



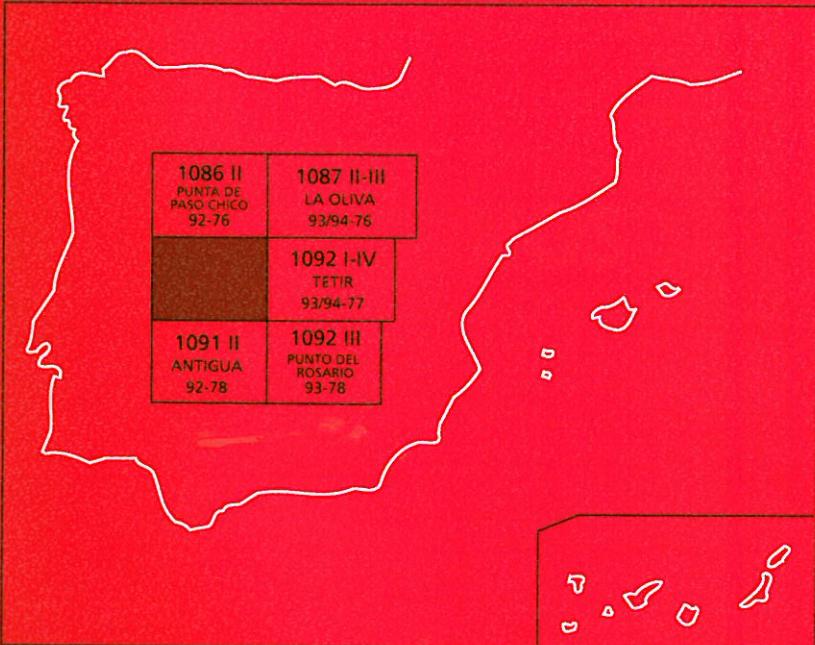
Instituto Geológico y
Minero de España

1091 I
92-77

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

LOS MOLINOS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

LOS MOLINOS

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, 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: 84-7840-504-6
Depósito legal: M-4017-2004

La presente hoja y memoria a escala 1:25.000, *Los Molinos*, 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:

- Gómez Sainz de Aja, J. A. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.

Colaboradores:

- García Meléndez, E. (Área de Geodinámica Externa, U. de León).
Cartografía geomorfológica.
- Nieto Freire, M. (U. de La Coruña). Cartografía geomorfológica.
- Vidal Romaní, J. R. (U. de La Coruña). Dr. C. Geológicas. Cartografía geomorfológica.

Redacción de la memoria

Equipo base:

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

Colaboradores:

- Brändle, J. L. (Inst. Geol. Econ, CSIC-Madrid). Dr. C. Geológicas. Geoquímica.
- García Meléndez, E. (Área de Geodinámica Externa, U. de León).
Cartografía geomorfológica.
- Meco, J. (U. Las Palmas). Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.
- Nieto Freire, M. (U. de La Coruña). Cartografía geomorfológica.
- Vidal, J. R. (U. La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.
- Rolandi Sánchez-Solís, M. Lic. C. Geológicas. Hidrogeología.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras de roca y su correspondiente preparación microscópica.
- Informes petrológicos y mapas de situación de muestras.
- Fotografías de campo de las unidades ígneas y sedimentarias cartografiadas.
- Mapa geomorfológico a escala 1:25.000.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	11
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. COMPLEJO BASAL	11
2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios	11
2.1.1.1. Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas; lavas indiferenciadas atravesadas por numerosos diques (2)	11
2.1.1.2. Coladas basálticas, rocas fragmentarias indiferenciadas y posibles intrusivos básicos	11
2.1.2. Series plutónicas	14
2.1.2.1. Serie plutónica ultralcalina. Melteigitas e ijolitas. (4a)	14
2.1.2.2. Serie plutónica alcalina	15
2.1.2.2.1. Leucogabros y melanogabros (4)	15
2.1.2.2.2. Cuarzosienitas. (5)	15
2.1.3. Complejo filoniano	15
2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN	17
2.2.1. Coladas basálticas indiferenciadas atravesadas por abundantes diques (6)	17
2.2.2. Brecha tectónica (7)	18
2.2.3. Brecha de Salinas (8)	18
2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	20
2.3.1. Fase miocena	20
2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	21
2.3.1.1.1. Coladas basálticas (9)	20
2.3.1.1.2. "Sills" básicos (10)	21
2.3.1.1.3. Cuarzotraquitas de Montaña Tindaya (11)	21
2.3.1.1.4. Diques traquíticos (1)	22
2.3.2. Fase Pliocena superior	23
2.3.2.1. Rasa marina a 10-15 m. Conglomerados, arenas y arenas eólicas. Plioceno inferior (12)	23
2.3.2.2. Conglomerados y fanglomerados (13)	24

2.3.2.3. Coladas y conos de tefra de Montaña Bermeja Plioceno Superior (14 y 15)	25
2.3.2.4. Coladas sin centros de emisión en la hoja (14)	35
2.3.3. Fase Pleistocena inferior	26
2.3.3.1. Depósitos de caliche (16) y zonas de incipiente encalichamiento (17)	26
2.3.3.2. Coladas basálticas de Montaña de la Caldera (18)	27
2.3.4. Fase Pleistocena media-holocena. Episodios recientes	27
2.3.4.1. Arenas eólicas pleistocenas. (19)	27
2.3.4.2. Sedimentos de rambla (20)	28
2.3.4.3. Coladas basaníticas de Montaña Quemada (21)	28
2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	29
2.4.1. Arenas y arcillas. (22)	29
2.4.2. Depósitos de barranco (24), Fondos de valle y depósitos cuaternarios indiferenciados. (23)	29
2.4.3. Arenas eólicas. (25)	30
2.4.4. Conos de deyección y coluviones (26)	30
2.4.5. Playas de arenas. (27)	31
3. TECTONICA	31
4. GEOMORFOLOGIA	36
4.1. LOS MATERIALES	36
4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	37
4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES	39
4.3.1. Formas volcánicas	39
4.3.1.1. Conos volcánicos (tefra)	39
4.3.1.2. Superficies de colada	39
4.3.1.3. Malpaises, coladas "aa"	40
4.3.2. Formas continentales degradativas	40
4.3.2.1. Relieves residuales	40
4.3.2.2. Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial	41
4.3.2.3. Redes dendríticas, "bad-lands" y abarrancamientos.	41
4.3.3. Formas continentales agradativas	41
4.3.3.1. Depósitos de vertiente-coluviones	41
4.3.3.2. Conos de vertiente	41
4.3.3.3. Abanicos de piedemonte	42
4.3.3.4. Glacis de acumulación	42
4.3.3.5. Depósitos de terraza	42
4.3.4. Formas marinas	42
4.3.4.1. Acantilados	42
4.4. TOPÓNIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO O GEOLÓGICO	43
4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS	43

5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	43
5.1.	COMPLEJO BASAL	44
5.1.1.	Episodios volcánicos y sedimentarios. Petrología	44
5.1.1.1.	Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas; lavas indiferenciadas atravesadas por numerosos diques (2)	44
5.1.1.2.	Coladas basálticas, rocas fragmentarias indiferenciadas y posibles intrusivos básicos (3)	46
5.1.2.	Series plutónicas. Petrología	47
5.1.2.1.	Serie plutónica alcalina	47
5.1.2.1.1.	Leucogabros y melanogabros (4)	47
5.1.2.1.2.	Rocas afectadas por metamorfismo de contacto	48
5.1.2.1.3.	Cuarzosienitas (5)	48
5.1.3.	Series plutónicas. Geoquímica	49
5.1.4.	Complejo filoniano. Petrología	49
5.1.5.	Complejo filoniano. Geoquímica	50
5.2.	FORMACIONES DE TRANSICIÓN	51
5.2.1.	Brecha tectónica (7)	51
5.2.2.	Brecha de Salinas (8)	51
5.3.	FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL	51
5.3.1.	Fase miocena. Petrología	51
5.3.1.1.	Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	51
5.3.1.1.1.	"Sills" básicos (10)	51
5.3.1.1.2.	Cuarzotraquitas de Montaña Tindaya (11)	52
5.3.1.1.3.	Diques traquílicos (1)	52
5.3.2.	Fase pliocena superior. Petrología	53
5.3.2.1.	Coladas y conos de tefra de Montaña Bermeja y otras coladas de La Ventosilla (14 y 15)	53
5.3.3.	Fase pliocena superior. Geoquímica	54
5.3.4.	Fase pleistocena inferior. Petrología	55
5.3.4.1.	Coladas basálticas de Montaña de La Caldera (18)	55
5.3.5.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Petrología	57
5.3.5.1.	Arenas eólicas pleistocenas (19)	57
5.3.5.2.	Coladas basaníticas de Montaña Quemada (21)	57
5.3.6.	Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes Geoquímica.	58
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	59
7.	HIDROGEOLOGÍA	62
7.1.	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	62
7.2.	UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS	65
7.2.1.	Nivel acuífero basal o inferior	67
7.2.2.	Nivel acuífero superficial	67
7.3.	PIEZOMETRÍA	69

8. GEOTECNIA	70
8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN	71
8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS	71
8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS	74
8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS	76
8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA	77
8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables	77
8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables	77
8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables	78
9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS	78
10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	78
10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG	79
11. BIBLIOGRAFÍA	80

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La hoja de Los Molinos corresponde al número 92-77 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:25.000, editada por el Servicio Geográfico del Ejército. Se encuentra situada en el sector centro-occidental de la isla de Fuerteventura, limitando al oeste con el océano Atlántico y al norte, este y sur con las hojas de Punta del Paso Chico, Tetir y Antigua, respectivamente.

En el área cartografiada están representadas fundamentalmente la mayoría de las formaciones del Complejo Basal, mientras que de las formaciones volcánicas subaéreas (postComplejo Basal) sólo adquieren cierto desarrollo los materiales de las Fases volcánicas pliocena superior y pleistocena media-holocena, ya que los afloramientos de las Fases volcánicas miocena y pleistocena inferior son puramente testimoniales. En todo el ámbito de la hoja sólo hay un centro de emisión, localizado en el ángulo suroeste, que ha emitido coladas, hacia el N y NO, que alcanzan la costa entre el Puerto de Los Molinos y la Playa del Jarubio.

Los relieves más importantes están condicionados por la estructura del Complejo Basal que dan lugar a superficies alomadas con orientaciones SO-NE, alcanzándose las mayores alturas en el sector SO de la hoja. Desde el sur hacia el norte, los relieves más importantes son: Atalaya de Risco Negro (318 m), Atalaya de Risco Blanco (339 m), Salinas (332 m), El Cuchilllete (246 m), Cuchilllete de la Morena (242 m), Montaña Blanca (254 m), Morro del Espino Gordo (286 m), Montañeta del Jarubio (146 m) y Morro de la Cochina (143 m.). Además de los mencionados relieves del Complejo Basal, hay que señalar la existencia de Montañeta Bermeja (323 m), centro de emisión de la Fase pliocena superior, localizado aisladamente en el extremo SE. de la hoja. Las coladas emitidas por este edificio han contribuido a formar una plataforma en esta zona SE de la hoja, que individualiza además los macizos de Salinas al sur y de Montaña Blanca-Morro de la Morena al norte.

La red hidrográfica es muy diferente de unas áreas a otras y se observa que está controlada por la estructura geológica de los materiales. En el dominio del Complejo Basal es característica la existencia de una red dendrítica típica muy jerarquizada; sin embargo, en las depresiones existentes entre estos relieves premiocenos se observan los barrancos más importantes de la hoja (Jarubio y Los Molinos), que se han encajado en materiales de las emisiones cuaternarias y pliocenas, respectivamente. En el caso del barranco de Los Molinos, dada su mayor antigüedad relativa, la incisión es mayor que en el del Jarubio, llegando a unos 40-50 m.

La costa occidental del sector estudiado es un acantilado de unos 40 m de potencia, desarrollado fundamentalmente sobre los materiales del Complejo Basal. En la zona comprendida entre la playa del Jarubio y el Tablero de la Vega Vieja se pueden observar asimismo, sobre los materiales del Complejo Basal antes citados, un apilamiento de coladas basálticas pliocenas que provocan que este sector costero tenga una morfología más convexa. Este hecho es debido a que estas coladas llegaron hasta la primitiva línea de costa y ganaron terreno al mar.

La vegetación de esta área es bastante escasa, estando constituida fundamentalmente por pequeños arbustos y algunas plantas endémicas del archipiélago. Entre otras, cabe destacar: la tabaiba (*Euphorbia* sp.), vinagrera (*Rumex lunaria*) y balo (*Plocama pendula*).

1.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Para la realización de esta Hoja Geológica se han tenido en cuenta los principales trabajos cartográficos publicados que suministran información sobre esta área concreta, así como de los sectores colindantes. En primer lugar hay que señalar el mapa geológico a escala 1:100.000 de la Isla de Fuerteventura de AGOSTINI *et al.* (1968) y la Hoja Geológica a escala 1:50.000 de La Oliva [IGME-CSIC (1967)]. Además, se ha consultado la Memoria y Mapa Geológico correspondiente, a escala 1:25.000, de Betancuria [IGME (1984d)].

En lo referente a otros tipos de información de carácter petrológico, geológico y geoquímico, se han consultado los trabajos de BOUCART y JEREMINE (1938), HAUSEN (1958) y las tesis doctorales de GASTESI (1969), MUÑOZ (1969) y SAGREDO (1969). Además se han consultado los artículos de CROFTS (1967), BLUMENTHAL (1961) y LOPEZ RUIZ (1970)..

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.* (1989a y b), 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 10 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 postComplejo 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), FERNÁNDEZ 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), FERAUD *et al.* (1985), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), además de las propias edades hechas para este proyecto, se han definido cinco fases en el Dominio subaéreo y seis en el Complejo Basal. En la Tabla 2.1 está representada la cronoestratigrafía resultante.

La estratigrafía de la hoja de Los Molinos es bastante completa, pues en ella afloran varias de las series volcano-plutónicas del Dominio del Complejo Basal, y casi todas las fases volcánicas del Dominio subaéreo. En la Tabla 2.2 se relacionan estas series y fases, así como la correlación existente entre ellas y las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

En el Dominio del Complejo Basal afloran tres de las series más antiguas del mismo. Estratigráficamente, la más baja de todas es la serie volcánica indiferenciada, en parte submarina, que comprende las primeras manifestaciones volcánicas que tuvo la isla en tiempos premiocenos. Esta fase es equivalente a lo que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) definió como Formación volcánica submarina y Formación de tobas y brechas sálicas. Posteriormente intruyó la que se considera primera serie plutónica del Complejo Basal, la Serie Plutónica ultralcalina. De los autores anteriores, sólo el Plan Magna del IGME (1984a-d) la individualizó como tal, llamándola Serie Plutónica I. FUSTER *et al.* (1968) incluían los términos básicos de esta serie como rocas del Complejo estratiforme de Bentancuria, mientras que las sienitas y carbonatitas que van ligadas a ella las asociaba con las intrusiones póstumas de traquitas-sienitas y venas carbonatíticas de dicho complejo.

Igualmente, lo que en este proyecto actual del Plan Magna se ha definido como Serie Plutónica indiferenciada, comprende términos básicos (gabros) y sálicos (sienitas) que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) consideraban parte del Complejo estratiforme. El IGME (*op. cit.*) tenía repartido entre las Series plutónicas II y otros afloramientos sálicos independientes muchas de las rocas incluidas aquí como Serie Plutónica indiferenciada.

La Formación de Transición definida en este proyecto no tiene antecedentes en la bibliografía anterior. Comprende afloramientos que presentan características intermedias entre las propias del Complejo Basal y las evidentemente subaéreas. El distinguirla por primera vez en una cartografía de Fuerteventura, tiene una intención más de enlace (o transición) entre los dos dominios que de una auténtica formación estratigráfica sincrónica en toda la superficie de la isla.

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 ultracalcarina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

Tabla 2.2. Correlación estratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-1992)
SERIE BASÁLTICA IV Volcanes con conos de cíder	SERIE VOLCÁNICA IV	FASE PLEISTOCENA MEDIA-HOLOCENA: Episodios recientes
SERIE BASÁLTICA III Volcanes con conos de cíder	SERIE VOLCÁNICA III	FASE PLEISTOCENA INFERIOR
SERIE BASÁLTICA II Volcanes con conos de cíder Volcanes en escudo	SERIE VOLCÁNICA II	FASE PLIOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcanes de Tetir)
Tobas y aglomerados subaéreos Rocas volcánicas submarinas Complejo básico estratiforme	COMPLEJO BASAL Serie Plutónica II Serie Plutónica I Form. Tobas y brechasálicas. Form. Volcánica submarina	FORMACIÓN DE TRANSICIÓN DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL Serie plutónica indiferenciada Serie plutónica ultracalcarina Serie volcánica indiferenciada, en parte de origen submarino

El Dominio subaéreo da comienzo con la Fase miocena, representada por amplias zonas del estratovolcán de Tetir. Esta fase es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (1968) y a la Serie Volcánica I del IGME (1984a-d). En el período plioceno se han distinguido dos fases volcánicas, la Fase pliocena inferior y la Fase pliocena superior. Ambas corresponden a emisiones de la Serie Volcánica II del IGME (*op. cit.*). Durante el Cuaternario se han producido dos fases, la Fase pleistocena inferior y la Fase pleistocena media-holocena. La primera corresponde a erupciones de las Series Basálticas II y III de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y, de igual manera, de las Series Volcánicas II y III del IGME (*op. cit.*). Por su parte, la última fase engloba los últimos 0,84 m.a. de volcanismo de la isla. Corresponden a algunas erupciones asignadas a la Serie Basáltica III y a todas las de la Serie Basáltica IV de FUSTER *et al.* (*op. cit.*), así como, con igual correlación, del IGME (*op. cit.*).

2.1. COMPLEJO BASAL

2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios.

2.1.1.1. Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas; lavas indiferenciadas atravesadas por numerosos diques (2)

Estos materiales aparecen en el sector norte de la hoja y afloran tanto en la franja costera entre Playa del Jarubio y Los Garañones como en los relieves de Montañeta de Jarubio-Morro de La Cochina. Es fácilmente presimible que estos dos afloramientos se encontrarán conectados en profundidad, pero el desarrollo de la plataforma costera pliocena y sus depósitos de arenas eólicas asociadas los han recubierto e individualizado.

Esta unidad aparece intensamente atravesada por una red de diques subparalelos con orientaciones N10°-30°E que ha condicionado la morfología y orientación de la costa, así como la orientación del afloramiento de Montaña de Jarubio-Morro de La Cochina. Entre los diques (en los pequeños barranquitos que seccionan este relieve y en el acantilado costero) se observan pequeñas masas de rocas, de color ocre-marrón oxidado, afectadas por procesos de brechificación y silicificación. Esto se traduce en el desarrollo de una textura de aspecto fragmentaria con venulaciones de color blancuzco y oxidaciones muy características de "visu". En un primer momento se pensó que se trataba de sedimentos detriticos silíceos, pero un estudio detallado de las muestras permitió observar que realmente eran rocas carbonatadas que habían sufrido procesos de silicificación. Además hay otros procesos de epidotización muy típicos entre los diques del Complejo Basal, correspondientes al metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes) que sufren la mayoría de unidades del Complejo.

Además de la red filoniana ya señalada, estos materiales están atravesados por otros diques más tardíos y norteados (N5°E) de composición traquítica.

2.1.1.2. Coladas basálticas, rocas fragmentarias indiferenciadas y posibles intrusivos básicos (3)

Los materiales que constituyen esta unidad son los que aparecen más ampliamente extendidos dentro del Dominio del Complejo Basal. Afloran desde el barranco de Esquinzo, al norte de esta hoja (Paso Chico-La Oliva), hasta el barranco de Ugán, al sur (hojas de Istmo de La Pared-Huertas de Chileguia), en una franja NNE-SSO de casi 40 km de longitud. Al tratarse de las rocas de caja, de tipo volcánico, del Complejo Basal, han sido intruidas por todos los macizos plutónicos y por una densa red de diques de dirección N10°-30°E. La intrusión filoniana es tan intensa que en ocasiones puede llegar al 90 o 100%, impidiendo una buena observación de cuál es la naturaleza de esta roca de caja.

Esta unidad ha sido denominada tradicionalmente por FUSTER *et al.* (1968) como Serie Submarina en sentido amplio. Por los motivos antes señalados, resulta muy complicado realizar un estudio detallado de esta unidad para diferenciar qué partes de la misma son realmente submarinas y cuáles no. No obstante, en este trabajo se ha optado por considerarla sólo en parte de origen submarino, ya que en muchos de los puntos muestreados parece que son coladas o intrusivos basálticos emitidos de manera subaérea. Debido también a la intrusión filoniana y al desarrollo de diaclasas y fracturas subparalelas a la orientación de este cortejo filoniano, hay rotura en estos materiales que constituyen la roca caja, adquiriendo una textura fragmentaria. En otras ocasiones, esa textura fragmentaria es original y parece corresponder a emisiones explosivas. En algunos puntos, como en la zona de cabecera del barranco de La Morena, se observan pequeños "screen" entre los diques, de rocas piroxénicas, con abundante venulación y alteración de carbonatos. En otros puntos al sur de la hoja se han observado en materiales de esta unidad fenómenos de fenitización y desarrollo de cristales de micas de gran tamaño, algunos de más de 3 cm.

En ningún punto del área estudiada se ha observado el muro de esta unidad, solamente en la hoja de Pájara se han cartografiado los sedimentos cretácicos del fondo oceánico que aparecen levantados y con un buzamiento inverso. La relación entre esta unidad y las rocas carbonatadas y brechificadas (n.º 2 de leyenda) que aparecen en el Morro de La Cochina no está clara y no se puede precisar cuál está debajo; por esta razón, en la cartografía se han representado de forma indentada.

2.1.2. Series plutónicas

2.1.2.1. Serie plutónica ultracalina. Melteigitas e ijolitas (4a)

El único afloramiento existente se localiza en el Morro de Los Carneros, 1,5 km al NE de la playa de Los Molinos. Se trata de un cerrito con morfología alomada parcialmente encalichado sobre el que se han desarrollado conos de deyección que dificultan la observación de la roca. Aflora una roca que, en campo, recuerda a una piroxenita; es muy negra, microgranulada y presenta cierto aspecto recristalizado, debido probablemente a las intrusiones posteriores de gabbros. Asimismo, en la costa, en el área comprendida entre La Punta del Salvaje y la Playa del Jarubio, se han encontrado pequeños enclaves de melteigitas entre los diques que constituyen la red filoniana. En esta zona costera, debido a los malos afloramientos existentes y a la intensa intrusión de diques, los contactos son difíciles de precisar, ya que no siempre se logra ver la naturaleza de la roca caja.

2.1.2.2. Serie plutónica alcalina

Cronológicamente, esta serie plutónica es posterior a la serie plutónica ultralcalina, y aunque no existen datos recientes sobre su edad, parece que datan desde los inicios del mioceno.

En los trabajos de STILLMAN *et al.* (1975), FUSTER *et al.* (1980), FUSTER (1981) e IGME (1984c-d) se consiguió establecer la sucesión de los episodios plutónicos en el Complejo Basal de Fuerteventura. Ateniéndose a esta estratigrafía, puede indicarse que los afloramientos de gabros que a continuación se describen pertenecen a las Series plutónicas más recientes (III y IV) de las distinguidas por IGME (1984c y d).

Está constituida por varios tipos de gabros y rocas algo más oscuras de tipo piroxenítico. Cartográficamente no se han individualizado estos tipos de materiales, ya que las malas condiciones de afloramiento y la densa malla de diques que atraviesa a estos cuerpos plutónicos no lo permite. Estos hechos mencionados tampoco han permitido la individualización de macizos plutónicos sin embargo, la intrusión de Morro Negro (hoja de Antigua)-Morro del Sol parece que es algo más tardía que el resto y podría tener ciertas características distintivas, como macizo independiente.

En general, esta serie es la que ocupa una mayor extensión superficial dentro del grupo de materiales plutónicos aflorantes en el Complejo Basal. Dentro de esta serie se han incluido algunas apófisis sieníticas, visibles exclusivamente en el barranco de la Solapa.

2.1.2.2.1. Leucogabros y melanogabros (4)

Esta unidad aparece ampliamente representada en esta hoja y se sitúa bordeando los relieves de Salinas (al sur) y de Montaña Blanca-Cuchillite de La Morena (al norte). Estos dos afloramientos puede que se unan en profundidad, sólo que el barranco de Los Molinos que los separa ha sido rellenado en épocas pliocenas por las coladas de Montaña Bermeja.

