "Ring Complexes of Pájara in Fuerteventura Island". *Bull. Volcanol*, 33, pp. 840-861.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, R. y ROSSO, J. C. (1986): "Paléoclimatologie de Fuerteventura (Canaries)". En: *El Cuaternario reciente de Canarias / Quaternaire Recent des Canaries, Meco, J. y Petit-Maire, N, (Eds), Las Palmas-Marseille*, pp. 72-88.
- 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.
- QUIRANTES, F. y MARTINEZ DE PISÓN, E. (1981): "Los glacis de Fuerteventura". *VII Coloquio de Geografía. Navarra*, Tomo I, pp. 141-147.
- ROBERTSON, A. y STILLMAN, C. (1979): "Submarine volcanic and associated sedimentary rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". *Geol. Mag*, 116 (3), pp. 203-214.
- ROMA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post early pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull*, 81, pp. 2117-2122.
- 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 84-2840-511-9



9 788478 405114