En general, constituyen relieves algo menos elevados y más alomados que los de las brechas de Salinas y que los de la roca caja volcánica del Complejo Basal. El contacto con esta última unidad es intrusivo. Asimismo, intruyen también en las rocas plutónicas de la serie ultralcalina, como puede observarse en el Morrito de Los Carneros. En ambos casos, estos materiales producen efectos térmicos en las zonas próximas al contacto, si bien no son tan importantes como los que producen las rocas ultramáficas en la hoja de Pájara. Sin embargo, el contacto entre los gabros y las brechas de Salinas es más difícil de establecer, pues puede que sea tectónico y/o discordante (las brechas sobre los gabros).

Como se ha comentado anteriormente, estas intrusiones están constituidas por rocas máficas de tipo gabroide (en sentido amplio), ya que se han observado leucogabros, melanogabros, gabros anfibólicos y piroxenitas. Debido a las malas condiciones de afloramiento y a la intensa inyección filoniana, no ha sido posible individualizar estos tipos litológicos. En el campo estas rocas aparecen como pequeñas masas entre la red de diques del Complejo Basal que puede llegar a representar el 50%. Presentan textura granular con diverso tamaño de grano, desde fino a grueso, y tonalidades en general más oscuras cuanto más básicas son las rocas y menor

es la proporción de plagioclasa. Así, las piroxenitas son muy oscuras, ya que están constituidas casi exclusivamente por cristales de piroxeno, siendo además mucho más densas.

Los afloramientos de Montaña de Las Salinas-Morrito de Las Altas Vacas están constituidos por gabros intensamente atravesados por diques de direcciones N5-N25°E con buzamientos predominantemente al O. Las rocas plutónicas se presentan como pequeños "screen" entre los diques.

En la zona del Morro del Sol se observan gabros de grano medio-grueso atravesados por una red de diques con una densidad del 25-30% aproximadamente. Aunque no se han distinguido contactos entre los gabros, sí se aprecian, sin embargo, facies de borde de tipo pegmatoide y cambios en el tamaño de grano. Composicionalmente son gabros olivínicos algo deformados con una orientación variable entre N5°E y N5°O.

2.1.2.2.2. Cuarzosienitas (5)

En todo el ámbito de la hoja sólo se ha cartografiado un pequeño afloramiento sienítico localizado en el fondo del barranco de La Solana, al NE de la Atalaya de Risco Negro. Se observa que esta pequeña masa sienítica, de apenas 50-70 m de diámetro, tiene un contacto neto (intrusivo) sobre los leucogabros y que forma parte, igualmente, de la misma serie plutónica. Asimismo, se advierte que el porcentaje de diques disminuye sensiblemente al cambiar de la unidad 4 (gabros) a la unidad sienítica (5), aquí estudiada. Los diques que atraviesan estos materiales son de poca potencia (<1 m) con orientación N-S o N10°E, de naturaleza afanítica y de composición basáltica-traquibasáltica. A nivel de muestra de mano se observa que son sienitas de grano fino-medio, algo epidotizadas, con colores gris-verdosos de alteración. Los componentes principales son feldespatos, piroxenos y algunos minerales maficos. El tamaño de grano de los cristales mayores es de 3-4 mm.

2.1.3. Complejo filoniano

La unidad más característica del Complejo Basal de la isla de Fuerteventura es su densa red filoniana. Aflora de manera casi ininterrumpida desde la zona de Montaña Blanca-Montaña Millocho (hoja de La Oliva) hasta la zona de Ugán (hoja de Istmo de La Pared), representando una extensión superficial de más de 45 km de longitud. Esta hoja estudiada se enclava dentro del sector norte del Complejo Basal.

En la cartografía de la hoja se ha intentado siempre resaltar la naturaleza de la roca encajante, y por este motivo, se ha representado esta unidad con una trama de líneas paralelas, acorde con la dirección general que presenta, sin asignársele número de leyenda. La mayor o menor densidad de esta trama se corresponde con una mayor o menor densidad en la intrusión.

Esta inyección filoniana corresponde con un régimen regional distensivo de esfuerzos perpendicular a la misma y con orientación ONO-ESE. Aunque los diques llevan pautas subpareladas de dirección variable entre N5°-45°E, la intrusión se produce en varias etapas. Así, los diques más antiguos parecen ser más anchos, alterados y están afectados por un proceso de me-

tamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes). Tienen direcciones N5°-15°E. A continuación se observan otros diques subverticales al oeste con direcciones predominantes entre N15°-35°E, muy abundantes en el área de Montaña Salinas. Por último, hay diques y "sills" tardíos que aparecen de manera aislada y con direcciones muy variables que pueden indicar un cambio en el régimen de esfuerzos. Quizás se relacionan con las manifestaciones volcánicas del estratovolcán mioceno. En esta área presentan direcciones entre N60°-75°E.

En general, los diques son de composición basáltica y/o traquibasáltica, siendo más abundantes los tipos afaníticos sobre los porfídicos. Estos últimos tienen fenocristales más abundantes en la zona central y texturas de borde de enfriamiento en los extremos. En otras ocasiones aparecen bordes divagantes y terminaciones digitadas, siendo más frecuente en los diques tardíos. Los espesores, aunque variables entre 80 cm y 2,5 m, suelen tener potencias medias de 1-1,2 m. Hay diques más anchos pero son muy escasos y algunos de ellos de composición sálica, ya señalados en el apartado correspondiente.

2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN

Se ha agrupado en este epígrafe un conjunto de unidades que, aunque afloran en el ámbito geográfico del Complejo Basal, presentan una serie de características distintivas con los materiales propiamente dichos del Complejo Basal. Algunas de estas formaciones pueden significar el tránsito de la fase submarina a la fase subaérea, aspecto poco estudiado hasta el momento, y que resulta de vital importancia para entender la geología de la isla de Fuerteventura.

2.2.1. Coladas basálticas indiferenciadas atravesadas por abundantes diques (6)

En este apartado se agrupan unos materiales de difícil identificación y asignación, que como se indica en el título del epígrafe, están atravesados por un elevado porcentaje de diques. El afloramiento en cuestión ocupa una franja alargada en dirección N15°E de 1,5 km de longitud por unos 0,3-0,4 km de anchura, localizada en la zona próxima al Morro del Chupadero-Morro del Espino Gordo.

La roca caja observada es de naturaleza basáltica y parece corresponder a coladas, si bien ocasionalmente pueden observarse materiales de aspecto seudotobáceo, de tonos grises. Los diques presentan direcciones norteadas acordes con las pautas de la red filoniana del Complejo Basal, pero también se encuentran varios diques traquíticos norteados que contrastan por su color claro y mayor anchura. Los contactos E y O de este afloramiento son con la unidad 3 de leyenda ("coladas y rocas fragmentarias indiferenciadas"). Se trata de contactos difíciles de precisar y que en parte pueden considerarse como supuestos. Además, las condiciones de los afloramientos, con el clásico recubrimiento superficial, no son muy adecuadas para poder individualizar claramente estos materiales.

Otro elemento que también contribuye a complicar esta individualización es la gran intensidad de la red filoniana, que dificulta en muchos casos la observación de la roca caja. Hacia el sur y suroeste, los límites son más nítidos, ya que entran en contacto con las rocas plutónicas, aflo-

rantes en el Morro del Espino Gordo. En el sector norte, estos materiales están recubiertos por las coladas recientes de Montaña Quemada que llenaron el barranco del Jarubio.

2.2.2. Brecha tectónica (7)

Como su nombre indica, esta unidad cartográfica está relacionada con un sistema de fracturas ligado a la tectónica existente en el Dominio del Complejo Basal. Corresponden a bandas tectónicas que afectan, mayoritariamente, a los gabros y a sus rocas encajantes.

Las dos bandas de fracturación más importantes se hallan limitando el relieve de Salinas y presentan una orientación N-40°E. Estas bandas de deformación quedan interrumpidas por las coladas pliocenas de Montaña Bermeja que llenaron el barranco de Los Molinos. Al norte de este barranco resulta mucho más problemática la continuación de estas fracturas, habiéndose localizado solamente en el borde occidental del Cuchillete de la Morena y en el área septentrional de El Cuchillete. En estos dos últimos casos parece que la orientación es algo diferente a la señalada anteriormente, presentando aquí, respectivamente, direcciones N25°E y N15°E.

La característica más típica de estos materiales es su aspecto brechoide y escasez de matriz. Además es una constante la extrema angulosidad de los fragmentos; éstos suelen estar constituidos por gabros y trozos de diques antiguos. El tamaño de los mismos es variable, si bien la mayoría queda comprendido entre 6 y 40 cm.

Uno de los afloramientos donde mejor pueden observarse estos materiales es en la cabecera del Barranco de La Fuente Blanca. En este punto se comprueba la existencia de una zona muy monomicta, formada casi exclusivamente por fragmentos de gabros, la cual se localiza en las inmediaciones del contacto con las rocas plutónicas. Sin embargo, según se asciende por el barranco, se pasa casi insensiblemente a unas brechas compuestas mayoritariamente por fragmentos de diques con matriz escasa.

En la parte baja de la ladera E del barranco de Las Gaviotas aflora una brecha cataclástica con escasa matriz y fragmentos muy angulosos. Éstos son, en su mayoría, trozos de diques de tonos marrón-rojizo y, más escasamente, de basaltos porfídicos. Por encima se observa que la brecha está constituida por bloques de gabros, algunos de los cuales exhiben gran tamaño. Además se comprueba que estos materiales están atravesados por diques con direcciones acordes a las pautas de la intrusión filonianas del Complejo Basal.

En los afloramientos situados al O del Cuchillete de La Morena estas brechas constituyen pequeños "screens" entre los diques, ya que la densidad de la intrusión filonianas es muy elevada en esta zona. Así, ocasionalmente, la anchura de la banda de deformación en este sector es de apenas unos 10 m.

El origen de estas brechas, aunque tectónico, resulta incierto en cuanto a las causas que las produjeron, pero, en general, parece que coinciden espacialmente con una zona de intensa intrusión, localizada en el área de Salinas, situándose las brechas de forma paralela a este cordón de diques.

2.2.3. Brecha de Salinas (8)

Estos depósitos se localizan preferentemente en el sector SO del área cartografiada y constituyen los relieves de Salinas (332 m), Atalaya de Risco Blanco (339 m) y Atalaya de Risco Negro (318 m). Además, se han encontrado pequeños afloramientos dispersos en la zona centro-norte (El Cuchillete, Rosa de Ocalia y Barranco de Las Tenerías). Asimismo, estas brechas pueden ser en parte correlacionables litológicamente con las brechas íticas Ampuyenta que afloran en las hojas de Tetir y La Oliva, así como con los afloramientos de Montaña de Tao (hoja de Puerto del Rosario).

Estos materiales brechoides no muestran ninguna estructuración interna, observándose todo tipo de tamaños de fragmentos; la mayoría de ellos se sitúa entre 2 y 16 cm. También aparecen algunos bloques de más de 30 cm, y excepcionalmente, alguno puede alcanzar un metro de diámetro.

La naturaleza de los cantes es eminentemente basáltica, existiendo tipos olivínicos, olivínico-piroxénicos, plagioclásicos y afaníticos. Estos últimos son los más abundantes y deben corresponder fundamentalmente a fragmentos de diques antiguos. También se han hallado líticos de rocas plutónicas de tipo gabroideo. La matriz es arenosa y presenta colores rojizos y ocres, sin que en ningún caso se hallan encontrado componentes juveniles.

El afloramiento más importante es el localizado en la zona de Salinas-Atalaya de Risco Blanco que ocupa una franja de unos 3 km de longitud (alargada en sentido NE-SO), con una anchura de aproximadamente 1,2 km. Este afloramiento está limitado por dos zonas de fracturas subparalelas ocupadas por brechas tectónicas (véase apartado 2.2.2) que ponen en contacto estos materiales con el macizo de rocas plutónicas del Morro del Sol y Recogederos. Toda esta zona está afectada por la intrusión filoniana, si bien la densidad es muy variable de unos puntos a otros. Los diques provocan resaltos a modo de paredes, debido a una mayor resistencia a la erosión que las brechas; así, puede observarse cómo éstos se concentran en bandas de mayor densidad, por ejemplo en la parte alta de la Loma de Salinas.

En el pequeño afloramiento de El Cuchillete se contempla que las brechas están claramente discordantes sobre la unidad 3 de leyenda (roca caja en s.l. del Complejo Basal). Además, se observa que mientras en aquella unidad el porcentaje de diques era muy elevado (>70%), en ésta es bastante menor. En este afloramiento se ha observado un incremento en el porcentaje de fragmentos plutónicos y conviene también señalar la existencia de una masa de leucogabros que, topográficamente, quedan sobre las brechas. Este hecho es difícil de explicar a no ser que se trate de algo alóctono que haya sido englobado en las brechas durante su transporte. A este respecto se pueden sugerir ciertas analogías entre estas brechas y las facies deslizadas de la Brecha Roque Nublo que aflora en el sector SO de la isla de Gran Canaria.

Esta unidad ha sido asignada a las Formaciones de Transición, no sin reservas, con lo cual se pretende señalar que aunque aflora en el Dominio del Complejo Basal y está afectada por la intrusión filoniana, su carácter es el de una formación claramente de emplazamiento subáereo y posiblemente originada por la destrucción parcial o total de un edificio estratovolcánico de gran magnitud, probablemente el tramo inferior del Edificio norte o Tetir; sería por tanto, en este caso, equivalente estratigráficamente a la brecha Ampuyenta. La diferencia más no-

table es el hecho de estar situada en el Dominio del Complejo, lo cual hace que esté afectada por la intrusión filonianas en mayor medida que lo está la brecha Ampuyenta. Estas hipótesis, aún sin demostrar, sugerirían que el emplazamiento de muchos de los diques del Complejo Basal ha tenido lugar con posterioridad a las primeras emisiones de la Fase miocena. Por tanto, la mayor o menor densidad de diques no condiciona la cronología relativa, sino que, más bien, es una cuestión de "dominio"; los diques se concentrarían en un eje estructural, perfectamente definido.

2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.3.1. Fase miocena

Con posterioridad al emplazamiento del Complejo Basal se produce una serie de eventos volcánicos subaéreos durante el mioceno que dan lugar a la construcción de tres grandes edificios estratovolcánicos, equivalentes a lo que FUSTER *et al.* (1968) llamaron SERIE-I. Este término ha sido sustituido por el de Fase miocena. En esta hoja, esta fase tiene un desarrollo areal muy escaso, ya que sólo son pequeños afloramientos, continuación de los existentes en la hoja de Tetir, donde sí ocupan grandes extensiones. De los tres edificios mencionados, el único que aparece de manera marginal en el área estudiada es el Edificio norte o Tetir.

2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

En el sector norte de la isla es donde están mejor representadas las brechas tipo Ampuyenta. Por este motivo se ha utilizado la denominación de Grupo Ampuyenta para designar a los materiales lávicos y volcanoclásticos que incluyen la brecha. Se sitúan desde la parte basal del edificio hasta la discordancia que aparece al techo de las brechas. En esta hoja, estos materiales están muy pobemente representados.

2.3.1.1.1. Coladas basálticas (9)

Estos materiales ocupan una extensión areal muy reducida a lo largo de la hoja y se limitan a varios afloramientos distribuidos en el sector oriental. Entre ellos, cabe mencionar los existentes en la zona del Tablero del Corralito y en la Rosa de Ocalia. En conjunto no llegan a ocupar ni $0,5 \text{ km}^2$. Estos últimos afloramientos mencionados, situados en la Rosa de Ocalia y barranco del Jarubio, presentan mucha alteración superficial y están parcialmente recubiertos por materiales arenosos y/o caliche, lo cual dificulta su observación. Además, constituyen pequeños asomos aislados entre los aluviales y depósitos cuaternarios sin que sea posible observar su muro. Sin embargo, en el afloramiento del Tablero del Corralito se comprueba que estas coladas se sitúan discordantemente sobre los materiales del Complejo Basal, por debajo de las cuarzotraquitas de Montaña Tindaya.

Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas porfídicas, con fenocristales de olivino relativamente frescos, atravesados por abundantes diques con orientación preferente N30°-35°E y buzamiento al oeste 60°. Además, en esta zona, se observa una proporción anormalmente alta de diques traquíticos con orientación N15°-30°E. Por último, aparecen diques básicos tardíos que se alabeán y cortan a estos materiales miocenos con orientación N150°E. La intensa inyección filoniana dificulta la observación de las coladas e impide evaluar su potencia y características estructurales. También, estas coladas basálticas suelen presentar una típica alteración en "grano de millo", y ocasionalmente, la disgregación de los fenocristales de piroxeno hace que toda la superficie recuerde a un campo de "picón", debido a su coloración negruzca.

2.3.1.1.2. "Sills" básicos (10)

Se describe en este apartado un potente "sill" basáltico que aflora en la ladera suroccidental de Salinas, que continúa hacia la Atalaya de Risco Blanco con una longitud de unos 2,5 km.

La edad de esta intrusión no se conoce con exactitud, pero lo que sí parece claro es que es posterior a las Brechas de Salinas (a las cuales intruye), así como a los diques del enjambre filoniano. Algunas de las razones que han movido a individualizar este "sill" del resto de los diques del citado enjambre son su potencia, continuidad lateral y menor buzamiento. Además, tiene la particularidad de presentar, en su parte central, un núcleo "enfriado" de tipo gabroideo.

Debido al pequeño buzamiento que presenta, puede dar lugar a confundirlo con una colada, ya que buza unos 10-15° al NO, pero en un examen más detallado se observa la base plana característica, con un contacto muy nítido y bordes de enfriamiento típicos en ambas partes. La composición de la roca es muy similar a la de los gabros que aparecen en el núcleo, diferenciándose en el tipo textural, porfídico en el caso del "sill". A nivel de muestra de mano se observa que es un basalto olivínico-piroxénico relativamente fresco.

2.3.1.1.3. Cuarzotraquitas de Montaña Tindaya (11)

En el ángulo NE de la hoja, en la zona del Tablero del Corralito, existe un pequeño afloramiento de cuarzotraquitas que es prolongación del existente en la hoja de Paso Chico, en la zona del Tebeto. A su vez, estos materiales están íntimamente relacionados con la intrusión de Montaña Tindaya, localizada en la hoja de La Oliva, pero a poca distancia de los afloramientos señalados.

Estratigráficamente se sitúan sobre las coladas basálticas miocenas (9), siendo su contacto planar muy nítido. A techo aparecen las coladas pliocenas del edificio La Ventosilla. Se observa que estas traquitas truncan a la red de diques básicos que atraviesan a las coladas basálticas mencionadas. En muestra de mano, estas rocas se caracterizan por presentar colores claros con tonos beige y grises, y zonas alteradas superficialmente con tonalidades en bandas concéntricas y/o paralelas de colores rojizos y manganeso. Este hecho ha provocado que estos materiales sean empleados como rocas ornamentales para el revestimiento de fachadas, si bien, debido a su textura de aspecto arenoso, no admiten el pulimento.

En la hoja de La Oliva se ha observado que las cuarzotraquitas de Montaña Tindaya intruyen en las coladas basálticas del tramo inferior de la Fase miocena. Esta intrusión fue clasificada por HAUSEN (1958) como domo de lava; FUSTER *et al.* (1968) la clasifican como un "plug" y MUÑOZ (1969) como un domo endógeno. Últimamente, CUBAS *et al.* (1988-89) lo consideran como un domo-colada, siendo el domo propiamente dicho Montaña Tindaya y correspondiendo las coladas a estos afloramientos de Montañetas del Tebeto-Tablero del Corralito y Llanos de Tindaya. El problema, pues, consiste en discernir si este afloramiento, aquí estudiado, corresponde a una colada o a un intrusivo, puesto que el salidero de Montaña Tindaya es claramente intrusivo. En el caso de que estos afloramientos fueran coladas, habría que suponer que se erosionó una importante masa de materiales basálticos del tramo inferior en un período de tiempo relativamente corto, puesto que la base de estas coladas se sitúa entre 50 y 120 m, y la cota actual de Montaña Tindaya es de 400 m. Otra hipótesis podría sugerirse en la existencia de fracturas que compartimenten y basculen estos bloques. Por otra parte, también puede suponerse que se trate de prolongaciones subvolcánicas a modo de "sill" que se conectan con el centro de emisión de Montaña Tindaya.

2.3.1.1.4. Diques traquíticos (4)

Como ya se ha comentado en el apartado (2.1.3) la edad de la malla de diques que atraviesan los materiales del Complejo Basal es bastante difícil de calcular, ya que hay varias generaciones de ellos y pueden inferirse edades pre o sin miocenas. De las observaciones de campo puede deducirse que los diques traquíticos, aquí estudiados y cartografiados, son siempre los más tardíos y cortan al resto de la red filoniana básica.

Por esta razón y por su composición, se les ha individualizado cartográficamente.

En conjunto, estos diques traquíticos corresponden principalmente a inyecciones según directrices subverticales, si bien, ocasionalmente, puede observarse alguno algo más tendido. La mayoría de ellos presenta direcciones norteadas N45°-N15°E con potencias medias comprendidas entre 1 y 2,5 m. En el campo exhiben colores de alteración blanco-crema que contrastan con los tonos oscuros de los diques básicos, así como con los gabros y resto de rocas encajantes.

Los mejores afloramientos se localizan en la zona de El Cuchillete, extendiéndose hacia el norte en la zona del Morro del Chupadero y Morro del Espino Gordo. Alguno de ellos presenta ocasionalmente longitudes del orden de 1,5 km.

En el extremo nororiental de la hoja, al E del Morro de la Cochina, existe otro conjunto de diques traquíticos que se extiende hacia la hoja de Paso Chico hasta el afloramiento traquítico de las Montañetas de Tebeto. Son diques de unos 2 m de potencia media, con direcciones N10°E-N20°E, buzando unos 60-70° al oeste; encajan tanto en los sedimentos síliceos del Complejo Basal como en las coladas basálticas de la base de la Fase miocena. Asimismo, se observa que aunque son prácticamente posteriores a toda la malla de diques, existen algunos diques básicos tardíos, con direcciones N150°E, que cortan a los diques traquíticos mencionados.

Por tanto, barajando todos los criterios de campo mencionados y a falta de nuevos datos geocronológicos, puede inferirse que estos diques se hallan relacionados con las intrusiones de Montaña Tindaya y Tebeto y que corresponden al mioceno. Finalmente, hay que mencionar que también se ha encontrado una generación de diques traquíticos más anchos y antiguos, con potencias medias de 3-5 m, aflorantes en la zona del Puerto de Los Molinos y Barranquillos Blancos. Estos diques no se han individualizado cartográficamente, ya que al ser anteriores a la malla de diques del Complejo Basal resulta muy difícil su cartografía. La dirección de estos diques basálticos varía en esta zona entre N10°E y N30°E con buzamientos al NO, variables entre 35 y 75° NO. Asimismo, se han observado pequeños "screens" de rocas traquíticas en la zona de Agua Salada, próxima al Embalse de Los Molinos, que deben corresponder a diques o pequeñas intrusiones traquíticas anteriores.

2.3.2. Fase pliocena superior

Dentro de esta fase de actividad se han distinguido dos unidades sedimentarias y otras dos volcánicas, si bien estas últimas se describen conjuntamente por pertenecer ambas al Edificio volcánico de Montaña Bermeja (14 y 15). Este edificio ha sido datado recientemente por COELLO *et al.* (1992) en (2,7-2,9) m.a. con lo cual pertenecería a la fase de actividad volcánica del Plioceno superior. Sin embargo, a nivel general, se habla de Fase pliocena para incluir los conglomerados de la rasa que aparecen en la base de estas coladas.

En cuanto a las formaciones sedimentarias, tienen una representación areal muy desigual, pues mientras la rasa (12) se extiende a lo largo de toda la costa, los conglomerados y fanglomerados (13) se restringen únicamente a unos pequeños afloramientos localizados en el borde sur de la hoja.

2.3.2.1. Rasa marina a 10-15 m. Conglomerados, arenas y arenas eólicas. Plioceno inferior (12)

Los materiales que constituyen esta unidad afloran a lo largo de toda la línea de costa occidental de la hoja, constituyendo en muchos casos un delgado nivel poco accesible localizado en el acantilado. A efectos cartográficos, se han agrupado en una sola unidad los conglomerados y areniscas que constituyen la rasa (s.s.) y las dunas y arenas eólicas que se desarrollan sobre el nivel de playa, antes citado.

Estos depósitos, a pesar de su reducido espesor, tienen una considerable extensión lateral, pudiendo observarse de manera ininterrumpida desde Tostón Cotillo hasta la Punta de Jandía y continuar por el sur de la isla hasta Costa Calma. Descansan sobre una plataforma de abrasión tallada en el Complejo Basal y en los basaltos miocenos a alturas entre los 60 m (en Morro Jable) y la decena de metros. Están cubiertos por depósitos eólicos, aluviales, por los basaltos pliocenos y por un grueso costrón calcáreo (caliche).

Los primeros autores que mencionaron la existencia de fósiles terciarios en Fuerteventura (*Strombus coronatus* y *Nerita plutoris*) fueron ROTHPLEZ y SIMONELLI (1890). Posteriormente,

HAUSEN (1958), CROFTS (1967), LECOINTRE *et al.* (1967) y KLUG (1968) describen depósitos marinos de la costa oeste de Fuerteventura y de Jandía, y los consideran cuaternarios. HAUSEN (1967) insinúa dudas sobre la antigüedad de los depósitos. Las primeras dataciones radiométricas de coladas en relación con los depósitos marinos [ABDEL MONEM, *et al.* (1971)] indican una edad terciaria para éstos. MECO (1975, 1977, 1981, 1982, 1983) realiza un estudio paleontológico y los asigna al Plioceno inferior, y MECO y STEARNS (1981) lo confirman con nuevas dataciones K/Ar.

Los depósitos están constituidos por areniscas y conglomerados marinos con clastos basálticos, a veces de gran tamaño, muy redondeados y rubefactados. Las areniscas son biodetriticas y de color blanquecino. En conjunto, constituyen un nivel delgado con espesor variable de 1,5-5 m. Sobre ellos se desarrollaron, con la regresión pliocena, inmensas dunas calcareníticas con gasterópodos de tierra. Se observa que este proceso eólico de formación se ha interrumpido al menos cuatro veces por hiladas de aluviones sucesivamente más débiles la primera hilada y más fuerte arrastró también fragmentos de fósiles marinos provenientes de la parte más interior y más alta de los depósitos marinos. Estas enormes y extensas dunas pliocenas fueron removilizadas posteriormente y dieron lugar a las dunas pleistocenas y a los "jabales" subactuales o históricos. Desde la Playa del Jarubio hasta el Puerto de la Cruz, estas dunas pliocenas aparecen recubiertas por las coladas del Plioceno superior de Montaña Bermeja. Al norte de esta playa mencionada y hacia el borde septentrional de la hoja, se puede observar claramente una superficie paralela a la costa de unos 500 m de anchura media, constituida por arenas eólicas parcialmente recubiertas por depósitos de caliche. En el tercio meridional de la hoja, al sur del barranco de la Cruz, han sido cartografiados también estos depósitos eólicos sobre los materiales de la rasa. La rasa está levantada en esta zona unos 10 o 12 m sobre el nivel del mar actual y las arenas eólicas se encuentran muy cementadas. Al techo, se observan unos depósitos de ladera y conos de deyección que descienden hacia el mar desde los relieves del Complejo Basal de Recogederos-Caleta del Barco.

En conjunto estos depósitos son extremadamente ricos en fauna, siendo los fósiles más abundantes y característicos los siguientes: *Gryphaea virleti* (Deshayes), *Nerita emiliana* Mayer, *Strombus coronatus* Defrance, *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leonina* (Basterot), *Rothpletzia rudista* Simonelli y *Patella ambrogii*, además de infinidad de algas calcáreas y grandes moldes de *Haliotis* sp. Según los datos aportados del estudio faunístico, puede pensarse en un ambiente litoral cálido. Además estos depósitos se corresponden paleontológicamente con los observados en la isla de Lanzarote, en un nivel marino semejante situado sobre los basaltos miocenos. Asimismo, pueden establecerse ciertas analogías con los depósitos del noroeste de Gran Canaria, relacionados íntimamente con el Ciclo Roque Nublo de edad pliocena.

2.3.2.2. Conglomerados y fanglomerados (13)

Esta unidad ocupa una extensión muy reducida en la hoja; se pueden citar tan sólo dos afloramientos que se localizan en la zona costera del Tablero Caleta del Barco y en el límite sur del embalse de Los Molinos. El primero de los afloramientos cartografiados se sitúa, discordantemente, sobre la red de diques del Complejo Basal y queda en contacto lateral (indentándose con los materiales de la rasa marina pliocena y las arenas eólicas asociadas, pero en cualquier

caso, inferior a 7 m. Según las analogías observadas entre estos depósitos y los existentes en las proximidades de la playa de Los Mozos (hoja de Antigua), pueden considerarse de edad pliocena, ya que en esa hoja están situados justo en la base de la colada de Montaña Tirafé.

El segundo de los afloramientos cartografiados se encuentra también situado sobre los materiales del Complejo Basal en la parte sur del Embalse de Los Molinos. Está constituido por arenas y cantes de subangulosos a subredondeados, sin ordenación interna. Tiene una potencia de unos 4 o 5 m y parece corresponder, asimismo, a depósitos de rambla o coluviones antiguos. Al techo de estos materiales aparece la colada del edificio Montaña Bermeja (Plioceno superior).

2.3.2.3. *Coladas y cono de tefra de Montaña Bermeja. Plioceno superior (14 y 15)*

Este edificio se encuentra situado en la esquina SE de la hoja, unos 2km al sur de la localidad de Tefía. Es un cono de piroclastos de color rojizo, relativamente mal conservado, con unas dimensiones superficiales máximas y mínimas de 1.300 y 500 m, respectivamente, y una altura desde su base de unos 130 m. Sus emisiones lávicas se extienden principalmente al N y NO, rodeando parcialmente los relieves del Complejo Basal del área de El Cuchillete-Morro de La Morena. Estas coladas dan lugar a una extensa planicie que ocupa las áreas mencionadas anteriormente y es denominada con los siguientes topónimos: Llano de las Pedreras, Llano de Los Opacos, Llano de las Salinas, Llano de La Laguna, Tablero de Las Casitas y Llano de Muchichafe. En todas estas llanuras, la superficie lávica está parcialmente encalchada, y en muchas ocasiones es difícil de visualizar el tipo de roca. Los mejores afloramientos, por tanto, se encuentran en el corte natural del barranco de Los Molinos y en la costa. En esta última zona se alcanzan los mayores espesores (del orden de 20-23 m) entre el Puerto de los Molinos y El Salvaje. Son coladas básicas, masivas, de color negruzco, con bases escoriáceas y potencias individuales de unos 2 m. En muestra de mano se observa que la roca es un basalto olivínico algo alterado, pudiendo citarse como curiosidad la existencia de fenocristales de piroxeno en las muestras tomadas en el centro de emisión, mientras que todas las coladas son exclusivamente de composición basalto-olivínico.

Estas emisiones se han asignado a la Fase pliocena superior por dos razones fundamentales: 1) por criterios de campo, ya que se sitúan inmediatamente encima de la rasa pliocena, y 2) por los datos geocronológicos aportados por ABDEL MONEM *et al* (1971), MECO y STEARNS (1981) y por COELLO *et al.* (1992). Los primeros autores dataron estas coladas en las proximidades del barranco de Los Molinos en 4,25 m.a., mientras que los últimos han datado dos muestras de estas coladas obteniendo una edad de 2,7 y 2,9 m.a. Por su parte, MECO y STEARNS (*op. cit.*) obtuvieron una edad de 2,7. Estas últimas edades parecen más coherentes puesto que existe un evento muy importante en todo este sector occidental entre 2,9 y 2,4 m.a, representado por la alineación: La Ventosilla-Montaña Bermeja-Montaña Tirafé y grupo de Antigua.

2.3.2.4. *Coladas sin centros de emisión en la hoja (14)*

Dentro de este apartado se describen, una serie de afloramientos de coladas basálticas de la Fase pliocena que no pertenecen al centro de emisión de Montaña Bermeja, anteriormente

descrito. De todos ellos, el más importante es el localizado en el ángulo NE de la hoja. Se trata de un brazo lávico del volcán de la Ventosilla (véase hoja de Tetir). Hacia el sur del barranco de las Pilas hay otro retazo de coladas pliocenas que da lugar a una especie de "islote" dentro del malpaís de Fase reciente de Montaña Quemada, conocido con el topónimo de La Roseta. Hay otro pequeño asomo situado en la ladera SE de la Montaña de Jarubio que queda también parcialmente recubierto por el malpaís mencionado. Por último, hay que señalar otro afloramiento que se continúa hacia la hoja de Tetir, localizado en la zona meridional del malpaís (área de Rosa Nueva). Estas últimas coladas parecen provenir de los edificios de Tetir-La Matilla.

En conjunto, puede indicarse que se trata de coladas básicas con fenocristales relativamente frescos pero con un encalchamiento superficial muy desarrollado. En general, son rocas neogruzcas, porfídicas y algo alteradas. Las potencias son muy reducidas, apenas unos metros (2-6 m visibles), y suelen estar parcialmente recubiertas por las coladas recientes de Montaña Quemada.

2.3.3. Fase pleistocena. inferior

Se ha asignado a esta fase volcánica una serie de coladas que se caracterizan por estar prácticamente desprovistas de caliche y además no conservan las superficies escoriáceas clásicas de los malpaíses. Coincidén en parte con la Serie III de FUSTER *et al.* (1968). En esta hoja, estos materiales volcánicos están prácticamente ausentes, salvo un pequeño asomo de coladas del edificio Montaña de La Caldera. Además pueden asignarse a esta fase los depósitos de caliche.

2.3.3.1. Depósitos de caliche (16) y zonas de incipiente encalchamiento (17)

La fase principal de encalchamiento tiene lugar con posterioridad a las emisiones pliocenas, representadas en esta hoja fundamentalmente por las coladas del edificio Montaña Bermeja. Estos depósitos de caliche tienden a concentrarse en estas zonas de superficies de coladas subhorizontales o pequeñas áreas deprimidas. Además, estos materiales se han desarrollado también sobre los depósitos de arenas eólicas localizados en la ladera occidental de La Montañeta del Jarubio-Morro de La Cochina.

El origen de estos suelos ha sido muy discutido, pues mientras unos autores se inclinan por la infiltración, otros defienden la percolación o infiltración del carbonato cálcico. En general, son depósitos característicos de climas desérticos o subdesérticos, en los cuales alternan períodos de grandes sequías y otros de lluvias. Así, durante los períodos lluviosos se produce la disolución de las sales en el agua y en la roca que forma el sustrato; posteriormente, en las épocas secas se favorece la evaporación del agua que asciende por capilaridad y precipita las sales en las fisuras y zonas más superficiales.

Como se ha comentado anteriormente, estos depósitos se desarrollan principalmente sobre las superficies de coladas pliocenas esto provoca la existencia de llanuras con una coloración blanquecina, que en parte recuerdan a las "parameras castellanas". Los contactos entre las coladas y el caliche son muy subjetivos y problemáticos, pues depende de lo que quiera resaltarse. Por

este motivo, se ha optado por señalarlos como supuestos y además se ha introducido el término de "zona de incipiente encalchamiento". Así, se da idea de que se trata de un depósito muy delgado. Esto no ha impedido que estos materiales hayan sido utilizados en las construcciones locales, bien para la producción de cal, bien como bloques o sillares. Hoy en día están prácticamente en desuso estas explotaciones.

2.3.3.2. *Coladas basálticas de Montaña de la Caldera* (18)

En este apartado se describe un pequeño afloramiento de apenas 100 m de largo por 50 m de anchura con forma elipsoidal y localizado en el borde oriental de la hoja (zona de Rosa Nueva). Por similitud composicional, aspecto de campo y correlación lateral, se ha asignado a las coladas básicas de Montaña de la Caldera. Este centro de emisión se sitúa unos 4 km hacia el este (dentro de la hoja de Tetir), al sur de la localidad de La Matilla.

Las coladas parten del cono en dirección norte, y después de recorrer unos metros, giran bruscamente hacia el oeste, encauzándose por la depresión del Risco-Llano del Cordobés, hasta las cercanías de la Rosa de Ocalia. Estos materiales se caracterizan, a diferencia de los de la Fase pliocena, por la ausencia casi total de encalchamiento superficial. Además, otra cualidad fundamental es el grado de arrasamiento de la superficie lávica y la práctica ausencia de malpaís, con lo cual son claramente diferenciables de los materiales de la Fase reciente. Son coladas afa-níticas, algo vesiculares, con fenocristales de olivino relativamente frescos.

2.3.4. **Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes**

A esta fase se han asignado los últimos eventos volcánicos que han tenido lugar en la isla de Fuerteventura. Se trata de erupciones de tipo estromboliano, de edad pleistocena media-holocena, si bien en ningún caso son históricas esto es, todas ellas son anteriores al siglo XV. Un rasgo común a las coladas de esta fase es la existencia de grandes superficies escoriáceas de tipo malpaís.

2.3.4.1. *Arenas eólicas pleistocenas* (19)

En esta hoja, estos materiales aparecen exclusivamente en las laderas septentrionales de Montaña Blanca-Morro de La Morena. Sin embargo, estas arenas afloran extensamente en otras zonas de la isla, constituyendo, por tanto, una etapa eólica importante que debió tener lugar con posterioridad a la fase de encalchamiento principal. Estos depósitos forman antiguas dunas que se adosan a las laderas del Complejo Basal y que se distinguen de las holocenas por su color más asalmonado y/o anaranjado, además de presentar paleosuelos intercalados muy característicos. Son arenas biodetríticas constituidas por pequeños fragmentos de caparazones de moluscos, con estratificación cruzada. Además, se ha encontrado abundante fauna de gasterópodos de tierra y nidos de antófora.

Estas formaciones eólicas y los depósitos de playa antiguos han sido estudiados fundamentalmente por MECO (1975, 1977, 1988, 1989), MECO y PETIT MAIRE (1986 y 1989) y PETIT MAIRE *et al.* (1987). Estos autores han estudiado la paleoclimatología de las islas de Lanzarote y Fuerteventura y estudian diversos niveles de playa y los episodios dunares desde el Plioceno hasta la actualidad.

2.3.4.2. *Sedimentos de rambla* (20)

A esta unidad se han asignado tan sólo dos pequeños afloramientos que aparecen en la zona de conjunción de los barrancos del Jarubio y Vista de Jarubio. La razón por la cual se han separado de otros depósitos cuaternarios de barranco es por su situación estratigráfica a muro de las coladas holocenas de Montaña Quemada. Son, por tanto, anteriores a esta erupción, pero posteriores a las arenas eólicas pliocenas sobre las cuales se asientan, y a los depósitos de caliche.

Están constituidos por conglomerados de cantes angulosos y subangulosos de naturaleza eminentemente basáltica con tamaños variables desde 3-4 cm hasta 20-25 cm. Hay también pasadas de arenas, y en ocasiones, el material detrítico fino llega a ser más abundante que los conglomerados. La potencia observada en el corte de los barrancos mencionados es de unos 2,5-6 m. Uno de los dos afloramientos cartografiados se sitúa justo en el frente de la colada reciente, y recuerda muy vagamente a los depósitos morrénicos existentes en los frentes de los glaciares.

2.3.4.3. *Coladas basaníticas de Montaña Quemada* (21)

El Edificio Montaña Quemada se halla situado en el cuadrante NO de la hoja de Tetir, por lo cual se remite al lector a esta hoja para la consulta de las características geológicas del cono piroclástico.

Las coladas basaníticas de esta erupción son de tipo "aa", algo escoriáceas y presentan un malpaís relativamente bien conservado. A nivel de muestra de mano, se observa que es una roca básica, negruzca, de matriz afanítica, en la que destacan pequeños fenocristales de olivino (frescos) con color verdoso característico.

A efectos cartográficos, se ha intentado individualizar las coladas de esta emisión, pudiendo establecerse unos primeros episodios que se localizan en el sector oriental de la hoja y que presumiblemente no llegaron a avanzar tanto hacia occidente como las últimas coladas. Estas últimas han cubierto parcialmente a las primeras, dejando una serie de ventanas en la parte más septentrional (Rosa de Caneguín y Rosa del Coronel) y otra en el área sur (Rosa Nueva). Estas zonas se caracterizan por presentar una superficie más degradada y arrasada superficialmente, con menor desarrollo del malpaís. Las coladas de los últimos episodios han circulado en sentido E-O, encauzándose por el corredor de los barrancos del Jarubio y Vista del Jarubio y quedándose retenidas a escasa distancia de la playa del Jarubio (400-600 m aproximadamente). En el

frente de avance se observa una masa caótica de sedimentos que recuerda muy vagamente a las observadas en las morrenas frontales de los valles glaciares.

La potencia de estas coladas sólo ha sido posible medirla en los cortes naturales de los barrancos del Jarubio y Vista del Jarubio. En estos puntos se han llegado a medir hasta unos 20 m, observándose a muro los depósitos de la rasa pliocena. La parte media e inferior del apilamiento presentan una acusada disyunción columnar, mientras la parte alta son coladas más vesiculares, que superficialmente provocan un campo de bloques de lava y un malpaís poco vegetado y bien conservado.

En el campo se observa que estas coladas son posteriores a la fase de encalichamiento generalizada que tuvo lugar al inicio del Pleistoceno. En cuanto a la edad absoluta de esta emisión, recientemente, COELLO *et al.* (1992) la han datado en 0,87 m.a. En el presente trabajo se han asignado estas coladas a la Fase pleistocena media-holocena según criterios de campo, posición relativa y grado de conservación de los malpaíses.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

En este epígrafe se incluyen aquellas formaciones sedimentarias cuaternarias sin una previsión determinada de su edad.

2.4.1. Arenas y arcillas (22)

Esta unidad aparece muy escasamente representada en esta hoja, limitándose a un pequeño afloramiento situado al sur del edificio Montaña Bermeja, que se continúa, hacia el sur, en la hoja de Antigua.

Se trata de depósitos arenos-arcillosos que se desarrollan en zonas endorreicas o de difícil drenaje. Se caracterizan por sus colores marrones-anaranjados y por presentar un acarcavamiento muy acusado. Las potencias son muy variables, habiéndose medido varios metros de espesor en la vecina hoja de Tetir, en las "vegas de La Matilla y Tetir". En este afloramiento estudiado, el espesor es mucho más reducido.

2.4.2. Depósitos de barranco (24). Fondos de valle y depósitos cuaternarios indiferenciados. (23)

En este apartado se describen conjuntamente las unidades 23 y 24 de leyenda, ya que presentan muchas características comunes. Además, en muchos casos, es realmente complicado separar los depósitos de fondo de barranco de otros tipos de depósitos cuaternarios asociados. Por otra parte, al haberse encauzado las coladas pliocenas y holocenas por zonas deprimidas y/o antiguos barrancos, hace que los depósitos de barranco en esta hoja sean relativamente escasos. Los dos ejemplos más significativos son el barranco del Jarubio y el de Los Molinos. Sin embargo, los barrancos existentes exclusivamente sobre los materiales del Complejo Basal

suelen estar más encajados y pueden llevar funcionando varios millones de años. Estos barrancos, como el de Fuente Blanca, Las Gaviotas, La Morena, presentan un depósito caótico, constituido por arenas y gravas de diversa granulometría. Ahora bien, en el caso de los depósitos del barranco de La Casa, se observa que hay una gran proporción de arenas de color marrón aceo, algo encostradas superficialmente.

Sin embargo, en la zona próxima a La Rosa de Ocalia, en el barranco del Jarubio, se observa que los depósitos aluviales, de unos 2 m de potencia, se apoyan sobre una antigua costra de caliche. Estos depósitos están constituidos por arenas grises y cantes con tamaños variables desde 2-15 cm, sin que se aprecie ordenación ni imbricación de cantes.

2.4.3. Arenas eólicas (24)

Se trata de un pequeño afloramiento localizado en las proximidades de La Playa del Jarubio. Sin embargo, estos depósitos de arenas eólicas holocenas están ampliamente representados en otros sectores de la isla, tales como Corralejo o el Istmo de La Pared, donde son conocidos con el nombre local de "Jable". Son arenas eólicas sueltas que presentan morfología de dunas y son removilizadas por el viento. Están constituidas por pequeños fragmentos de caparazones de moluscos y presentan fauna de gasterópodos de tierra y nidos de antophora. Son, por tanto, arenas bioclásticas de color claro, producto de la removilización en épocas holocenas de otros depósitos eólicos anteriores.

2.4.4. Conos de deyección y coluviones (26)

Estos depósitos se sitúan preferentemente al pie de los relieves constituidos por los materiales del Complejo Basal. Suelen presentar formas en planta seudotriangulares, con el vértice agudo apuntando hacia la zona de cabecera y lateralmente son en su mayoría coalescentes. Este hecho puede observarse muy bien en toda la orla que bordea el relieve de El Cuchillete por el sur.

Están constituidos por una acumulación caótica de cantes y bloques heterométricos, angulosos y subangulosos. La naturaleza de estos cantes depende, como es lógico, de la composición de las laderas. Dado que esta área del Complejo Basal está afectada por una gran intrusión de diques, se observa que una gran proporción de los fragmentos son trozos de diques de composición basáltica y traquibasáltica. Además, se encuentran cantes de rocas plutónicas y de diques traquíticos. Los tamaños más comunes están comprendidos entre 6-20 cm, comprobándose que entre los bloques existe material detritico fino, compuesto por arenas, arcillas y pequeños cantes. No se aprecia estratificación ni ordenación interna, pero ocasionalmente se encuentran cementadas debido al desarrollo de caliches.

Asociados al Edificio Montaña Bermeja se encuentran varios conos constituidos casi exclusivamente por materiales basálticos. Algunos de ellos están en parte encalichados, lo cual denota cierta antigüedad; sin embargo, los localizados en la vertiente sur son relativamente más jóvenes y sólo están parcialmente vegetados.

2.4.5. Playas de arenas (27)

Dentro del área estudiada sólo existen dos playas actuales dignas de mención, localizadas ambas en la desembocadura de los barrancos de La Culata, Fuente Blanca y Barranquillos Blancos.

La Playa del Jarubio está constituida por un cordón de arenas de unos 200 m de longitud directamente conectado con las arenas eólicas (25) que se sitúan al sur de la misma. En la Playa de Los Molinos se observan cantes rodados y bolos de tamaños muy variables, de composiciones fundamentalmente basáltica o traquibasáltica. Además, hay algunos de rocas plutónicas básicas, así como de diques traquíticos. Ocupan una extensión muy reducida de apenas unos 100 m de longitud máxima.

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 subáreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua, es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por el contrario, 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 en-

mascarar la fisuración temprana abierta en el fondo oceánico durante la inyección del magmatismo de la isla, y son por tanto de poca ayuda para estimar los paleoesfuerzos regionales del comienzo de su formación en profundidad.

También, otro ejemplo de la variabilidad del campo de esfuerzos está en la intrusión de estructuras "ring complex" como el de Vega de Río Palmas, 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, etc.).

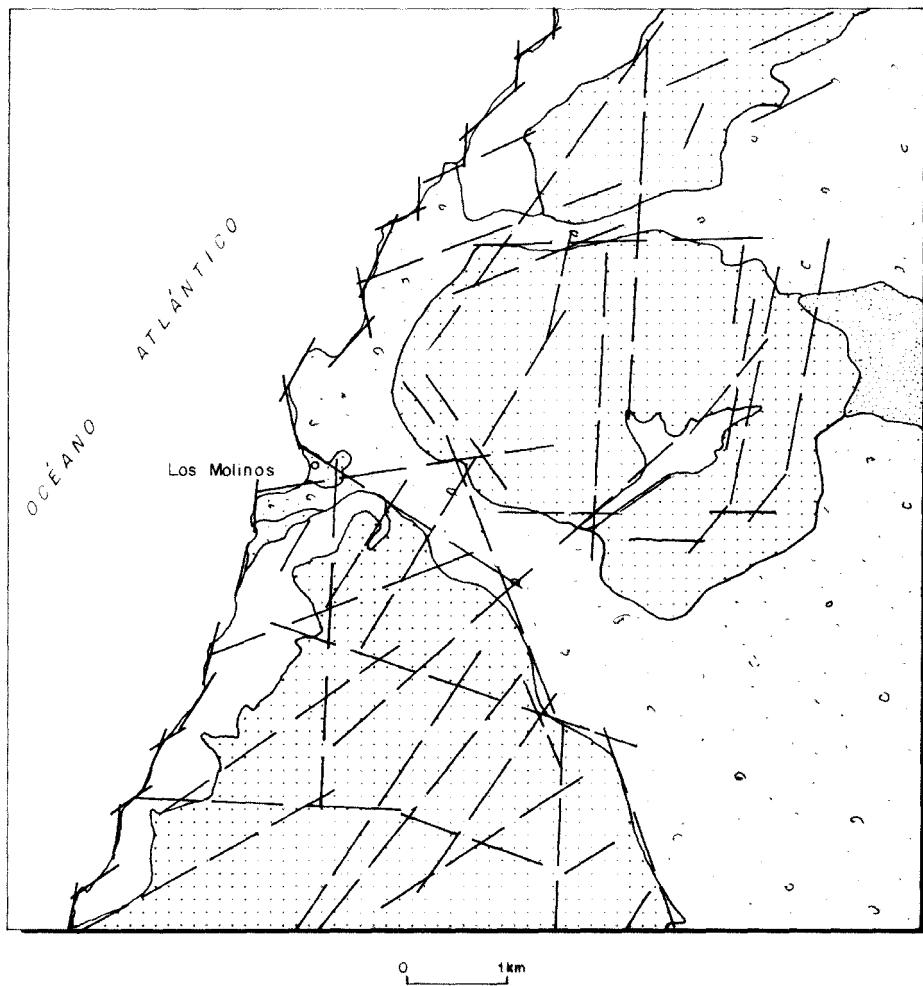
También la presencia de diversos niveles de rasas marinas indican movimientos en la vertical, que igualmente serán considerados dentro de dicho análisis.

En la hoja de Los Molinos está representado principalmente el dominio del Complejo Basal. Por su parte, el dominio subaéreo comprende unos pequeños afloramientos miocenos y otros de coladas "intracanyon" del volcanismo pliocuaternario que discurren hacia el sur por el barranco del Jarubio y el barranco de Los Molinos.

—En un esquema simplificado de lineamientos (Fig. 3.1), realizado solamente con los de la base altimétrica, se puede observar una mayor profusión de los mismos en el dominio del Complejo Basal. A lo largo de la costa, las dos direcciones de lineamientos aflorantes configuran una malla rómbica con una componente principal alargada a N10°-15°E. Igualmente, los lineamientos que aparecen hacia el interior también manifiestan una dirección preferente similar, entre N5°E y N30°E, propia del campo de esfuerzos regional de naturaleza extensional que actúa con dirección ONO-ESE desde los tiempos miocenos. Este régimen es el que produce la intensa inyección filoniana masiva que atraviesa a los materiales del Complejo Basal.

Hay una segunda familia de lineamientos, ligeramente cruzada y superpuesta con la anterior, cuyas direcciones están comprendidas entre N80° y N120°E. Esta superposición puede entenderse como el cambio de régimen en los esfuerzos, desde el más antiguo de dilatación lineal, de carácter regional, hasta otro de compresión vertical, más local, que surgió durante el comienzo y desarrollo del gran estratovolcán de Tetir, una vez relajados los esfuerzos regionales.

En menor medida, hay otros lineamientos a N150°E que, superpuestamente, deberán ir ligados también con el esfuerzo de compresión vertical puntual.



LEYENDA

<input type="checkbox"/>	Recubrimientos sedimentarios	<input type="checkbox"/>	Volcanismo mioceno
<input checked="" type="checkbox"/>	Volcanismo pliocuaternario	<input type="checkbox"/>	Complejo Basal

Fig.3.1. Esquema de lineamientos.

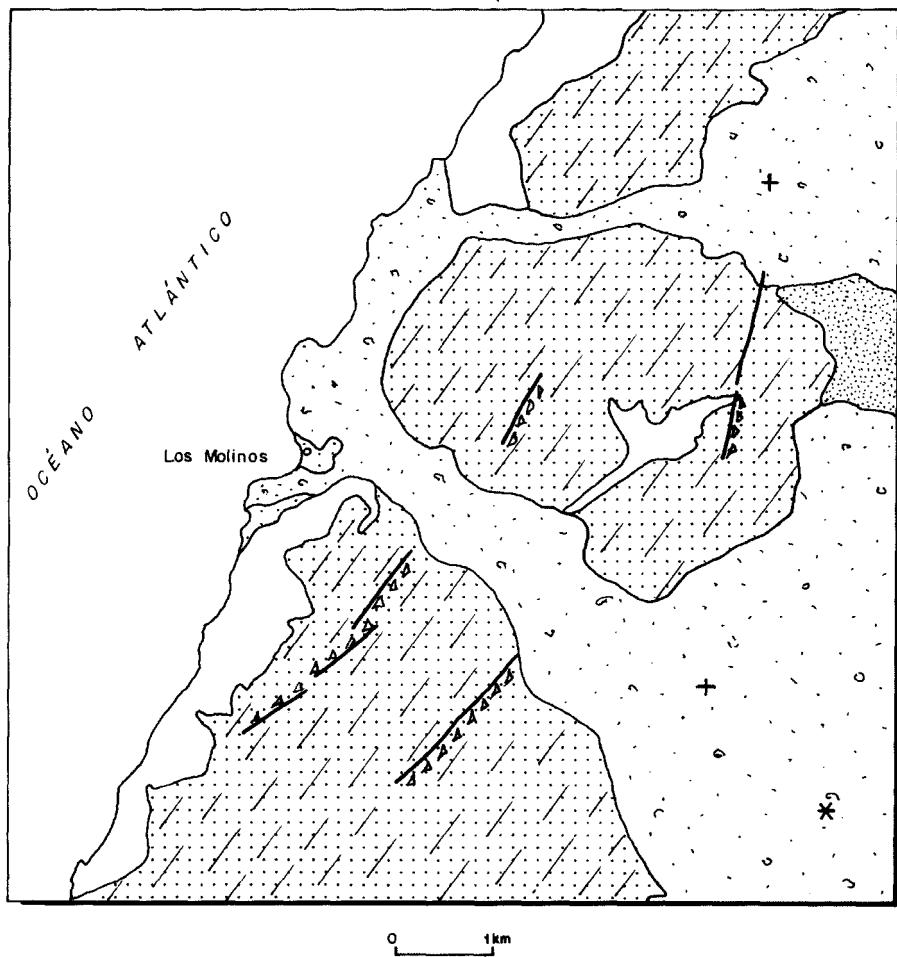
—En el esquema de elementos volcánico-estructurales (Fig. 3.2), hay dos estructuras principales: el sistema filoniano lineal y las fracturas paralelas al mismo.

El enjambre de diques lineal se presenta con dirección N30°-40°E, concordante con la dirección principal de lineamientos. Sin duda, estos últimos son fiel reflejo de la geometría de los primeros. Su naturaleza y geometría sugieren una inyección filoniana desde una única, pero muy estrecha, zona de inyección. Forman un pasillo de dirección NNE que atraviesa todo el Complejo Basal y deja poca roca caja visible. Muchos de los diques se emplazan sin deformar la roca caja durante al menos 36 millones de años. La intrusión de estos diques añadió pocos kilómetros de corteza al Atlántico [≥ 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 se emplazó en niveles altos, a través de las fisuras, producidas en 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 últimas intrusiones de gabros (área del Morro del Sol, etc.) la densidad es menor del 30%. 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. Los últimos diques intruidos de este complejo filoniano parecen ser los de naturaleza sálica (traquitas), cuya dirección es concordante con el resto.

La tectónica frágil de los materiales del Complejo Basal está muy bien representada por un conjunto de fallas paralelas, que recorren la hoja de un extremo a otro, con dirección N30°-40°E, es decir, concordantes con el enjambre filoniano. En la Figura 3.2, se puede observar que estas fracturas limitan los relieves mayores del complejo (el vértice Salinas al sur y El Cuchillete de la Morena al norte). Están afectando principalmente a los gabros de la unidad (4), provocando un pasillo de brechificación tectónica de varias decenas de metros, en el que se aprecia con claridad la tectonización progresiva de los gabros. Lugares donde se puede observar muy bien esta circunstancia son el barranco de la Culata y las laderas noroccidentales del vértice Salinas. Las dos bandas de estos lugares tienen su prolongación hacia el norte en las áreas de Los Cuchilletes. A su paso por el barranco de Los Molinos están cubiertos por las coladas "intracanyon" de Montaña Bermeja.

La fracturación de estos materiales está asociada, sin duda, con el emplazamiento en superficie del Complejo Basal. La edad concreta de estas fracturas es postunidad gabroidea (4) y pre coladas pliocenas de Montaña Bermeja. Por datos isotópicos del agua que meteorizó a los plutones del Complejo Basal, JAVOY *et al.* (1986) deducen que era meteórica y no submarina, por lo que la intrusión de dichas masas tuvo que ser en niveles altos de la corteza. Esto supone que la progresiva ascensión del edificio primitivo de la Fuerteventura emergente tuvo lugar por encima de una zona de extensión crustal lineal, con los diques penetrando la superestructura volcánica, hasta los tiempos del Mioceno medio. Posteriormente, los reajustes finales en superficie ocasionaron esta fracturación frágil que aflora en la hoja.



SIMBOLOGÍA

- * Centro de emisión sin cráter
- // Directriz dominante de la malla de diques del CB
- Falla
- Brechas tectónicas
- + Dirección y buzamiento

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

Dentro de esta hoja, el volcanismo pliocuaternario se manifiesta sólo en el centro de emisión de Montaña Bermeja. Se puede saber la orientación exacta que tiene la fractura eruptiva por la que surgió, pues tiene próximo otros centros de igual edad (2,8 m.a.) con los que se puede alinear, como son los que afloran cerca de Antigua. El hecho de que esta fisura, de dirección norteada, se localice en los límites occidentales del valle central, sugiere que debe estar relacionada con la transición (probablemente tectónica) entre los dominios del Complejo Basal y el subaéreo, a través del valle central.

Los movimientos en la vertical están representados por la rasa marina pliocena, aflorante, de manera continua, a lo largo de toda la costa. Su cota es variable, situándose entre +10 y +15 m, y siendo, por tanto, similar a las alturas que presentan tanto en la hoja del norte (Punta del Paso Chico) como en la del sur (Antigua). Las causas de esta elevación son aún inciertas y requieren un análisis más detallado.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

La superficie de esta hoja se halla ocupada, principalmente, por materiales correspondientes al Complejo Basal y, en menor medida, a las Fases pliocena y cuaternaria. Se agrupan, esencialmente, alrededor de los tres accidentes topográficos de Salinas (332 m), Morro del Espino Gorodo (266 m) y Morro de la Cochina (143 m).

Estos tres enclaves, en un principio verosímilmente unidos y formando parte del mismo conjunto, han sido incididos por la red de drenaje e individualizados por el barranco de Los Molinos y el barranco de la Vista de Jarubio. La incisión ha sido aprovechada durante la Fase pliocena y la Fase pleistocena media-holocena (barranco de la Vista de Jarubio) por coladas de basaltos que se han encauzado, según ellas, fosilizando el relieve preexistente.

En el borde de la costa, la erosión marina, durante las etapas marinas transgresivas y los episodios de eolización y de coluvionamiento de laderas intercalados con ellos (originados en las fases marinas regresivas), han dejado una delgada cobertura de sedimentos que constituyen el tercer grupo de materiales presentes en la hoja con representación cartográfica.

El comportamiento geomorfológico de estos materiales es bien diferente. En efecto, los materiales de mayor antigüedad (Complejo Basal y Fase miocena), mucho más abundantes y compactos, se comportan como el basamento en toda esta hoja y dan lugar a los relieves más vigorosos e importantes de la misma. Son frecuentes, sobre todo en el SO, relieves alomados redondeados, en donde la red de incisión actual ha excavado a veces profundos barrancos, pero tanto el escaso recorrido de los cursos como el carácter masivo antes mencionado de los materiales afectados determina la existencia de vertientes gradadas, aunque abruptas. Sólo donde los barrancos inciden depósitos sedimentarios recientes, o poco cohesionados, se pueden alcanzar desarrollos casi verticales en las laderas de los barrancos.

Las rocas volcánicas correspondientes a la Fase pliocena y Episodios recientes, por su misma naturaleza (coladas básicas), se adaptan a un relieve previo, sin apenas alterarlo, y resultan,

más que en formas convexas, en el amortiguamiento por relleno de los relieves cóncavos pre-existentes. Sólo en aquellos puntos en donde la incisión posterior al emplazamiento de las coladas de basaltos ha sido más enérgica (líneas de drenaje o borde costero acantilado) se observan escarpes verticalizados sobre estos materiales, que actúan como elementos resistentes, reduciendo la degradación erosiva de los materiales infrayacentes, marino o continentales, menos cohesionados (Puertito de Los Molinos).

Del resto de los afloramientos presentes en la hoja, los correspondientes a materiales de origen eólico son los más abundantes. Afloran prácticamente a lo largo de todo el borde costero y a veces, aprovechando las depresiones existentes entre los relieves del Complejo Basal y Fase miocena pueden llegar muy hacia el interior (Tableritos de la Muley). Su grado de consolidación es variable, hallándose en algunos casos fuertemente consolidados por encalchamiento, (Montaña Blanca), fosilizando el relieve previo sobre el que se apoyan y suavizando sus formas (por relleno de las depresiones). En otras, sin embargo (tramo costero entre Piedra de Domínguez y Puerto de la Cruz), se hallan bastante sueltos y pueden incluso ser removilizados, dando lugar a la formación de formas eólicas activas. La erosión da en estos casos una red de drenaje dendrítica muy encajada (con acaravamientos) en estos materiales.

Asociados espacialmente a estos depósitos eólicos, se hallan los de origen marino, que raramente van a dar lugar a formas o superficies cartografiadas a la escala de esta hoja y que sólo mencionamos aquí por su alto valor cualitativo. Se trata de depósitos también con un grado de consolidación variable, pero en general más débil que los materiales entre los que se intercalan.

Finalmente, y correspondiendo a la fase de coluvionamiento reciente, se relaciona todo el sistema de abanicos de piedemonte y conos de vertiente, que si bien recubren arealmente una gran extensión, no tienen otro papel geomorfológico que el de amortiguar levemente las irregularidades de las formas previas.

De manera adjunta se incluye una reducción del Mapa Geomorfológico realizado originalmente a escala 1:25.000.

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

Los materiales correspondientes al Complejo Basal y Fase miocena son los que permiten reconstruir el relieve más antiguo del que se conservan restos en esta hoja.

El lapso de tiempo transcurrido entre la deposición de los materiales miocenos y el primer modelado superficial del que se conservan huellas está, sin embargo, muy distanciado, y no existen datos que nos permitan reconstruirlo con la menor verosimilitud. En cualquier caso, la inclinación de las capas de los materiales volcánicos o volcanosedimentarios (por ejemplo Formación Ampuyenta) hacia el E es lo único que se conserva de la paleogeografía de la isla, al menos en la superficie de esta hoja, para esta fase inicial.

Representamos los acontecimientos geomorfológicos que debieron de tener lugar entre el final de la deposición miocena y el comienzo de la pliocena, y que debió de ser muy compleja, como una fase(s) erosiva(as), de las que sólo se conservan los tres residuales de Complejo Basal y Fase

miocena, separados del mar por un frente casi continuo, con desarrollo de rasas marinas elaboradas sobre roca por el O. En el E la gran depresión central también estaba determinada. Los bordes de estos tres residuales, culminados en los picos de Salinas, Morro del Espino Gordo y Morro de la Cochina, degradados en la zona interior o continental, y con desarrollo de glaciares, así como de amplios valles de origen fluvial-torrencial, indican, al menos para la etapa próxima al Plioceno, climas cálidos húmedos, con desarrollo de perfiles de alteración, etc. No existe registro sedimentario abundante o representativo de este momento, si se exceptúan los existentes en el borde de la costa, y que aparecen representados, principalmente, por depósitos eólicos, formados casi exclusivamente por bioclastos marinos que fosilizan a depósitos marinos de playa y que, en zonas de relieves enérgicos, se intercalan por depósitos de vertiente bien representados (coluviones, depósitos torrenciales, etc.).

El hecho de que estos depósitos eólicos y de vertiente se apoyen sobre una rasa marina bien definida *in situ* y en algún caso por la superficie de abrasión (por ejemplo, entre Playa de Jarubio y Los Garañones), indica que corresponden a una fase regresiva marina, que sería entonces posterior en edad a la de los niveles marinos que fosiliza (¿Plioceno?). Las diferencias de altura, de hasta 5 m, que existen entre los distintos niveles marinos atribuidos al Plioceno que afloran en esta hoja sugiere la posibilidad de que exista más de una edad, dentro del Plioceno, para los mismos. Ello ayudaría a explicar las diferencias en los espesores, por ejemplo, de las arenas eólicas, más potentes hacia el S y menos espesas hacia el N, cuando los enérgicos relieves que dominan la costa en el residual de Salinas son el punto menos propicio para la acumulación y preservación de estos depósitos eólicos y de vertiente (lo contrario de lo que debiera de ocurrir en el tramo de costa que corresponde al residual del Morro del Espino Gordo). De cualquier modo, existe un evidente diacronismo entre niveles marinos por una parte y eólicos y de vertiente por otra, que son, evidentemente, posteriores a los primeros.

A esta primera etapa de degradación erosiva va a suceder en el Plioceno una nueva fase de actividad volcánica, que aparece representada por las coladas de basaltos que dan idea del relieve previo. Los tres residuales actuaron como deflectores de esos grandes volúmenes de materiales movilizados por la erupción pliocena aquí representada. Las coladas de basaltos se van a concentrar en las dos líneas de drenaje principales de la hoja: barranco de Los Molinos y barranco de la Vista de Jarubio. La morfología plana característica corresponde tanto a los fondos de la depresión fluvitorrencial previa como también ocupan la zona costera deprimida situada al O del residual del Morro del Espino Gordo-Montaña Blanca, rodeándolo en su práctica totalidad. Esto demuestra que, al menos con antecedencia al emplazamiento de las coladas, el tramo de costa entre el Puerto de los Molinos y Playa de Jarubio (aunque tal vez se pudiera hacer extensivo hasta el N de la hoja) estaba ya deprimido por debajo del nivel del mar actual, en ese tramo de la misma. Tal vez, el carácter de relieve resistente que presenta la costa en la zona del Llano de las Pedreras, con su forma convexa adentrándose en el mar, indique cómo, en tiempos posteriores, ese recubrimiento de coladas pliocenas haya ofrecido a la costa una mayor resistencia a la erosión marina, o incluso que el avance de las coladas pliocenas hacia el mar que tuvo lugar en ese momento no haya podido ser aún compensado por el retroceso del frente costero desde el Plioceno hasta la actualidad.

El avance de las coladas basálticas pliocenas (procedentes de Montaña Bermeja) va a producir, al menos alrededor del residual del Morro del Espino Gordo, un aislamiento de los depó-

sitos eólicos, que pierden así contacto con su área fuente. Con posterioridad debe tener lugar el comienzo de la degradación marina, con el retroceso del frente costero, que no debió de ser excesivo a la vista de la conservación de los depósitos marinos pliocenos que se pueden encontrar de manera casi continua a lo largo de toda la costa. Es en esta etapa, datada como Pleistocena, cuando se van a producir los encalichamientos que se conservan, sobre todo, en este tipo de materiales poco cohesionados. También, correspondiendo al Pleistoceno se ha situado, tentativamente, una degradación de los relieves y depósitos existentes que daría lugar a una generación de abanicos y conos de talud, así como también a la incisión de los caliches.

En un último episodio de la Fase pleistocena media-holocena se produce una nueva etapa de actividad volcánica, pobemente representada en esta hoja (Malpaís Delgado), que al no percibirse en el momento actual si alcanzó el borde costero, impide relacionarlo con el retroceso de la línea de costa por erosión marina. Desde entonces hasta ahora, tal vez lo único reseñable sea una reincisión de la red de drenaje (sobre todo en el Malpaís Delgado).

4.3. PRINCIPALES FORMAS DIFERENCIABLES

Se clasifican las formas diferenciables en esta hoja en dos grandes grupos: Formas mayores, con dimensiones medias del orden del centenar de metros, y Formas menores, con dimensiones medias métricas. Este segundo tipo de formas está pobemente representado en la hoja y por ello no será considerado en ningún caso.

Asimismo, se clasifican las formas de acuerdo con la naturaleza del agente geodinámico que las ha originado: endógeno (volcanismo) o exógeno (viento, ríos, mar o gravedad).

Aún cuando el relieve de la hoja es de manera generalizada de origen volcánico, son otros procesos superpuestos a los puramente volcánicos los que definen la morfología actual de la hoja.

4.3.1. Formas volcánicas

4.3.1.1. Conos volcánicos (*tefra*)

La única forma de este tipo que aparece en la hoja es la Montaña Bermeja. Muy degradada y casi rodeada en su totalidad por pequeños abanicos de piedemonte que coalescen en la base sobre la que se apoya el edificio volcánico del mismo origen.

4.3.1.2. Superficies de colada

Sobre todo representada en la zona SE de la hoja, y coincidiendo con el sistema de drenaje que se canaliza a lo largo del barranco de Los Molinos-barranco Verde. Se trata de una superficie bastante degradada y en algunos puntos con recubrimientos de depósitos de alteración *in situ*

o de arroyada, que, sin embargo, no llegan a modificar sustancialmente el relieve original. Por esta razón se han cartografiado como una superficie de colada degradada. En algunos puntos se han detectado cambios (de orientación transversal a la dirección de la red de drenaje) en la topografía, que se identifican como discontinuidades en el basamento sobre el que se han emplazado las coladas de basaltos, tal vez, incluso, una colada anterior fosilizada por otra más moderna. Por la escasa magnitud del salto topográfico, no se identifican a escala topográfica, aunque sí a escala morfológica. En el borde de la costa (Llano de las Pedreras) se ha cartografiado, por encima de la rasa marina fósil, un retazo de esta misma superficie de colada, aunque en parte fosilizada por una generación de abanicos de piedemonte, que alcanzan en algún punto el borde de la costa.

4.3.1.3. *Malpaíses, coladas "aa"*

Se ha segregado esta forma de la anterior, tanto por su edad como por el diferente grado de conservación de la misma; en ella destaca su característica morfológica superficial. El único ejemplo de la hoja es el denominado Malpaís Delgado, al N de la misma.

Se han distinguido dentro de él varios frentes de avance señalados por escarpes intracolada, discontinuos y transversales al eje de progresión de ésta. En algunos casos se pueden diferenciar pequeñas lenguas en las que la morfología superficial de la lava es cordada. El extremo terminal del Malpaís Delgado aparece recubierto por depósitos eólicos aluviales y marinos, y probablemente haya sido desmantelado en parte por la erosión marina posterior.

Aunque bien conservada, esta colada tipo "aa" presenta su superficie alterada y en algunos puntos recubierta por una somera capa de vegetación.

4.3.2. Formas continentales degradativas

4.3.2.1. *Relieves residuales*

Se trata, sin lugar a dudas, de los relieves más importantes, cuantitativa y cualitativamente, de toda la hoja. Se han elaborado sobre los materiales de mayor antigüedad, aflorantes en esta hoja, por lo que, aunque de origen volcánico, no se preserva ningún rasgo correspondiente a su génesis en el momento actual. Se comportan ante la erosión de una manera compacta y masiva. Han sufrido una degradación por pedimentación, de la que se conservan pequeños retazos de superficies, crestas y de glacis erosivos. Estos retazos de superficie se hallan incididos por la red de drenaje actual, lo que indica el carácter fósil de los mismos. Se habrían originado entonces durante el largo intervalo que va desde la intrusión de Tindaya (véase hoja de La Oliva) hasta la etapa efusiva volcánica pliocena. Se han calificado como relieves residuales complejos o inselbergs complejos, a la vista de que se tratan de relieves aislados respecto al entorno circundante plano, originado éste, en parte, por el proceso de pedimentación antes mencionado y en parte por los depósitos de materiales volcánicos pliocenos y pleistocenos.

4.3.2.2. *Valles y Barrancos de origen fluviotorrencial*

Antiguos. Los mejor conservados son los que corresponden al área de los relieves residuales, alcanzándose los mayores desarrollos longitudinales en el conjunto del Morro del Espino Gordo (barranco de la Casa, barranco de la Morena). En el resto, se hallan interrumpidos por la interferencia con las superficies de colada pliocena y pleistocena, o por el retroceso del frente costero acantilado. En estos casos, presentan un desarrollo longitudinal más modesto.

Modernos. Son sin duda los que alcanzan un mayor desarrollo. Se localizan en los bordes de las coladas de edad pliocena y pleistocena. Ocupan, en estos dos casos, una posición yuxtapuesta, que verosímilmente se alcanza con posterioridad al emplazamiento de los basaltos. Estas zonas de borde actúan, obviamente, como colectoras de las aguas marginales, que en este caso son los relieves más elevados y de mayor superficie que el resto de la hoja. La incisión de la red, según estas líneas, es muy rápida debido al incremento en la energía erosiva de las aguas y va a dar lugar a valles torrenciales de perfil asimétrico: fuertes paredes verticales en la parte que corresponde a la colada basáltica, o vertientes suaves y alomadas en el contacto con el residual. Son de destacar la existencia de depósitos de terraza colgados y rellenos de fondo de barranco, bastante continuos, de dimensiones difícilmente cartografiabes a la escala de la hoja.

4.3.2.3. *Redes dendríticas, "bad-lands" y abarrancamientos*

En un orden menor en cuanto a su magnitud, se distinguen estos otros tipos de incisión. Se desarrollan, sobre todo, sobre materiales fácilmente movilizables (piroclastos, suelos, depósitos eólicos, etc). Se pueden ver los mejores ejemplos en Montaña Blanca y en la Montaña de Las Salinas, que es precisamente en donde un mayor espesor de sedimentos eólicos ha sido preservado.

4.3.3. **Formas continentales agradativas**

4.3.3.1. *Depósitos de vertiente-coluviones*

Son recubrimientos generalizados en todas las laderas en la zona de los relieves residuales. Es- caso espesor y morfología poco diferenciada. Corresponden, sobre todo, a la parte alta de las vertientes. Se hallan incididos por la red de drenaje, acarcavamientos, abarrancamientos, etc.

4.3.3.2. *Conos de vertiente*

En las partes bajas de las vertientes, la movilización de los depósitos coluviales puede dar lugar a acumulaciones diferenciadas morfológicamente, de materiales en cuerpos triangulares y convexos, alargados en el sentido de la pendiente, y que, fundamentalmente, han sido transportados por gravedad y flujos acuosos débiles. Son bastante frecuentes en todas las vertientes de la hoja.

4.3.3.3. Abanicos de piedemonte

Frecuentes, sobre todo, en aquellos puntos en donde existe una mayor cantidad de materiales de fácil movilización (piroclastos, materiales eólicos, materiales de alteración, etc). Dan lugar a formas convexas, con un relieve muy aplanado y alargado en el sentido del buzamiento de la pendiente, coincidentes con la base de los relieves residuales. Pueden apoyarse sobre antiguas rasas de abrasión (por ejemplo, entre Las Salinas y La Puntilla del Agujero, o en el Jable de Jarubio) o sobre superficies de colada (Llano de las Pedreras). Tienen un buen reflejo morfológico y, por coalescencia, dan lugar a superficies de piedemonte de relativa extensión. Se hallan levemente incididos por la red actual de drenaje.

4.3.3.4. Glacis de acumulación

Situados en una posición similar a las formas anteriores, pero que debido a su mayor antigüedad han sido incididos y degradados en superficie con mayor intensidad. Se localizan casi exclusivamente en el borde costero SO de la hoja, donde llegan a fosilizar la rasa fósil cartografiada allí.

4.3.3.5. Depósitos de terraza

Los mejor representados son los que corresponden a los cauces más modernos: barranco de Los Molinos, barranco Verde, barranco de Jarubio. Tienen un desarollo areal muy reducido (a la escala topográfica del trabajo), con excepción del cono de deyección de Jarubio.

En el S de la hoja, los encajamientos en la serie fósil regresiva que se apoyan en la rasa pliocena dan lugar a recubrimientos casi continuos de materiales aluviales, lo que propicia el bajo grado de cohesión de los materiales que predominan allí.

No hay Formas menores destacables en esta hoja.

4.3.4. Formas marinas

4.3.4.1. Acantilados

Tanto el Complejo Basal como las coladas basálticas posteriores dan lugar a un buen desarollo de acantilados a lo largo de toda la costa de la hoja, y sólo interrumpido por las incisiones del sistema de barrancos (Jarubio, Los Molinos, La Cruz), principales y activos. En la zona S de la hoja son frecuentes los valles colgados (a veces hasta 20 m por encima del nivel del mar), barranco de la Culata Grande, barranquillos Blancos, etc.), lo que parece revelar, al menos, un retroceso muy activo en tiempos recientes del frente costero. Es anómalo en este tramo el caso del barranco de Las Gaviotas, totalmente regularizado en su perfil longitudinal. Su diferencia con el resto de los barrancos de este tramo costero (fósiles y colgados) podría estar en un pro-

gresivo decrecimiento en la altura de la costa desde ese punto hacia el N de la hoja que, al menos, sería previo al emplazamiento de las coladas pliocenas de Montaña Bermeja.

4.4. TOPÓNIMOS DE SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO O GEOLÓGICO

Superficies de colada: Llano de los Opares, de Las Pedreras, de Las Salinas, de La Laguna, Tablero de Las Casitas, Llano de Muchichafe, Tablero del Corralito.

Malpaís (coladas tipo "aa"): el Malpaís Delgado, El Malpaís, El Sobaco del Malpaís.

Acumulaciones eólicas: Jable de Jarubio, Ladera Blanca, Montaña Blanca, barranquillos Blancos, barraco de la Fuente Blanca.

Glacis erosivos y de acumulación: Tableritos de la Muley, Tablero Caleta del Barco.

Crestas rocosas: Alto del Cuchillo, Lomo de Barriales, Gordo de Salinas, El Cuchillite.

Residuales aislados: Morro del Sol, del Tarrillo, de las Altas Vacas, de los Carneros, de la Morena, del Espino Gordo, de La Cochina.

4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS

- Emplazamiento del Complejo Basal y materiales de la Fase miocena.
- Fase erosiva principal con delimitación de los grandes accidentes topográficos que definen la superficie de hoja.
- Entallamiento de la rasa marina pliocena y de los depósitos de playa correspondientes.
- Regresión marina y eolización de la costa con deposición de placas eólicas.
- Fase volcánica pliocena superior con emplazamiento de las coladas de Montaña Bermeja.
- Fase erosiva de desarrollo de coluviones, conos de vertiente y glacis. Incisión de las coladas pliocenas.
- Emplazamiento del malpaís de la Fase reciente procedente de la Montaña Quemada.
- Degradación actual con nueva incisión de la red y movimientos de vertiente, con formación de depósitos de ladera (coluviones, conos, etc.).

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 y posteriormente se hace un comentario sobre su comportamiento.

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan.

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

5.1. COMPLEJO BASAL.

5.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios. Petrología

5.1.1.1. *Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas; lavas indiferenciadas atravesadas por numero diques (2)*

Se han tomado varias muestras de estas formaciones aflorantes al N de la hoja, en el acantilado de Los Garañones, en el Morro de La Cochina y en la Montañeta de Jarubio. Correspondientes a los sedimentos detríticos se han estudiado dos muestras: una de una ortocuarita y la otra de una caliza.

La ortocuarita, muy compactada, está constituida prácticamente en su totalidad por granos de cuarzo, observándose también alguno de plagioclasa. La roca aparece atravesada por numerosas vetillas llenas por carbonatos (calcita y ankerita) y óxidos de hierro.

La caliza es una micrita algo brechificada, con fracturas llenas por carbonato (calcita y posible ankerita). En algunos puntos se aprecia un principio de silicificación, con formación de cuarzo y calcedonia sustituyendo a la caliza.

El resto de las muestras corresponde a coladas indiferenciadas que, dado su grado de alteración, en la mayoría de los casos sólo se puede decir que son rocas básicas. En otros casos parecen ser basaltos anfibólicos, con fenocristales de piroxeno, plagioclasa y anfíbol en una matriz de plagioclasa, augita, anfíbol, minerales opacos y apatito.

Las alteraciones o transformaciones más frecuentes son la carbonatación, albitización, saussuritización y serpentinitización.

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

Muestra	BM-3090	BM-3083	AG-1113	17221	16041	15749	2
SiO ₂	42.33	43.31	44.76	43.30	44.40	45.00	66.05
Al ₂ O ₃	13.09	9.73	18.06	15.25	16.10	14.77	18.06
Fe ₂ O ₃	15.98	12.81	10.67	6.58	7.21	6.68	2.07
FeO				5.19	5.47	5.85	.18
MgO	13.13	17.10	4.62	5.93	5.82	7.11	.01
CaO	9.67	10.05	12.50	8.91	8.68	9.21	1.32
Na ₂ O	1.93	2.43	2.97	3.57	4.04	3.08	4.82
K ₂ O	.54	.97	.71	2.18	.70	.88	4.95
MnO	.16	.16	.10	.17	.21	.18	.02
TiO ₂	2.84	2.68	5.16	4.12	3.40	3.04	.23
P ₂ O ₅	.21	.34	.20	.65	1.13	.34	.05
H ₂ O	.10	.40	.23	4.04	2.53	2.91	1.79
CO ₂						.70	.35
Ba	105	209	142				
Ce	<30	<30	<30				
Cr	302	678	107				100
La	<30	<30	<30				
Nb	13	31	16				
Ni	247	470	50				
Rb	5	16	5				
Sr	452	334	725				
V	411	281	604				
Y	5	11	8				
Zr	83	152	104				
Q							19.05
Or	3.19	5.73	4.20	12.88	4.14	5.20	29.25
Ab	11.45	5.57	18.15	18.77	33.66	26.06	40.79
An	25.46	12.78	33.85	19.15	23.73	23.88	
Ne	2.64	8.12	3.78	6.20	.28		
Di	17.11	27.85	21.69	16.20	9.31	11.85	
Hy						10.32	.02
Ol	29.26	29.74	4.55	5.09	7.13	1.70	
He				2.90	1.37		2.07
Mt	3.54	2.83	2.36	5.34	8.46	9.69	
Il	5.39	5.09	9.80	7.82	6.46	5.77	.42
Ru							.01
Ap	.49	.79	.46	1.51	2.62	.79	.12
C							4.77
CC						1.59	.45
ID	19.52	25.02	29.33	37.85	38.08	31.26	89.09
FEMG	.00	.00	.00	.00	.00	.20	.00
IP	.29	.52	.31	.54	.46	.41	.74

- BM-3090 Gabro olivínico. Zona al O de Morro del Sol; cota 180 m. (MAGNA).
- BM-3083 Gabro olivínico. Al S del cerro de cota 321, entre Salinas y Atalaya de Risco Blanco; cota 300 m. (MAGNA).
- AG-1113 Gabro. En lo alto de Montafeta Gris. (MAGNA).
- 17221 Basanita. Dique en la zona de playa de Jarubio. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
- 16041 Basalto alcalino. Dique en el barranco del Gaviota; cota 40 m. [LÓPEZ RUIZ (1970)].
- 15749 Basalto. Dique en el barranco de Los Molinos, 300 m al N de la presa. LÓPEZ RUIZ (1970).
- 2 Traquita. Curso medio del barranco de Jarubio. [HAUSEN (1958)].

Tabla IV. Fase pliocena superior.
Ánálisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	AG-1189	BM-3005	Muestra	AG-1189	BM-3005
SiO ₂	42.81	44.16	Rb	12	18
Al ₂ O ₃	11.69	12.20	Sr	734	746
Fe ₂ O ₃	11.80	12.29	V	249	236
FeO			Y	19	21
MgO	10.49	9.76	Zr	228	270
CaO	11.97	11.30	Or	6.50	8.04
Na ₂ O	3.52	3.01	Ab	5.49	11.64
K ₂ O	1.10	1.36	An	12.85	15.76
MnO	.16	.16	Ne	13.16	7.49
TiO ₂	2.73	2.94	Di	33.39	27.86
P ₂ O ₅	.78	.89	Ol	15.06	15.88
H ₂ O	3.06	1.96	Mt	2.61	2.71
Ba	475	427	Il	5.18	5.58
Ce	110	100	Ap	1.81	2.06
Cr	333	256	ID	30.49	32.81
La	38	60	FEMG	.00	.00
Nb	70	77	IP	.60	.53
Ni	217	170			

AG-1189 Basanita. Colada del volcán La Ventosilla en el bco. Vista de Jarubio, al S de Montaña de Jarubio. (MAGNA).
 BM-3005 Basalto alcalino. Colada del volcán La Ventosilla, 700 m al N de la presa de Los Molinos. (MAGNA).

5.1.1.2. Coladas basálticas, rocas fragmentarias indiferenciadas y posibles intrusivos básicos (3)

Ha sido tomado un importante número de muestras a lo largo de los afloramientos de esta formación en la presente hoja.

Existe una característica común a todas las muestras y es su alto grado de alteración hidrotermal, que muy a menudo hace difícil reconocer la composición y texturas originales de la roca, apareciendo simplemente como una roca básica alterada. Asimismo, es difícil en algunos casos decidir si se trata de una lava o una toba, no habiéndose encontrado ninguna entre las muestras estudiadas que, inequívocamente, fuera de carácter tobáceo.

Las transformaciones más frecuentes encontradas en las muestras son: carbonataciones, silicificaciones (cuarzo y calcedonia) y ceolitzaciones. Estos productos penetran a través de fracturas, vacuolas y espacios vacíos y en muchos casos sustituyen a los minerales presentes en la roca. Otros productos de alteración también frecuentes y abundantes son: serpentina, clorita, sericitita-talco y óxidos de hierro.

Las rocas más frecuentes reconocibles encontradas son basaltos piroxénicos, aunque también son abundantes los basaltos olivínico-piroxénicos; menos frecuentes son los basaltos anfibólicos y los gabros microgranudos.

Los basaltos piroxénicos y olivínico-piroxénicos son rocas porfídicas, con fenocristales de augita y de olivino (cuando existe) en una matriz microcristalina intergranular (cuando se reconoce) de augita, plagioclasa, minerales opacos, apatito, anfíbol castaño y biotita, estos dos últimos no siempre presentes.

5.1.2. Series plutónicas. Petrología

5.1.2.1. Serie plutónica alcalina

5.1.2.1.1. Leucogabros y melanogabros (4)

Se ha efectuado un muestreo a lo largo de las intrusiones de gabros y se observa, como ya se ha indicado, una gran variabilidad composicional, pues las rocas van desde wherlitas y melanogabros, pasando por gabros olivínicos, gabros piroxénicos con olivino, gabros piroxénicos hasta leucogabros.

Los más abundantes son los gabros piroxénicos. Éstos muestran normalmente texturas granuladas hipidiomorfas de grano medio, con tendencia heterogranular y, menos frecuentemente, texturas intergranulares o subofíticas.

Como minerales principales siempre están presentes plagioclasa, augita titanada y minerales opacos, mientras que olivino, biotita y anfíbol castaño pueden aparecer unas veces como minerales principales, otras como minerales accesorios y en otras ocasiones no aparecer en absoluto. El apatito se encuentra alguna vez como mineral accesorio.

Como minerales secundarios se pueden citar la epidota, prehnita, serpentina, iddingsita, minerales opacos y uralita.

La plagioclasa es generalmente abundante, apareciendo en cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos, a menudo alistonados y con maclado polisintético. Generalmente presentan extinción ondulante y en alguna ocasión zonado. Aunque el tamaño predominante es el medio, a menudo se observa en las muestras dos generaciones de cristales, unos bastante desarrollados y otros de tamaño de grano casi fino. En ocasiones, los cristales están agrietados, comenzando por dichas grietas una alteración a saussurita, sericitita y carbonato, que generalmente es de grado medio.

La augita, a menudo de carácter titanado, suele mostrar cristales bien desarrollados, que pueden ser alotriomorfos-subidiomorfos o idiomorfos, generalmente maclados y zonados. Suelen presentar inclusiones de minerales opacos, y en alguna ocasión también de cristales alistonados de plagioclasa. En algunos casos los cristales se están transformando a anfíbol castaño, fundamentalmente por sus bordes.

Los minerales opacos presentan cristales subidiomorfos, que pueden ser de menor tamaño que los de plagioclasa y augita; frecuentemente muestran una textura poiquilitica. A menudo se encuentran rodeados por una corona de anfíbol o de biotita de color pardo-rojizo; son escasos y de carácter intersticial. Crecen tardíamente alrededor del piroxeno o de los minerales opacos, sustituyéndolos en parte.

Los gabros olivínicos también son abundantes, mostrando como minerales principales olivino, augita titanada, plagioclasa y minerales opacos. El resto de los minerales siempre figuran como minerales accesorios, como son el anfíbol castaño, biotita y apatito.

El grado de alteración es generalmente bajo, pero en algunos casos puede ser elevado. Como minerales secundarios aparecen saussurita, serpentina, talco, tremolita, epidota, carbonato, prehnita, iddingsita, clinozoisita y minerales opacos.

La textura es generalmente hipidiomorfa heterogranular de grano medio-grueso, pero se pueden encontrar otros tipos como intergranular, subofítica, pseudotraquíta o de tendencia porfídica.

El olivino aparece en cristales bien desarrollados, equidimensionales, idiomorfos o subidiomorfos. Suele estar alterado, generalmente en un grado bajo, a minerales serpentínicos o a iddingsita; la alteración en ocasiones comienza por los bordes, dando un aspecto redondeado a los cristales.

Los cristales de augita, siempre titanada, crecen a continuación de los de olivino, siendo también abundantes y bien desarrollados. En ocasiones se encuentran zonados y maclados. Suelen ser subidiomorfos o alotriomorfos y pueden comenzar a transformarse por sus bordes en anfíbol castaño.

Los cristales de plagioclasa, dependiendo de su abundancia, desarrollan un tipo de textura u otro; así, en unas ocasiones engloban parcialmente a los cristales de augita y olivino y en otras son englobados por ellos. Presentan cristales idiomorfos prismáticos, a veces con formas alisadas y mostrando un maclado polisintético.

Los minerales opacos no siempre son abundantes, muestran cristales equidimensionales, alotriomorfos y a veces se disponen con una textura poiquilitica.

El anfíbol castaño y la biotita son siempre de carácter accesorio. Crecen intersticialmente entre el resto de los minerales o alrededor de los mismos y a su costa. Así, el anfíbol crece sobre los cristales de augita y de minerales opacos y la biotita sobre los minerales opacos.

Los leucogabros suelen presentarse bastante alterados. Son básicamente iguales a los anteriores, pero en ellos la proporción de plagioclasa es mayor.

También se encuentran con relativa frecuencia gabros anfibólicos que equivalen a gabros piroxénicos, en los cuales el clinopiroxeno aparece casi totalmente sustituido por anfíbol castaño.

Las wherlitas son poco abundantes. Su textura tiene una tendencia porfídica, y composicionalmente son similares a los gabros olivínicos, pero con una proporción muy baja de plagioclasa.

5.1.2.1.2. Rocas afectadas por metamorfismo de contacto

Estas intrusiones de gabros producen en las rocas adyacentes por efecto del metamorfismo de contacto la formación de corneanas.

Se han tomado tres muestras de estas corneanas, dos al N del Morro del Sol y otra en el Morrito de Los Carneros. Todas son rocas básicas en las que su textura inicial está totalmente borrada, haciéndose difícil reconocer la roca original; no obstante, las dos primeras podrían corresponder a rocas basálticas y la tercera a una ijolita.

Todas ellas presentan una recristalización y removilización total de minerales, dando lugar a una textura granoblástica en mosaico de grano fino.

Las dos primeras muestras están constituidas por plagioclasa, augita, biotita, minerales opacos y apatito, siendo abundantes las pequeñas placas de biotita neoformada.

La muestra del Morrito de Los Carneros está constituida por un mosaico de augita, anfíbol castaño, nefelina y minerales opacos.

5.1.2.1.3. Cuarzosienitas (5)

Se ha estudiado una muestra tomada en el único y pequeño afloramiento existente en la hoja, situado en el barranco de la Solana.

La roca presenta una textura granuda de grano medio subidiomorfa y composicionalmente se trata de una sienita con cuarzo. Está formada por oligoclase y feldespato alcalino como minerales principales y cuarzo, biotita y apatito como minerales accesorios. La oligoclase aparece con cristales maclados subidiomorfos algo alterados a epidota y sericitia. El feldespato alcalino se presenta como cristales alotriomorfos. El cuarzo es de carácter intersticial y posterior a los feldespatos. El único máfico existente es biotita, que en su mayor parte aparece cloritizada.

El carbonato es posterior y rellena intersticios.

5.1.3. Series plutónicas. Geoquímica

Los únicos análisis disponibles corresponden a gabros alcalinos de diferentes afloramientos de la hoja, Tabla 5.1, todos muy similares entre sí en cuanto a sus características geoquímicas. Presentan altos contenidos en minerales normativos felsicos, así como de olivino, excepto en una de las muestras en que esta unidad se encuentra en proporción baja.

5.1.4. Complejo filoniano. Petrología

Las formaciones descritas anteriormente aparecen intensamente atravesadas por diques, que según su composición, textura y grado de alteración, podrían subdividirse en grandes grupos, aunque pueden existir pasos intermedios entre ellos.

Basaltos anfibólicos. Se caracterizan fundamentalmente por la abundancia de anfíbol y por el grado de alteración hidrotermal media-alta.

Su textura suele ser microcristalina, a veces esferulítica y no muy a menudo porfídica. Cuando es porfídica, los fenocristales son escasos, de plagioclasa subidiomorfa, parcialmente alterada y formando agregados.

En la matriz se observa abundante plagioclasa y anfíbol castaño, augita, minerales opacos y productos de alteración, como saussurita, serpentina, uralita y filosilicatos verdosos. Ocasionalmente se encuentra biotita.

La plagioclasa aparece en cristales prismáticos o subidiomorfos, maclados, muy alterados a saussurita. El anfíbol muestra secciones prismáticas muy alargadas y secciones basales poco alteradas. Es frecuente encontrar en los intersticios productos de alteración de ferromagnesianos, como augita, etc., y también rellenos posteriores de carbonato.

En ocasiones es típico encontrar esferulitos compuestos por un núcleo de carbonato y una parte más externa de composición plagioclásico-anfibólica, en la que destacan prismas de anfíbol marrón bastante frescos en comparación con los de la matriz, que aparecen algo más alterados.

Traquibasaltos. Si presentan fenocristales, son francamente escasos, siendo la matriz de carácter traquitoide o afieltrado. Esta está constituida por abundantes microlitos de plagioclasa y augita con pequeños cristales de anfíbol castaño y minerales opacos dispersos. El grado de alteración hidrotermal es medio-alto, con saussuritización de la plagioclasa y uralitización de los ferromagnesianos.

Basaltos olivínico-piroxénicos o piroxénico-olivínicos. Están caracterizados por un grado de alteración bajo, bastante inferior a los descritos hasta ahora.

Su textura es porfídica microcristalina, con una proporción de fenocristales que puede alcanzar el 30% del total de la roca y con tamaños que pueden llegar a los 4 mm. La abundancia de unos u otros depende de la composición, pero los más frecuentes suelen ser los de augita titanada, seguidos de los de plagioclasa y olivino; circunstancialmente se pueden encontrar microfenocristales de anfíbol y minerales opacos. Los de augita titanada y de plagioclasa se presentan a menudo en cristales idiomorfos, maclados y zonados.

La matriz suele estar formada casi en todas las ocasiones por plagioclasa, augita, minerales opacos, biotita y anfíbol castaño.

La plagioclasa forma pequeños prismas, a veces casi aciculares; la augita forma cristales equigranulares; los minerales opacos aparecen en secciones equigranulares o también esqueléticas; la biotita es de crecimiento incipiente, desarrollándose a veces sobre el anfíbol, y el apatito presenta pequeños prismas o acículas dispersos.

5.1.5. Complejo filoniano. Geoquímica

Las muestras disponibles de diques de la red filoniana del Complejo Basal corresponden a basaltos alcalinos (muestras 16041, 15749) y una de ellas (17221) a una basanita, si bien en esta última muestra, el elevado contenido en agua puede haber distorsionado su clasificación, Tabla 5.1, ya que no es frecuente la aparición de estos tipos petrológicos en esta unidad.

Existe otro dique, de carácter traquílico, con un grado de saturación acusado y de quimismo moderadamente alcalino.

En sus contenidos elementales no muestran diferencias destacables entre sí, caracterizándose por su basicidad y subsaturación. El grado de alcalinidad, puesto de manifiesto en el análisis químicos, se evidencia en la norma por la presencia de nefelina, al menos en dos muestras.

5.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN

5.2.1. Brecha tectónica (7)

Se ha tomado una muestra de un fragmento verdoso de esta brecha al N del vértice Salinas.

La roca es un traquibasalto anfibólico que podría corresponder a un dique propio del Complejo Basal. Muestra textura traquitoide y está constituida por listoncillos de plagioclasa maclada anubarrada, abundantes cristales idiomorfos muy alargados y también con secciones basales de anfíbol castaño y minerales opacos, en pequeños microlitos equidimensionales. Se aprecian pequeñas fracturas y alguna vesícula rellena por carbonato.

5.2.2. Brechas de Salinas (8)

Se han tomado cuatro muestras de esta formación: una de ellas tomada hacia el centro de la hoja, en la zona de El Cuchillete, y las otras al SO, en la zona del vértice Salinas. Dos de ellas son de la matriz de esta brecha y las otras dos de fragmentos líticos.

Uno de los fragmentos líticos es un gabro piroxénico, formado fundamentalmente por plagioclasa y augita, y por biotita, apatito y minerales opacos como minerales accesorios. El otro fragmento es un traquibasalto plagioclásico, de textura porfídica criptocristalina y fenocristales abundantes, sobre todo de plagioclasa y de augita. La matriz está formada por material pulverulento negro, con pequeños listoncillos de plagioclasa que destacan en este material. Existen vesículas llenas de carbonatos y ceolitas, en donde el núcleo es de carbonato y los bordes de ceolita.

Las muestras de la matriz de esta brecha son tobas o tobas de lapilli líticas, constituidas fundamentalmente por fragmentos de traquibasaltos y basaltos plagioclásicos, y en mucha menor proporción de plagioclasa, olivino y piroxeno. La matriz está formada especialmente por cenizas cristalinas, observándose cristales de plagioclasa, piroxeno y olivino. En uno de los casos existe una fuerte carbonatación posterior.

5.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

5.3.1. Fase miocena. Petrología

5.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

5.3.1.1.1. "Sills" básicos (10)

Se han tomado tres muestras de estos sills, situados en el barranco de la Culata Grande, en la desembocadura del barranco de Las Gaviotas y en la loma del pico Salinas. Todas ellas muestran en común su composición basáltica y el predominio del piroxeno (augita titanada), en algunos casos total sobre el olivino.

Sus diferencias están en la textura y la presencia o ausencia de algún mineral.

Así, la muestra del barranco de la Culata Grande puede ser clasificada como basalto piroxénico, o más bien como una diabasa (dolerita) con una matriz pilotáxica-traquitoide, en la que destacan algunos microfenocristales de plagioclasa y augita titanada. Estos microfenocristales aparecen maclados y zonados, tanto unos como otros.

La matriz está constituida fundamentalmente por listoncitos maclados de plagioclasa, más o menos orientados, y por cristalitos prismáticos de augita. Los minerales opacos se encuentran en pequeñísimos cristales diseminados entre los otros minerales. También se observan escasísimas y diminutas laminillas de biotita y posible anfíbol castaño. Igualmente se aprecian pequeños y escasos cristalitos de apatito.

La muestra del barranco de Las Gaviotas es un basalto piroxénico-olivínico de matriz porfídica pilotáxica. Los fenocristales son de augita, olivino y plagioclasa. Los de augita aparecen zonados y con un fuerte tinte rosado.

La matriz está formada por plagioclasa, augita y minerales opacos. Existe también alguna laminilla de biotita y un nódulo ultramáfico, constituido por augita, olivino y minerales opacos.

Por último, la muestra de la loma del pico Salinas es un basalto piroxénico-olivínico, con una matriz porfídica intergranular-subofítica. Los fenocristales son muy abundantes (40-50%) y de tamaño centimétrico. Son de olivino y augita, destacando la zonación, el color fuertemente rogado y las maclas de la última.

La matriz, muy cristalina, está formada por listones entrecruzados de plagioclasa, que engloban a cristales de augita. También se observan abundantes agujas de apatito que cortan a plagioclases y augitas, así como cristales de minerales opacos, unos equidimensionales y otros aciculares, distribuidos por la matriz o incluidos en los fenocristales de augita.

5.3.1.1.2. Cuarzotraquitas de Montaña Tindaya (11)

Se ha tomado una muestra en un pequeño retazo de traquitas de la "plana" del Tebeto que aflora al norte de la hoja, estando esta formación mejor representada en las hojas vecinas de Paso Chico y La Oliva.

La roca, de textura traquíctica, está constituida en más de un 90% por plagioclasa, formada por pequeños listones que marcan la dirección del flujo, a menudo con finísimas inclusiones. Existen minerales opacos que aparecen diseminados irregularmente y con formas también irregulares. Se observa una pequeña proporción de cuarzo de alta temperatura que ocupa posiciones intersticiales.

5.3.1.1.3. Diques traquíicos (1)

Se han recogido diferentes muestras de diques sálicos que atraviesan distintas formaciones del Complejo Basal.

Composicionalmente las rocas son bastante similares entre sí, variando sin embargo sus texturas, desde las típicas de rocas volcánicas, pasando por texturas de rocas hipoabísaes hasta texturas granudas propias de rocas plutónicas. Corresponden a traquitas, más o menos porfídicas, microsienitas porfídicas y microsienitas.

Los fenocristales, que pueden ser más o menos abundantes y destacan más o menos sobre la matriz, son siempre de plagioclasa ácida con maclado polisintético, con zonado en ocasiones, de secciones idiomorfas prismáticas o cuadrangulares, agrupándose a veces varios entre sí, con tamaños que pueden alcanzar los 4-5 mm y con una alteración de grado bajo a sericita. En una muestra se han observado fenocristales idiomorfos, que podrían corresponder a anfíbol, totalmente desestabilizados a minerales opacos.

La matriz está constituida en un 90% o más por plagioclasa ácida, que forma unas veces pequeños listoncitos orientados o no y otras cristales subidiomorfos. Siempre aparecen maclados y anubarrados o con un grado de alteración bajo a sericita.

El cuarzo está siempre presente, en un porcentaje que no alcanza el 5% del total de la roca. Ocupa posiciones intersticiales de recristalización tardía, no presentando, por tanto, forma propia si no la de los espacios dejados por el feldespato.

Los minerales opacos no son abundantes, pero también están siempre presentes, con formas irregulares y a menudo alterados a óxidos de hierro. En algún caso podrían proceder de piroxenos o anfíboles anteriores.

En alguna muestra se aprecia la presencia de biotita en forma de pequeños cristales alargados, poco abundantes. El apatito y el circón aparecen en ocasiones en pequeñísimos cristales y de manera muy accesoria.

Ocasionalmente se puede observar carbonato rellenando pequeñas fisuras u oquedades o sus-tituyendo a algún mineral.

De uno de estos diques sálicos se dispone de un análisis químico tomado de HAUSEN (1958) Tabla 5.1 Corresponde a una roca traquítica de carácter saturado, con un porcentaje en peso de cuarzo normativo de 19,05%.

5.3.2. Fase pliocena superior. Petrología

5.3.2.1. Coladas y conos de tefra de Montaña Bermeja y otras coladas de La Ventosilla (14 y 15)

Se han tomado diferentes muestras, tanto del cono del edificio Montaña Bermeja como de las coladas, que se disponen desde el ángulo SE de la hoja hasta la playa de Los Molinos al O. de la misma. También se han muestreado las coladas situadas al NE de la hoja. Todas ellas son similares a las descritas en esa hoja y también similares a las del edificio de Montaña Bermeja.

Las rocas son basaltos olivínicos, siendo básicamente iguales las de las coladas y las del cono, aunque en éstas la matriz es en parte criptocristalina, la proporción de vesículas es mayor, y

además de los fenocristales de olivino, puede haber de augita, que son más pequeños y menos abundantes.

Por lo demás, son rocas con una textura porfídica seriada microcristalina, en ocasiones vesicular o amigdalar.

Los fenocristales significan entre el 15 y 25% del total de la roca. Son todos ellos de olivino, con tamaños seriados que llegan a confundirse con la matriz y cuyos tamaños máximos oscilan entre 0,5 y 1,3 mm. Muestran secciones idiomorfas, a menudo también cristales de hábito esquelético y en algunos casos finas coronas de alteración a iddingsita.

La matriz está formada por augita, plagioclasa y minerales opacos, a los que se añade en algunas ocasiones olivino y raramente vidrio intersticial.

El mineral más abundante puede ser indistintamente augita o plagioclasa. Ésta se presenta en forma de pequeños listoncitos maclados que a veces engloban parcialmente a cristalitos prismáticos de augita titanada muy alargados, como bastoncitos. Los minerales opacos son de menor tamaño que el resto, mostrando formas idiomorfas equidimensionales. El olivino, cuando se presenta, es escaso, de pequeño tamaño e idiomorfo.

En algunas muestras las vesículas están llenas, total o parcialmente, por carbonatos.

5.3.3. Fase pliocena superior. Geoquímica

De las coladas del volcán La Ventosilla se dispone de dos análisis químicos dentro de la hoja, Tabla 5.2, que corresponden a rocas basálticas en el diagrama TAS (Fig. 5.1), observándose, por tanto, una total coincidencia entre el análisis químico y petrográfico.

El conjunto de análisis disponibles de esta fase volcánica, tanto en esta hoja como en las otras donde aflora en la isla, forma, salvo alguna excepción, una nube compacta con muy escaso margen de variación.

En general son rocas básicas, con valores entre 41 y 45%, salvo alguna aislada que puede alcanzar el 48%. Tienen valores altos de CaO y MgO y relativamente bajos en álcalis. Asimismo, muestran un grado de subsaturación notable, con presencia de olivino y nefelina normativos. Los valores de albita y anortita son altos en un buen número de muestras. En cuanto a los índices de diferenciación son muy bajos, al igual que los de peralcalinidad.

En el diagrama óxidos/SiO₂ (Fig. 5.2), se observa que éstos tienden a disminuir al progresar la diferenciación, siendo el MgO el que desciende algo más marcadamente.

En el diagrama AFM (Fig. 5.3), la proyección de las muestras revela su clara pertenencia a la serie alcalina, situándose en una posición similar a las del resto de las emisiones postmioceñas.

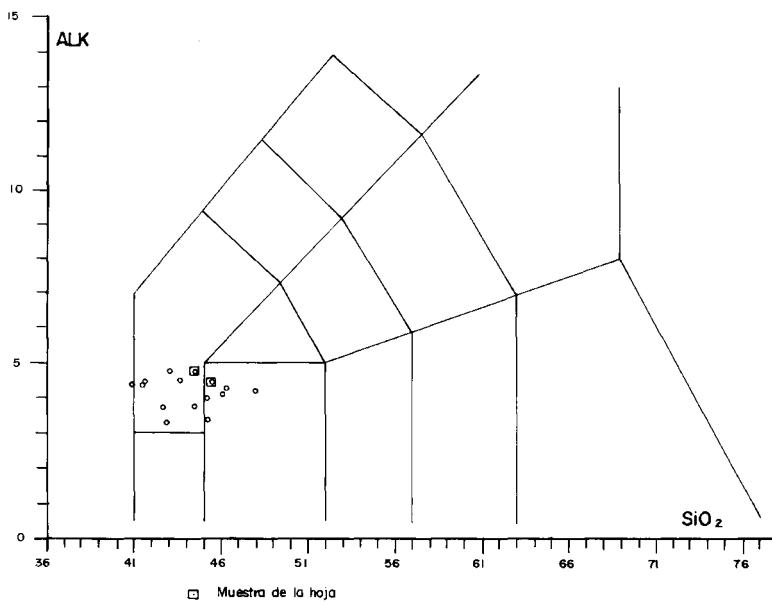


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase pliocena.

5.3.4. Fase pleistocena inferior. Petrología

5.3.4.1. Coladas basálticas de Montaña de La Caldera (18)

Se ha tomado una muestra de un pequeño retazo existente al E de la hoja, perteneciente a una colada del edificio Montaña de La Caldera, situado en la hoja de Tetir.

Es un basalto olivínico con una textura porfídica seriada microcristalina, con un grado de iddingsitización del olivino bajo. Los fenocristales suponen el 12-13% del total de la roca. Son casi en su totalidad de olivino, aunque también hay alguno aislado de augita. Muestran secciones idiomorfas, a veces con hábito esquelético y tamaños seriados que van desde 0,7 mm hasta confundirse con la matriz.

La matriz está formada por finos y abundantes microlitos de augita titanada, minerales opacos con secciones equidimensionales y por finas acículas de plagioclasa maclada. Se observa asimismo, algún relleno de intersticios por carbonato.

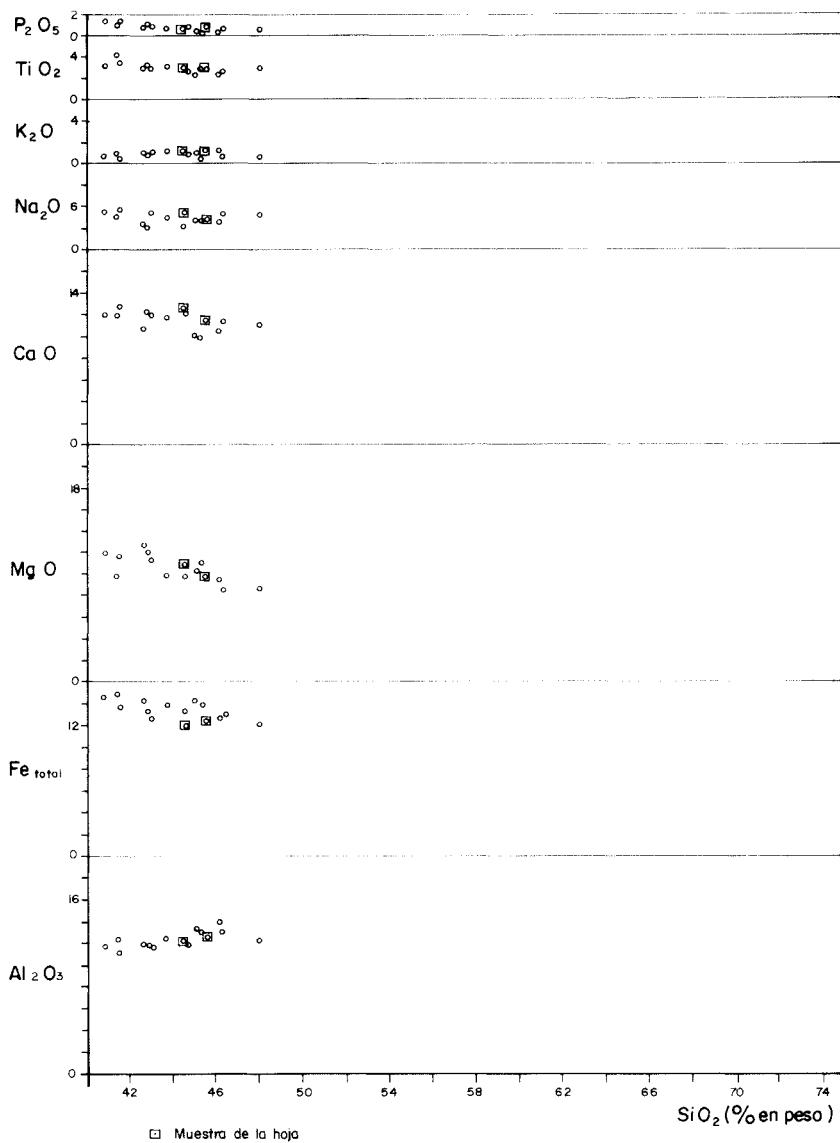


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pliocena.

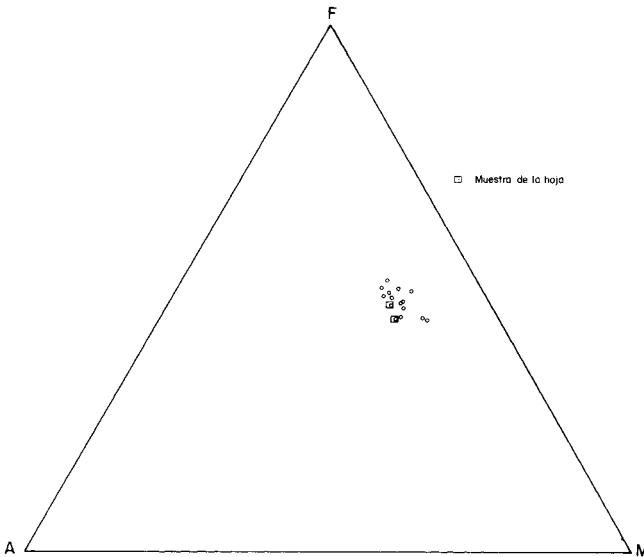


Fig. 5.3. Diagrama AFM de la Fase pliocena superior.

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

5.3.5.1. Arenas eólicas pleistocenas (19)

Se ha tomado una muestra de esta formación en la ladera N del barranco de Barranquillos Blancos.

Se trata de una calcarenita con cemento calcáreo. Presenta una textura clástica granosopor-tada, de tamaño de grano medio, bastante bien seleccionada, pero con clastos de hasta ta-maño grava media. Los granos van desde redondeados hasta subangulosos, predominando los subredondeados. Todos los elementos terrígenos y aloquímicos están cementados por es-parita cálcica. Los clastos son de calizas, fósiles, augita, basalto, intraclastos, minerales ope-cos, biotita, plagioclasa y olivino.

5.3.5.2. Coladas basaníticas de Montaña Quemada (21)

Se han tomado diferentes muestras a lo largo de las coladas de este edificio, distribuidas de E. a O en la parte N de la hoja. Las rocas son básicamente iguales a las del mismo edificio en la hoja de Tetir, donde únicamente parece inferior la presencia de fenocristales.

Son basaltos olivínicos con matriz porfídica seriada microcristalina, en algunos casos vacuolar o amigdalar. La presencia de plagioclasa no es abundante y este puede ser el motivo por el que

los análisis químicos clasifican a estas rocas como basanitas. Por otra parte no presentan foides visibles, por lo que petrográficamente deben clasificarse como basaltos.

Los fenocristales son todos ellos de olivino, que representan un porcentaje medio del 15% del total de la roca, pudiendo ir del 12 al 20%. Sus tamaños son seriados hasta confundirse con la matriz, con tamaños máximos que van de 0,8 a 3 mm. Son siempre idiomorfos, presentando en ocasiones golbos de corrosión y a menudo hábito esquelético.

La matriz está formada por augita titanada, minerales opacos y plagioclasa fundamentalmente; el olivino y el vidrio raramente están presentes. En algún caso aislado también aparece carbonato rellenando vesículas.

Los cristales de augita son muy abundantes y sus formas son prismáticas muy alargadas. Los minerales opacos son de tamaños muy pequeños de secciones idiomorfas equidimensionales. La plagioclasa se presenta en microlitos que constituyen pequeños listones o finas pajuelas. El vidrio, cuando existe, es de tono castaño y carácter intersticial.

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

Sólo se dispone de un único análisis químico de esta fase volcánica en la hoja, correspondiente a coladas del edificio cuaternario Montaña Quemada, Tabla 5.3. La clasificación tipológica de esta muestra en el diagrama TAS (Fig. 5.4), indica que se trata de una basanita, diferiendo, por tanto, de su clasificación petrográfica, al no ser visible el feldespatoide.

Tabla 5.3. Fase pleistocena media-holocena. Episodios recientes. Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos

Muestra	17438	Muestra	17438	Muestra	17438	Muestra	17438
SiO ₂	44.10	Na ₂ O	3.30	Or	8.86	Mt	6.50
Al ₂ O ₃	13.34	K ₂ O	1.50	Ab	12.79	Il	5.81
Fe ₂ O ₃	4.48	MnO	.16	An	17.16	Ap	1.44
FeO	7.96	TiO ₂	3.06	Ne	8.20	ID	29.85
MgO	10.76	P ₂ O ₅	.62	Di	22.75	FEMG	.15
CaO	10.04	H ₂ O	.59	Ol	15.82	IP	.53

17438 Basanita. Colada de Montaña Quemada, en el malpaís Delgado. [FUSTER *et al.* (1968)].

Se trata de una roca eminentemente básica y subsaturada, con un carácter moderadamente alcalino.

Considerando la totalidad de muestras de la fase volcánica pleistocena media-holocena en la isla, esta muestra se enmarca perfectamente dentro del rango de variación mostrado por el conjunto, que manifiestan una tendencia mayoritaria entre basaltos y basanitas, (Fig. 5.4).

En el diagrama de variación óxidos/sílice (Fig. 5.5), se aprecia, asimismo, el escaso grado de diferenciación de la serie, así como la tendencia a disminuir los contenidos en óxidos propios de elementos ferromagnesianos, según progresó la diferenciación. La álumina y las álcalis.

En el diagrama evolutivo AFM (Fig. 5.6), las muestras de esta fase se sitúan en el extremo menos diferenciado de la serie magmática alcalina.

Comparando esta fase volcánica con la fase pliocena, se observan características geoquímicas muy similares entre ambas. Puede apreciarse, no obstante, un mayor grado de alcalinidad en la fase cuaternaria. Esto es concordante con lo observado en la isla, en la que la alcalinidad progresó desde los episodios más antiguos a los más modernos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La isla de Fuerteventura forma con la de Lanzarote un dominio común alargado, según una dirección N35°-40°E, levantándose sobre un fondo marino profundo de unos 3.000 m de profundidad en la zona occidental y de unos 1.500 m en el borde africano. La diferencia fundamental entre ambas islas es la existencia en Fuerteventura de materiales sedimentarios de fondo oceánico aflorando en superficie. Este conjunto de materiales sedimentarios, volcánicos submarinos y plutónicos, se conoce como Complejo Basal. El emplazamiento en superficie de estos complejos obedece a causas tectónicas que debieron producirse en el Mioceno inferior, si bien no está del todo claro el momento exacto de este emplazamiento. En esta hoja estos

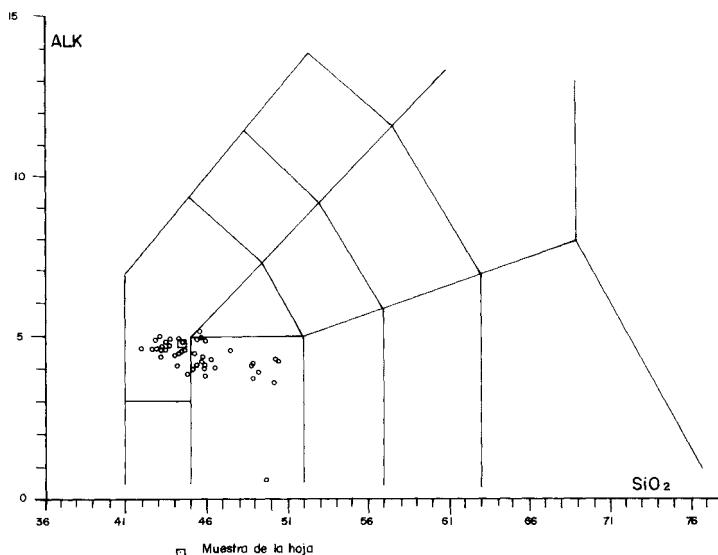


Fig. 5.4. Diagrama TAS de la Fase pleistocena media-holocena.

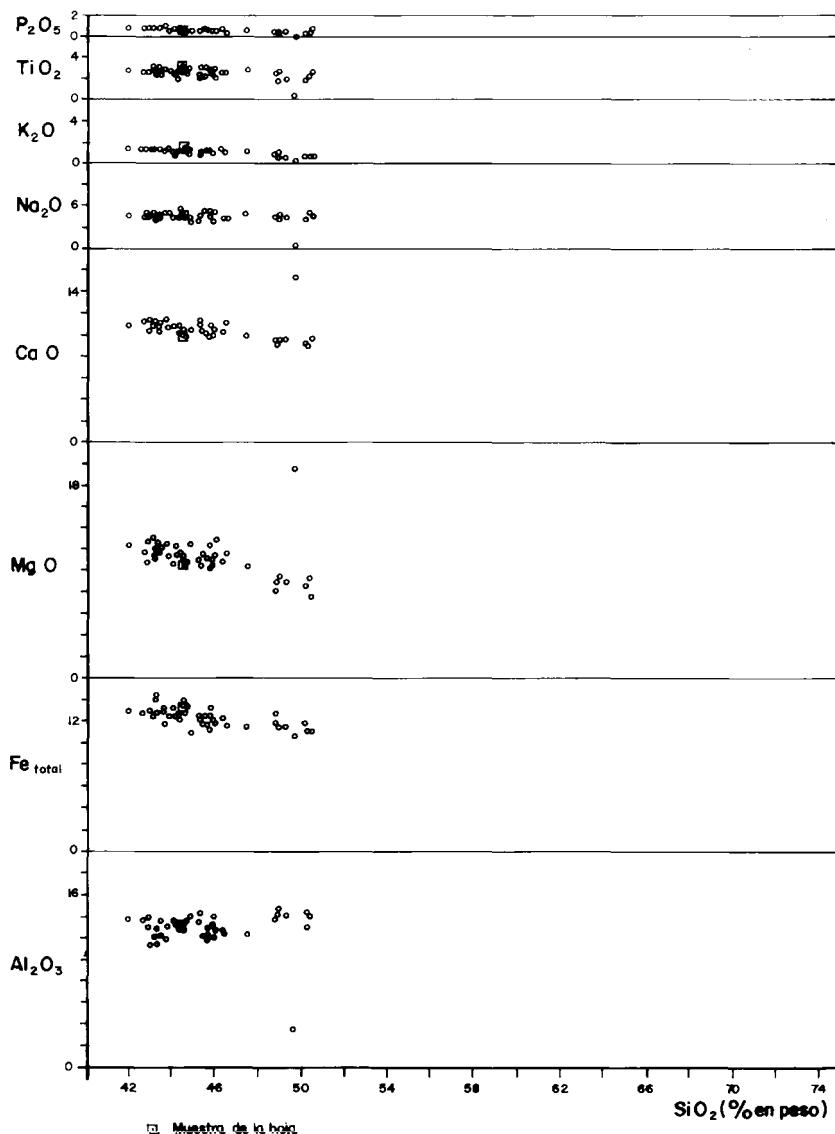


Fig. 5.5. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pleistocena media-holocena.

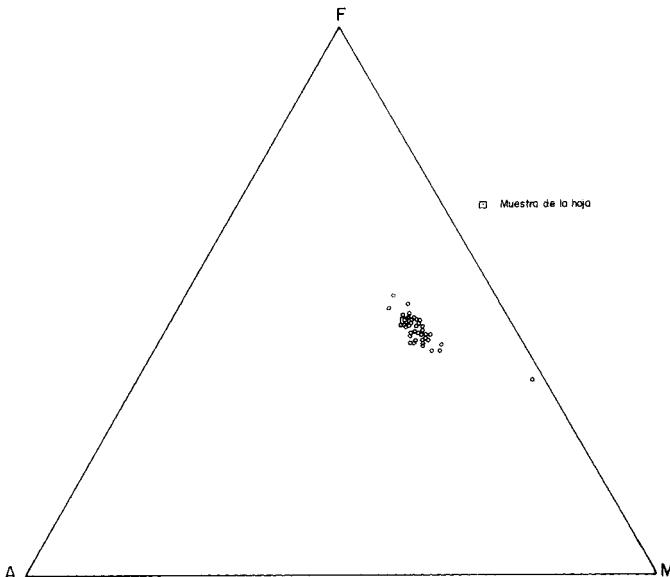


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase Pleistocena media-holocena.

materiales están ampliamente representados y constituyen las estribaciones septentrionales de un gran afloramiento de más de 40 km de longitud.

Desde finales del Oligoceno y en el Mioceno inferior tiene lugar una intensa inyección filoniana que sigue una pauta NNE-SSO. La intrusión de estos diques se produce durante varias etapas y aunque las direcciones se mantienen subparalelas, los buzamientos y el grado de meteorización y/o espilitización son muy distintos. Así, los diques más antiguos están afectados por un metamorfismo de bajo grado propio de la facies de esquistos verdes. Sin embargo, hay diques que son sincrónicos con los materiales de la Fase miocena y en algún caso más tardíos que las coladas del tramo inferior. RONA y NALWALK (1970) dataron sendos diques en las proximidades de la Playa de Los Molinos en 12 y 14 m.a. respectivamente, lo cual confirma la hipótesis anterior, ya que aunque hay pocos datos geocronológicos en cuanto a la edad del tramo inferior de este edificio, parece que puede situarse en torno a los 18-20 m.a. (véase hoja de Tetir).

Durante las etapas de construcción del estratovolcán mioceno de Tetir se debieron producir inestabilidades en el edificio que provocan el deslizamiento de grandes masas y el desarrollo de depósitos brechoides de tipo "land-slide". En esta hoja están representados por las denominadas brechas de Salinas. Asimismo, coincidiendo con las emisiones basálticas miocenas existen intrusivos traquíticos, como la intrusión de Tindaya-Tebeto, que afecta a esta hoja de manera marginal. Esta intrusión ha sido datada en 18,7 m.a. por COELLO *et al.* (1992), al E. del área estudiada.

Al finalizar las emisiones miocenas y hasta el inicio del Plioceno (alrededor de 5,8 m.a.), esto es, entre 12 y 5,8 m.a., tiene lugar un largo intervalo de inactividad volcánica que corresponde al período erosivo más importante y continuado de toda la historia geológica de Fuerteventura.

Durante este período erosivo se produce un fuerte arrasamiento y apertura de valles por los que se encauzan las coladas pliocenas de Montaña Bermeja, datadas por COELLO *et al.* (1992) en 2,7-2,9 m.a. Estas coladas llegan al mar y se apoyan sobre las areniscas y antiguos depósitos de playa de inicios del Plioceno. Asimismo, durante esta época pliocena, los fuertes vientos facilitan el desarrollo de extensos campos de dunas costeras en todo el sector oriental de la isla que se indentan con depósitos de vertiente y glaciares.

En las etapas finales del Plioceno y durante el Pleistoceno, un clima cálido favorece la formación de costras de caliche que aparecen como una constante en esta isla. Además, este clima cálido y el régimen de vientos favorece la progresión y desarrollo de nuevos campos de dunas durante el Pleistoceno que se diferencian de los anteriores en que no están afectadas por la costra de caliche.

Durante el Pleistoceno medio-holoceno se reinicia la actividad magmática, apareciendo emisiones puntuales estrombolianas que se asignan a los episodios recientes. En la hoja, esta fase está representada por el malpaís de Montaña Quemada, que se canalizó por el barranco del Jarubio y se detuvo aproximadamente a 500 m de la costa.

Por último, y coincidiendo con estas emisiones pleistocenas-holocenas, se producen los últimos retoques por la actividad erosiva de los barrancos. Además se continúa el desarrollo de depósitos de vertiente y coluviones.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se efectúa el estudio de los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de la hoja, considerando tanto aspectos generales de la isla como condiciones particulares de dicha área. Para ello se tendrán en cuenta observaciones directas 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 es elevada en proximidades 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 componente N-NE que contribuyen, en gran medida a rebajar la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias sobre el conjunto de la isla está estimado en 183,69 hm³/año [ITGE (1990)], que distribuido sobre toda su superficie viene a representar una pluviometria de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentia superficial puede oscilar, para toda la isla, entre 3,26 y 4,89 hm³/año, es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometria 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.

A nivel general, se observa relación entre el relieve y el nivel de precipitaciones, resultando las zonas costeras, como esta área, pobres en precipitaciones (Fig. 7.1).

Según ITGE (*op. cit.*), la aportación total de lluvia en el barranco de Los Molinos y sus subsidiarios alcanza los 18,32 hm³/año. Para este barranco, TRAGSA (1989) [en ITGE (1990)], basándose en fórmulas empíricas y en medidas de valores sobre intensidades máximas horarias de precipitaciones, determina un caudal máximo de 31,24 m³/seg, que representaría el caudal máximo circulante para un período de retorno de 50 años. Este caudal se mantiene, no obstante, durante cortos períodos de tiempo, como corresponde a un régimen de lluvias en forma de aguaceros.

Dadas las escasas precipitaciones vistas anteriormente, es de esperar que la totalidad de los barrancos estén secos durante todo el año, incluso durante varios años enteros, produciéndose, en época de lluvias intensas, avenidas de gran virulencia en régimen torrencial, como suele ser propio de regímenes climáticos semidesérticos, con precipitaciones escasas y mal repartidas en el espacio y en el tiempo.

Cuencas y cauces principales.

La red hidrográfica de esta área es bastante importante, estando formada por una serie de barrancos principales, de recorrido sinuoso y fondo relativamente plano, junto con abundantes tributarios de orden menor y de pendiente algo más marcada, formando todo ello una red tupida de tipo dendrítico (Fig. 7.2).

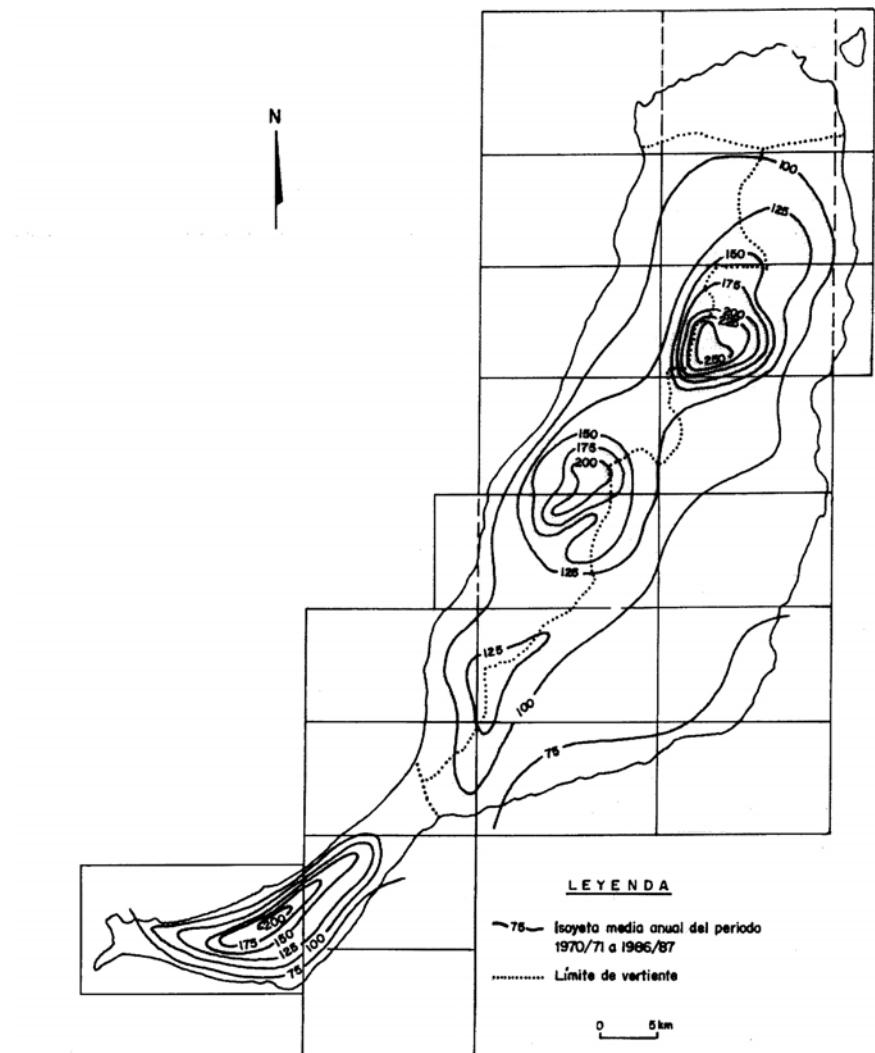


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadriculara de las hojas topográficas a escala 1:25.000.

La gran excepción la constituyen los afloramientos pliocenos y pleistocenos correspondientes a los malpaíses del borde nororiental de la hoja y en los llanos de La Laguna y Aguas Calientes, en el sector suroccidental y central, en los que apenas aparecen cauces significativos.

Como principales cursos destacan los barrancos de Jarubio y de Los Molinos, así como los de La Cruz y Las Gaviotas, de menor recorrido.

En todos los casos se trata de cauces pertenecientes a la cuenca del sector occidental, cuyas aguas acaban desembocando finalmente en la costa oeste de la isla, no apareciendo más que esporádicos tramos, poco significativos, de cauces del sector oriental, en el límite este de la hoja.

La geología del área es bastante variada, por lo que se encuentran cauces encajados tanto en materiales del Complejo Basal como en materiales miocenos o, en menor medida, pliocuaternarios, como se expuso anteriormente.

En el barranco de Los Molinos se encuentra enclavada la obra de ingeniería para regulación de agua de mayor magnitud en la isla de Fuerteventura: la presa de Los Molinos. Tiene una capacidad de embalse de 2 hm^3 y una longitud de coronación de 128 m. En la actualidad está parcialmente aterrada, estimándose que su capacidad de embalse está reducida en un 40%. El agua embalsada se destina a la agricultura.

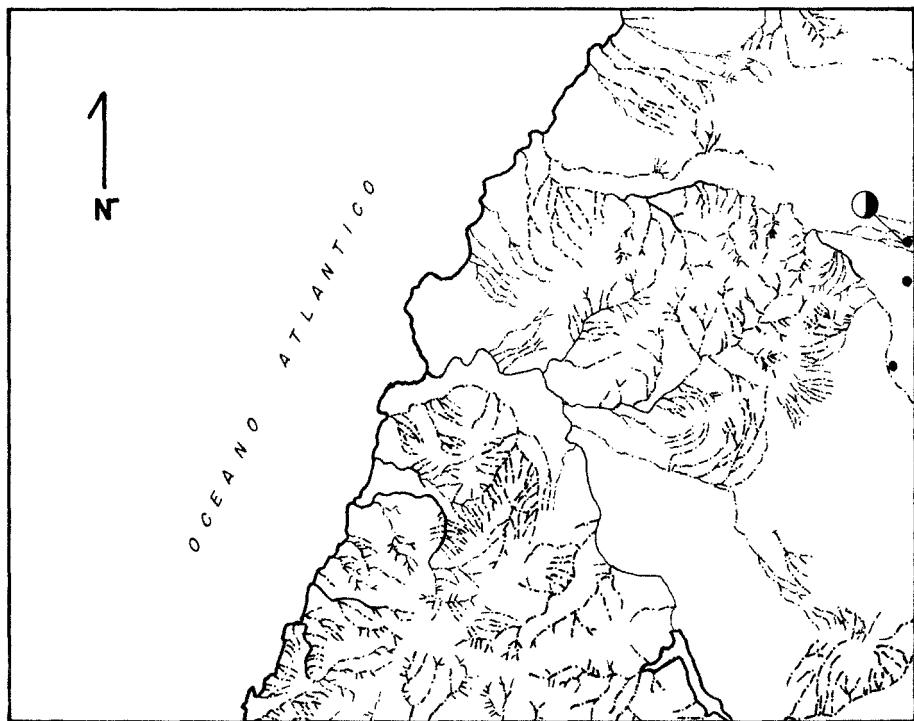
A menor escala, aparecen balsas y presas de tierra próximas a los cauces de los barrancos, aprovechando desniveles del terreno y zonas de impermeabilidad, destinadas a uso agrícola y que favorecen por sus posibles filtraciones cierta recarga parcial de los niveles acuíferos subterráneos.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS

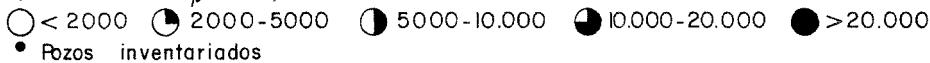
Las unidades estratigráficas presentes en la hoja definen ya de por si unidades hidrogeológicas determinadas, si bien dentro de ellas existen zonas de comportamiento diferente, debido a su heterogeneidad natural, que provocan variaciones en los parámetros hidráulicos. Estas unidades hidrogeológicas se ajustan al esquema estratigráfico establecido en esta cartografía.

De manera general, la permeabilidad y porosidad de los materiales volcánicos van asociadas a los tramos escoriáceos de las coladas de lava, a algunos depósitos piroclásticos 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:



Conductividad μ mhos/cm.



• Pozos inventariados

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

—Uno inferior o basal, 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), de extensión sectorial, asociado a las formaciones sedimentarias y volcánicas pliocenas y cuaternarias.

En ambos casos presentan, en general, malas características hidrogeográficas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

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

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.

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} . Estos valores indican una transmisividad baja, típica de acuíferos con limitadas posibilidades de explotación.

En el área no existen captaciones de aguas subterráneas enclavadas en estos materiales.

Considerando el Inventario de Puntos Acuíferos de Canarias [ITGE (1989)], y tomando los datos de pozos localizados en otras zonas, que sí toman agua de esta unidad, se puede decir que la calidad de las aguas contenidas en ella es baja. Tienen elevados contenidos en sales, con conductividades entre medias y altas, presentando facies clorurado-sódicas y sulfatado-sódicas. Son, en general, poco aptas para el consumo humano.

Con todo, y a grandes rasgos, el agua suele tener mejor calidad que sus equivalentes extraídas de los basaltos miocenos.

Formación basáltica miocena. Estos materiales presentan una permeabilidad entre media y baja, debido, 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.

Estos tramos profundos constituyen así la base impermeable del acuífero regional.

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^+). Se observa que son aguas igualmente con un contenido alto en CO_2 , presentando cierta tendencia a la acidez. Esta salinidad de las aguas viene condicionada, en parte, por los aportes de sales del terreno, como consecuencia de las condiciones cli-

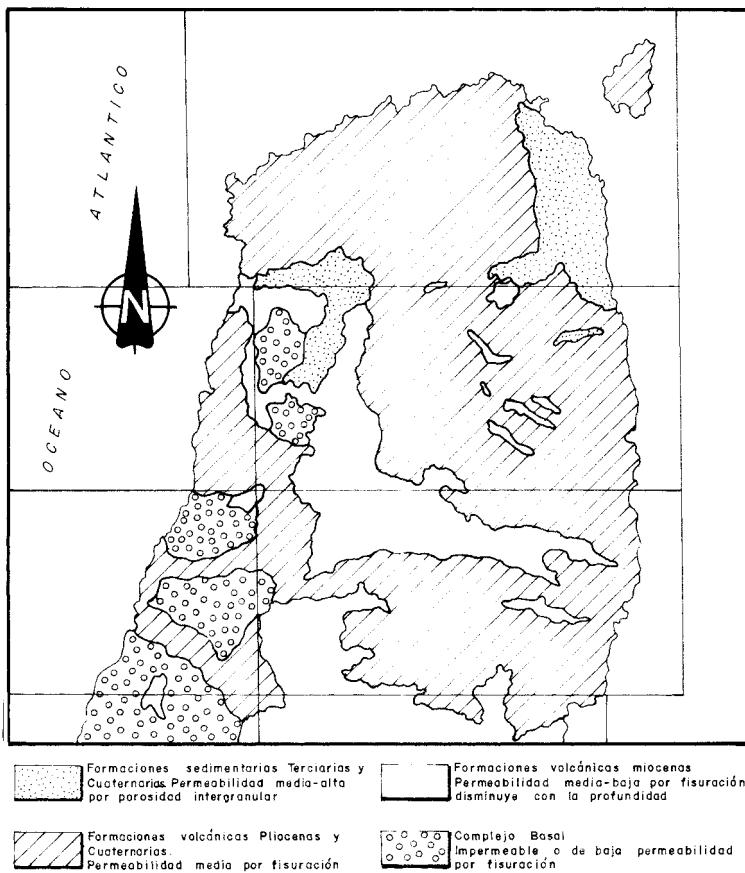


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector norte de la isla de Fuerteventura.

máticas áridas, y principalmente por las intrusiones marinas en las zonas más próximas a la costa.

Este último fenómeno justifica el incremento gradual de la salinidad desde la zona central más elevada hacia los sectores costeros, con el consiguiente empeoramiento de la calidad del agua.

En cuanto al empleo del agua extraída, es principalmente para actividades de tipo agrícola, necesitándose plantas desalinizadoras para su utilización como abastecimiento a poblaciones.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formaciones basálticas pliocenas y cuaternarias (tramo intermedio). 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 niveles acuíferos más profundos, permitiendo la recarga de éstos. Por ello, 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 baja, presentando contenidos en sales considerables.

Formaciones sedimentarias (tramo superior). Comprenden los depósitos detríticos de fondos de barrancos y de recubrimiento de laderas, así como las arenas eólicas, consolidadas o no. En general tienen buenas condiciones hidrogeológicas, pero en la zona tienen escasa representación y su importancia es pequeña.

La proximidad de algunas de estas formaciones a la costa, su baja altura sobre el nivel del mar, los escasos aportes pluviométricos propios de la isla, así como la insuficiente potencia de formaciones permeables o medianamente permeables, hacen difícil la existencia de niveles saturados de alguna importancia. En cualquier caso, la calidad de las aguas en estas zonas costeras es mala, con altas conductividades, debido a una evidente intrusión de agua marina. El volumen de agua que pueda retenerse se pierde fácilmente hacia el mar, por filtraciones a través de fisuras. En zonas favorables facilitan, no obstante, la recarga de niveles saturados más profundos.

No existe en la actualidad pozos inventariados sobre estas formaciones.

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 (Fig. 7.4), se ha representado, en el sector septentrional del plano, los 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, resaltando la presente.

El trazado de las isopiezas presenta una disposición concéntrica, con carácter descendente desde las zonas altas del interior hacia el borde costero, coincidiendo el eje con la 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. En algunas zonas (hoja de Tetir), este gradiente disminuye aún más hacia el este, consecuencia de una menor pendiente topográfica en las coladas pliocenas y de una mayor permeabilidad de éstas con respecto a las miocenas y a los depósitos arenoso-arcillosos de la Vega de La Matilla-Tetir. En otras, también en la costa oriental, se observa una inflexión negativa de la isopieza cero, cuyo trazado

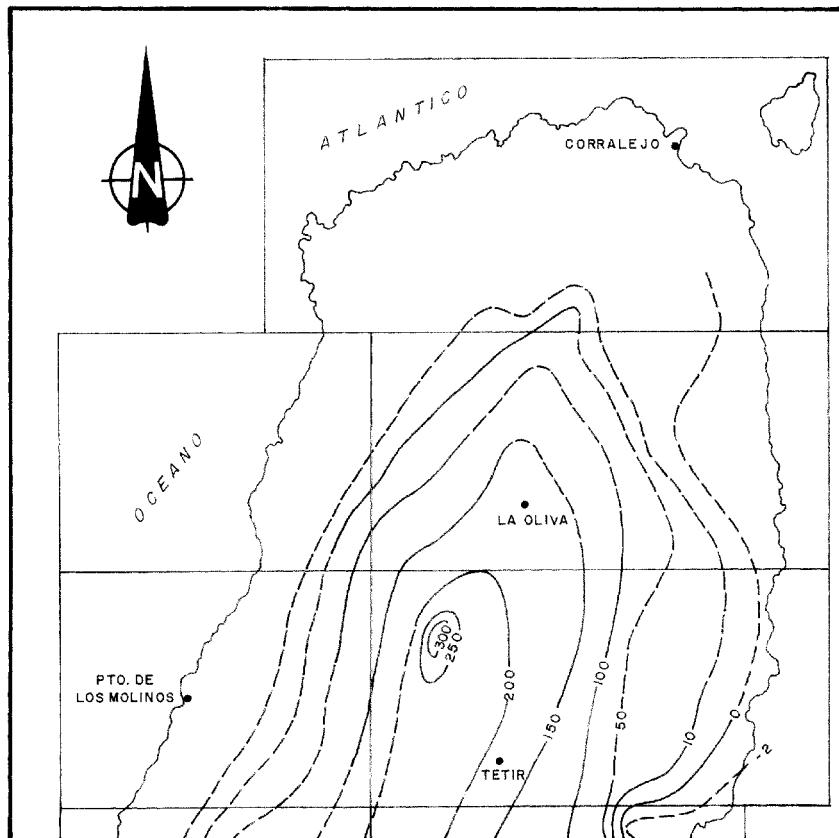


Fig. 7.4. Plano de líneas piezométricas del sector norte de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

supuesto viene motivado por la sobreexplotación en este sector (existen varios pozos), con la consiguiente intrusión marina.

La práctica totalidad de las isopiezas de la costa occidental donde está enclavada la hoja son supuestas, debido a la dificultad por encontrar puntos de agua medibles.

8. GEOTECNIA

En este capítulo se ha analizado el comportamiento mecánico de los diferentes tipos de materiales existentes en la hoja, con el fin de tipificar los problemas geotécnicos que puedan surgir

ante la realización de obras de infraestructura o por meras causas naturales. Por último, se rea-liza una descripción de los riesgos geológicos que pueden afectar a esta área.

Debido a que no se han realizado ensayos ni otros tipos de pruebas geotécnicas que propor-cionen datos numéricos (cuantitativos) de las propiedades del terreno, la estimación realizada es meramente cualitativa, basada en la experiencia. Por tanto, se recomienda la realización de estudios puntuales detallados en el caso de proyectar obras de infraestructura o grandes cons-trucciones.

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

Se han utilizado criterios geológicos, poniendo especial énfasis en los aspectos hidrogeológi- cos, litológicos, geomorfológicos y de edad de los materiales. De esta manera se ha subdividido la superficie cartografiada en áreas de comportamiento geotécnico diferente. A su vez, estas áreas se han subdividido en zonas que representan recintos homogéneos frente a característi- cas geotécnicas determinadas.

En esta hoja se han distinguido tres áreas y ocho zonas cuya correspondencia con las unidades de la leyenda del mapa geológico se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Se correponde con los materiales que aparecen en el dominio del Complejo Basal y con el aflo-ramiento traquítico del tablero del Corralito relacionado con la intrusión de Tindaya.

Zona I₁ (Complejo Basal y cuarzotraquitas de Montaña Tindaya). (2,3,4,4a,5 y 11)

Características litológicas y estructurales. En esta hoja el Complejo Basal está constituido por un conjunto muy heterogéneo de rocas sedimentarias, volcánicas, plutónicas y filonianas, de composición fundamentalmente básica, con alguna intrusión puntual de rocas ultralcalinas. En general, tanto las rocas sedimentarias como volcánicas no presentan una estructura muy definida, siendo problemático, en muchos casos, la individualización cartográfica. La estructura dominante y característica a lo largo de todo el Complejo Basal es la densísima red de diques subparalelos con orientación N20°-40°E que en ocasiones suponen más del 75% del volumen de roca aflorante. Estos diques tienen composiciones basálticas y traquibasálticas.

Características geomorfológicas. El relieve del Complejo Basal es muy característico, ya que provoca formas alomadas con relieves no muy elevados pero profundamente accidentados, con continuas barranqueras que dificultan la realización de nuevas vías de comunicación.

Características hidrogeológicas. Presentan una red de drenaje de tipo dendrítico, constitui- da por numerosos barrancos muy jerarquizados pero de escasa profundidad y recorrido. Esto favorece el drenaje superficial, ya que la roca tiene poca permeabilidad primaria, siendo la per- meabilidad secundaria por la enorme fisuración.

ÁREA II

Se han agrupado en esta área las formaciones de transición y las coladas basálticas miocenas.

Zona II₁ Brecha tectónica y brecha de Salinas (7 y 8).

Características litológicas y estructurales. La brecha de Salinas está constituida fundamentalmente por cantes basálticos y traquibasálticos y, en menor medida, de rocas plutónicas de muy diversa granulometría. La matriz es arenoso-arcillosa y guarda mucha similitud con la brecha Ampuyenta. La brecha tectónica, por otra parte, se caracteriza por la angulosidad de sus fragmentos y se dispone en dos bandas paralelas al relieve de Salinas. Todo el conjunto se halla atravesado por una gran cantidad de diques basálticos, alguno de los cuales se ha individualizado como "sill".

Características geomorfológicas. Estos materiales brechoides constituyen un relieve alomado que está condicionado, y probablemente preservado, por la red filoniana que atraviesa a esta unidad, ya que la línea de cresta loma se orienta según una dirección NE-SO coincidente con la de la intrusión de los diques. A su vez, este relieve está disectado por numerosas barranqueras.

Características hidrogeológicas. La permeabilidad de estas brechas es de tipo secundario y está condicionada por la fisuración asociada a la inyección filoniana, ya que la matriz de las brechas en sí es poco permeable.

Zona II₂ Coladas basálticas miocenas (6 y 9).

Características litológicas y estructurales. Se trata de unos pequeños afloramientos de coladas basálticas que tienen una representación areal muy escasa y están intensamente atravesadas por diques.

Características geomorfológicas. Dan morfologías muy aplanadas, sin apenas destacar en el paisaje.

Características hidrogeológicas. En general son materiales poco permeables. Tienen permeabilidad secundaria por fisuración.

ÁREA III

Se ha agrupado en este apartado al resto de materiales aflorantes en la hoja, constituidos por los terrenos pliocenos y cuaternarios, tanto volcánicos como sedimentarios.

Zona III₁ Coladas basálticas pliocenas (14).

Características litológicas y estructurales. Se trata de coladas basálticas con espesores individuales de 1-3 m que constituyen apilamientos poco potentes (<20 m) sólo superados en algún punto del área costera. Se caracterizan por presentar un encalichamiento superficial muy marcado, sobre todo en el brazo de coladas que discurre al norte del edificio Montaña Bermeja. Son coladas masivas, coherentes, poco vesiculares y en ocasiones presentan disyunción columnar.

Características geomorfológicas. Estas coladas suavizan los paleorrelieves postmiocenos y constituyen extensas planicies que llegaron a la costa extendiéndose sobre la rasa pliocena, entre el barranco de La Cruz y el barranco del Jarubio. El barranco de Los Molinos ha seccionado estas coladas, mostrando un apilamiento lávico bastante completo.

Características hidrogeológicas. Presentan permeabilidad secundaria por fisuración y escorrentía superficial. En zonas más escoriáceas y vesiculares pueden tener permeabilidad primaria. En general el drenaje superficial es aceptable.

Zona III_2 Coladas basaníticas pleistoceno medio-holocenas. (21).

Características litológicas y estructurales. A efectos geotécnicos, sólo se mencionan las coladas de los episodios recientes, ya que las coladas del Pleistoceno inferior sólo aparecen en un reducido afloramiento de apenas 70 m de diámetro. Son coladas de composición basanítica que procedentes del Edificio Montaña Quemada se canalizaron por los barrancos del Jarubio y Vista del Jarubio hacia la costa. Son escoriáceas y conservan el malpaís superficial.

Características geomorfológicas. Como se ha comentado anteriormente, ocupan una antigua zona deprimida en la cual se han apilado varias coladas que conservan los frentes de bloques escoriáceos a modo de morrenas.

Características hidrogeológicas. Son materiales con permeabilidad secundaria por fisuración, y en zonas escoriáceas, por porosidad. El drenaje superficial es moderado.

Zona III_3 Depósitos piroclásticos pliocenos (15).

Características litológicas y estructurales. Los depósitos piroclásticos son de composición basáltica y están constituidos por materiales fragmentarios con granulometría variable, desde 2-64 mm para los tamaños menores y de 8-20 cm para las bombas y bloques escoriáceos. Estos edificios se caracterizan por sus colores de oxidación rojiza.

Características geomorfológicas. El único edificio piroclástico existente en la hoja tiene una forma tronco-cónica algo degradada, con pendientes variables entre 25 y 35° y una altura desde su base de unos 125 m.

Características hidrogeológicas. En general son materiales permeables, ya que tienen bastante porosidad y sólo están encalchados en la base del cono. Sin embargo, suelen presentar agresividad de las aguas a estructuras armadas fabricadas con ellos.

Zona III_4 Depósitos de barranco, fondos de valle y conos de deyección (3, 24 y 26).

Características litológicas y estructurales. Son depósitos detriticos gruesos, heterométricos y mal clasificados, constituidos por cantos de naturaleza mayoritariamente basáltica. En general tienen matriz arenosa-arcillosa y poca potencia.

Características geomorfológicas. Los depósitos de barranco y fondo de valle se disponen de forma subhorizontal próximos a los cauces; sin embargo, los coluviones se adaptan a las laderas de los relieves más prominentes. Su inclinación disminuye conforme se alejan de la zona de cabecera.

Características hidrogeológicas. Debido a su naturaleza detrítica y porosa, suelen ser materiales permeables, lo cual favorece la infiltración y el desarrollo de pequeños acuíferos, pero prácticamente inexistentes al no existir recarga.

Zona III₅ Arenas eólicas pliocenas y cuaternarias (12, 19 y 25)

Características litológicas y estructurales. Son arenas de color claro, constituidas esencialmente por fragmentos calcáreos de caparazones marinos. Aparecen fundamentalmente a lo largo de la zona costera occidental y presentan mayor consolidación y encalichamiento cuanto más antiguo es el depósito. Además, algunos de los depósitos más recientes pueden estar originados por removilización de otros más antiguos. Las potencias son menores cuanto más moderno es el depósito. En general, en esta hoja, se sitúan en torno a los 10-20 m.

Características geomorfológicas. En esta hoja, estos materiales originan morfologías relativamente suaves con bajas pendientes, salvo en las proximidades de montaña Blanca y Morrito de Las Altas Vacas, en que las arenas eólicas se adosan a estos relieves.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁, Rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias del Dominio del Complejo Basal y afloramiento traquítico del Tablero del Corralito. (2, 3, 4, 4a, 5 y 11).

Capacidad portante. Son materiales coherentes y estables con alta capacidad de carga y elevada resistencia, si bien estas características pueden verse disminuidas por la existencia de fisuración y fracturas, debido a la gran intensidad filoniana.

Facilidad de excavación. Son materiales de nula ripabilidad, siendo necesario el uso de explosivos y/o martillos neumáticos o hidráulicos.

Estabilidad de taludes. Suelen presentar buena estabilidad para taludes subverticales o verticales, si bien la dirección de la fracturación y de la red de diques pueden condicionar la estabilidad de taludes paralelos a esas directrices, con riesgos de desprendimientos y caídas de bloques.

ÁREA II

Zona II₁, Brecha tectónica y brecha de Salinas (7 y 8).

Capacidad portante. Presentan una capacidad portante variable con asientos, en general no tolerables. Además el grado de consolidación no es suficiente.

Facilidad de excavación. En términos generales pueden tener ripabilidad media, pero debido a la intrusión filoniana dificulta su arranque mediante palas mecánicas, ya que los diques suelen ser poco ripables, siendo necesario partirlas mediante martillos neumáticos.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados son bastante estables, si bien no existen cortes naturales de excesiva altura. Además, la naturaleza fragmentaria del depósito

podría dar lugar a chineos y desmoronamiento, fundamentalmente en épocas de gran pluviosidad.

Zona II_2 Coladas basálticas miocenas (6 y 9).

Capacidad portante. Estos materiales, en condiciones normales, suelen tener una capacidad de carga alta, pero en concreto en esta hoja, los afloramientos existentes tienen muy poca entidad y además están algo alterados y fracturados, lo cual disminuye su capacidad de carga.

Facilidad de excavación. En general no son ripables, siendo necesario para su excavación la utilización de martillos neumáticos y/o hidráulicos.

Estabilidad de taludes. Por comparación con los taludes observados en otras hojas, puede decirse que éstos son estables. Ahora bien, no existen ejemplos reales dentro de la hoja estudiada.

ÁREA III

Zona III_1 Coladas basálticas pliocenas (14).

Capacidad portante. Tienen alta capacidad de carga, si bien pueden producirse pequeños asientos, en general tolerables.

Facilidad de excavación. No son ripables, siendo necesario el empleo de medios mecánicos para su removilización (martillos neumáticos y/o hidráulicos y explosivos).

Estabilidad de taludes. Admiten taludes verticales o subverticales.

Zona III_3 Coladas basálticas recientes (21).

Capacidad portante. Tienen capacidad de carga media, debido a la existencia de zonas escoriáceas y/o vesiculares, principalmente en las superficies de malpaís.

Facilidad de excavación. Estos materiales no suelen ser ripables, salvo las zonas escoriáceas y las superficies de malpaís, que pueden ser más fácilmente removilizables. Se recomienda, por tanto, el uso de medios mecánicos y/o explosivos según la naturaleza de la roca.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales observados en los barrancos del Jarubio y Vista del Jarubio son subverticales o verticales, con alturas de hasta 10-15 m. Pueden existir pequeños riesgos de desplomes o descalces en zonas escoriáceas de bases y techos de coladas.

Zona III_3 Depósitos piroclásticos pliocenos (15).

Capacidad portante. La capacidad de carga es media-alta, debido a la heterogeneidad granulométrica, pudiendo existir pequeños asientos tolerables.

Facilidad de excavación. Son materiales fácilmente ripables, si bien, en este edificio (Montaña Bermeja) hay zonas encalichadas que pueden excavarse mediante retropalas o máquinas excavadoras, sin necesidad de emplear explosivos.

Estabilidad de taludes. En general, el ángulo de estabilidad de los depósitos piroclásticos varía entre 25 y 35°. Ahora bien, en muchas canteras de otras hojas se han observado frentes de

explotación subverticales. Estos ángulos tan verticalizados pueden presentar problemas de chirineos y desplomes.

Zona III₄ Depósitos de barranco, fondos de valle y conos de deyección (23, 24 y 26).

Capacidad portante. Su capacidad de carga es baja, con asientos importantes tanto en valor absoluto como diferenciales.

Facilidad de excavación. Estos materiales son fácilmente ripables, con palas mecánicas o métodos tradicionales.

Estabilidad de taludes. No hay buenos ejemplos de cortes naturales en el ámbito de la hoja si bien se estiman ángulos de estabilidad de 40-50°, con riesgos de erosión en épocas de lluvia si los taludes no están vegetados, como presumiblemente se estima.

Zona III₅ Arenas eólicas pliocenas y cuaternarias (12, 19 y 25).

Capacidad portante. Tienen capacidad de carga baja con asientos no tolerables.

Facilidad de excavación. Son materiales ripables, mediante palas excavadoras o métodos tradicionales, si bien, los depósitos pliocenos al estar encalichados pueden ocasionar ciertos problemas para romper su costra. En resumen, se consideran ripables con pala mecánica.

Estabilidad de taludes. Los taludes son muy variables, según se trate de depósitos encalichados (piocenos) o sueltos (cuaternarios). En el primer caso admiten taludes verticales o subverticales, con alturas visibles de 8-15 m. En el segundo caso los taludes observados son mucho más suaves, 25-45°.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

En el área cartografiada no se detectan, *a priori*, riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza inminente a los escasos núcleos de población asentados en ella. Desde el punto de vista de utilidad, en cuanto a ordenación del territorio, se considerarán los siguientes tipos de riesgos geológicos: riesgo volcánico, subsidencia del terreno, inestabilidades de laderas, inundaciones, riesgo eólico, de erosión, etc.

Riesgo volcánico. Debido al origen volcánico de las islas del archipiélago canario, no se puede nunca descartar este riesgo, si bien hay que tener en cuenta que el área cartografiada está muy despoblada y sólo en el sector NE hay una colada pleistocena-holocena, siendo el resto del volcánismo de épocas anteriores. Además, las principales alineaciones volcánicas de la Fase pleistocena media-holocena quedan bastante distantes del área estudiada.

Riesgos de subsidencia del terreno. No existen materiales "kársticos" ni sales en la isla, únicamente pueden verse afectados por este riesgo los malpaíses recientes del Edificio Montaña Quemada, en el caso de la hipotética existencia de tubos volcánicos subterráneos. Este hecho no ha sido estudiado con detalle, pero *a priori*, según la fotogeología, no parece muy evidente su existencia.

Riesgo de inestabilidad de laderas. La ocurrencia de este fenómeno es muy remota. Únicamente puede señalarse el cono piroclástico de Montaña Bermeja (SO de la hoja), en el cual hay pequeños riesgos de desmoronamiento y de desplomes en los antiguos frentes de cantera existentes.

Riesgo de erosión. Debido a la falta de cobertura vegetal y a los regímenes de lluvias, muy escasas pero ocasionalmente de gran intensidad, pueden provocar acarcavamientos y erosiones en el terreno. Por otra parte, la erosión marina es muy intensa en toda la faja costera, ya que hay un acantilado casi continuo de unos 10-20 m de altura, constituido en su parte baja por materiales del Complejo basal intensamente fisurados e inyectados de diques. Estas discontinuidades favorecen la rotura de bloques y el consiguiente retroceso del acantilado, desarrollándose voladizos debido a la mayor competencia de los materiales de la rasa pliocena, situada a unos 10-12 m de altura sobre el nivel del mar.

Riesgo eólico. Aunque existen varias formaciones de arenas eólicas, prácticamente todas ellas están fijas, salvo el pequeño afloramiento situado en la parte trasera de la Playa del Jarubio.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables

Se agrupan en este apartado los depósitos de formaciones superficiales, las brechas (de Salinas y tectónica) y las formaciones de arenas eólicas. Entre ellos, cabe señalar conos de deyección, coluviones, depósitos de barranco, fondos de valle, arenas eólicas pliocenas y cuaternarias y las brechas (Zonas II₁, III₄ y III₅).

Presentan limitaciones de tipo geotécnico y geomorfológico, tales como baja capacidad de carga, debido a su reducido grado de consolidación, alta probabilidad de inestabilidad, asientos importantes, tanto en valor absoluto como diferenciales. Además, las pendientes existentes en el caso de las formaciones de ladera (coluviones, conos) y de la Brecha de Salinas favorece e incrementa la inestabilidad de taludes excavados en ellos.

Los problemas hidrogeológicos no parecen ser muy importantes, ya que en términos generales, los niveles freáticos no están muy próximos a la superficie.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Se han clasificado dentro de este apartado los materiales representados en las Zonas I₁, III₂ y III₃.

En general, la capacidad portante de estos materiales varía entre media y alta, con asientos tolerables. Hay que tener en cuenta, sin embargo, el grado de alteración, diaclasado y la intensa inyección filoniana en el Complejo Basal.

En el edificio piroclástico de Montaña Bermeja es muy importante considerar las elevadas pendientes de sus laderas y la facilidad para producirse inestabilidades en los taludes excavados en

ellas. Además, estos materiales tienen mal comportamiento (agresivo) ante estructuras armadas, debido a su composición química.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Sólo se han considerado como favorables las coladas basálticas miocenas y pliocenas (Zona II₂ y III₁).

Tienen alta capacidad portante y baja compresibilidad. En condiciones normales admiten taludes próximos a la vertical, con riesgo bajo de caídas de bloques y cuñas por fisuración y diaclasado.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

Dentro de esta hoja sólo existe una explotación de rocas industriales actualmente abandonada, localizada en la zona de Montaña Bermeja. En esta antigua cantera se explotaban los productos piroclásticos de esta erupción basáltica pliocena. Se trata de una roca vítreo, muy vacuolar, formada por fragmentos de vidrio de diferentes tamaños, en los que se encuentran pequeños cristales de piroxeno.

En el estudio del ITGE (1992) sobre aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en la isla se tomaron muestras de estas tobas basálticas, sobre las que se realizaron ensayos de resistencia a los cambios térmicos. La placa pulida presenta un aspecto deleznable, con abundantes cavidades, sobre todo en las zonas ocupadas por carbonatos y no pulible. En el informe antes citado se desecha su uso como roca de construcción, recomendándose su utilización en jardinería, bordillos, etc.

También han sido objeto de extracción los materiales arcillosos de los suelos y conos de deyección de La Corredora en sitios próximos a la carretera, que han sido utilizados para cerámica artesanal de uso local. En esta zona, próxima a la Colonia García Escámez, se analizó una muestra en el proyecto ITGE (1992), antes citado, en la cual se aprecia un alto contenido en carbonatos de calcio, debido a la presencia de caliche, que las inutiliza para uso cerámico.

Asimismo, para el muro de contención del Embalse de Los Molinos se han utilizado tanto el material basáltico de las coladas del plioceno como los materiales de los diques del Complejo Basal, todo ello próximo al citado muro.

10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

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

En la hoja de Los Molinos 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 las "fichas resumen" diseñadas por el IGME y que forman parte de la "información complementaria" a esta memoria figura, asimismo, un resumen y características de los PIG propuestos.

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Rasa marina pliocena. Aparece a lo largo de la toda la costa occidental de la hoja, constituyendo un delgado nivel que se sitúa a unos 10 m de altura \pm 3 m (s.n.m.).

Está constituida por areniscas bioclásticas y pasadas de conglomerados.

Desde el punto de vista científico, su interés es alto, ya que permite conocer las características bioclimáticas y la situación de las paleocostas pliocenas. Además, la discordancia entre estos materiales y la malla de diques del Complejo Basal resulta de un gran valor didáctico. También desde el punto de vista paleontológico, posee interesantes ejemplares de la fauna pliocena canaria.

Edificio volcánico de Montaña Quemada. Está situado en el tercio norte de la hoja. Las lavas discursieron desde el centro de emisión en sentido este-oeste, hasta alcanzar casi la costa. Esta emisión tuvo lugar hace unos 0,87 m.a. y originó un extenso campo de lavas o malpaís. En general, está desprovisto de vegetación, lo cual le confiere una gran espectacularidad.

Esta unidad resulta de especial interés desde un punto de vista volcanológico y geomorfológico. Su interés científico y didáctico es también importante, al permitir el estudio de diferentes tipos de estructuras originales por las lavas, su petrología y geoquímica.

Su influencia es local-regional

Conjunto de materiales que constituyen el dominio del

Complejo Basal. Ocupan la mayor parte de la hoja y constituyen una serie de relieve alomados muy característicos. Están atravesados por una densísima red filoniana, de orientación NNE-SSO.

Esta intrusión filoniana destaca por su alto interés geológico y volcanológico. No en vano ha sido estudiada por numerosos científicos nacionales y extranjeros.

Su influencia es regional-nacional e internacional, por ser uno de los enjambres de diques más densos y extensos del planeta.

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.; CASTAÑÓN, 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).

BLUMENTHAL, M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 77, pp. 1-130.

BOUCART, 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 HERNÁN, F. (1989): "Cronología de la Serie I de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 130-133.

COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; 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.

CROFTS, R. (1967): "Raised Beaches & Chronology in North West Fuerteventura, Canary Island". *Quaternaria*, 9, pp. 247-260.

CUBAS, C. R.; FERNÁNDEZ, S.; HERNÁN, F.; HERNÁNDEZ-PACHECO A. y DE LA NUEZ, J. (1989): "Los domos sálicos de Fuerteventura". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 6, pp. 71-97.

FERAUD, G.; GIANNERINI, G.; CAMPREDON, R. y STILLMAN, C. J. (1985): "Geocronology of some Canarian Dike Swarms: Contribution to the Volcano-Tectonic Evolution of the Archipielago". *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. Gessellsch*, 60, pp. 76-80.

FUSTER, J. M.^a. (1981): "Evolución geológica del Archipiélago Canario". Discurso de entrada en la *Real Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Madrid*, 61 p.

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

FUSTER, J. M.^a; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J. y YEBENES, A. (1980): "Fuerteventura". *Excursión 121 A+C del 26º Congreso Geológico Internacional, París, a las Islas Canarias*, *Bol. Geol. Min. de España*, Tomo 91 (2), pp. 351-390.

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 São Tomé (Gulf of Guinea)". En *Borradaile, G.J. et al. (Eds). Progress in Geodynamics, Royal Soc. Netherl. Akad. Arts and Sci*, pp. 90-118.

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 pp.

IBARROLA, E.; FUSTER, J. M.^a; y CANTAGREL, J. M. (1989a). "Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura". (Abstract). En: *ESF, Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec, 1989*, pp. 124-129.

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

IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, E. 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 1098, La Oliva".

- 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.
- JAVOY, M.; STILLMAN, C. y PINEAU, F. (1986): "Oxygen and Hydrogen Isotope Studies on the Basal Complex of the Canary Islands". *Contrib. Mineral. Petrol*, 92, pp. 223-235.
- KLUG, H. (1968): "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Taibildung auf einen Vulkanischen Archipel". *Geographisch Institut, Universität Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silioca 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
- LECOINTRE, G.; TINKLER, K.J. y RICHARDS, H. G. (1967): "The Marine Quaternary of the Canary Islands". *Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia*, 119, 8, pp. 325-344.
- LOPEZ RUIZ, J. (1970): "Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol*, 26, pp. 173-208.
- MARZOL, M.^a V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias*. n.^o 130 (S. Investigación 32), 220 pp.
- MECO, J. (1975): "Los niveles con "Strombus" de Jandía Fuerteventura, Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario, Las Palmas*, 26 pp.
- MECO, J. (1981): "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 27, pp. 601-615.
- MECO, J. (1982): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 28, pp. 65-125.
- MECO, J. (1983): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos, Las Palmas*, 29, pp. 579-595.
- MECO, J. (1988): "The Emergent Littoral Deposits in Fuerteventura and the Evolution of the Canarian Marine Faunas during the Quaternary". En N. Petit-Maire (ed). *Deserts, Past Presents and Future Evolution, Fuerteventura, Workshop 1988*, PICG 252, pp. 166-178.
- MECO, J. y STEARNS, Ch. E. (1981): "Emergent Littoral Deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Research*, 15, 199-208.
- MECO, J.; PETIT-MAIRE, N. (Eds.) (1986): "El Cuaternario Reciente de Canarias/Quaternaire Recent des Canaries". *Las Palmas-Marseille*, 96 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.
- MUÑOZ, M. (1969): "Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Est. Geol.*, 25, pp. 257-310.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1987): "Paleoclimats de l'ile de Fuerteventura (Archipel Canarien)". *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.
- ROBERTSON, A. y STILLMAN, C. (1979): "Submarine Volcanic and Associated Sedimentary Rocks of the Fuerteventura Basal Complex, Canary Islands". *Geol. Mag.*, 116 pp. 203-214.
- RONA, P. y NALWALK, A. (1970): "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2117-2122.
- ROTHE, P. (1966): "Zum Alter des Vulkanismus auf demöstilischen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 31, 13, pp. 1-80.
- SAGREDO, J. (1969): "Origen de las inclusiones de dunitas y otras rocas ultramáficas en las rocas volcánicas de Lanzarote y Fuerteventura" *Est. Geol.*, 25, pp. 189-233.
- STILLMAN, C. J.; FUSTER, J. M.; BENELL-BAKER, M. J.; MUÑOZ M.; SMERVING, J. D. y SAGREDO, J. (1975): "Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an Oceanic Intrusive Complex with Rift-System Affinities". *Nature*, 257 (5526), pp. 469-471.3



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-504-6

9 788478 405046