



Instituto Geológico y
Minero de España

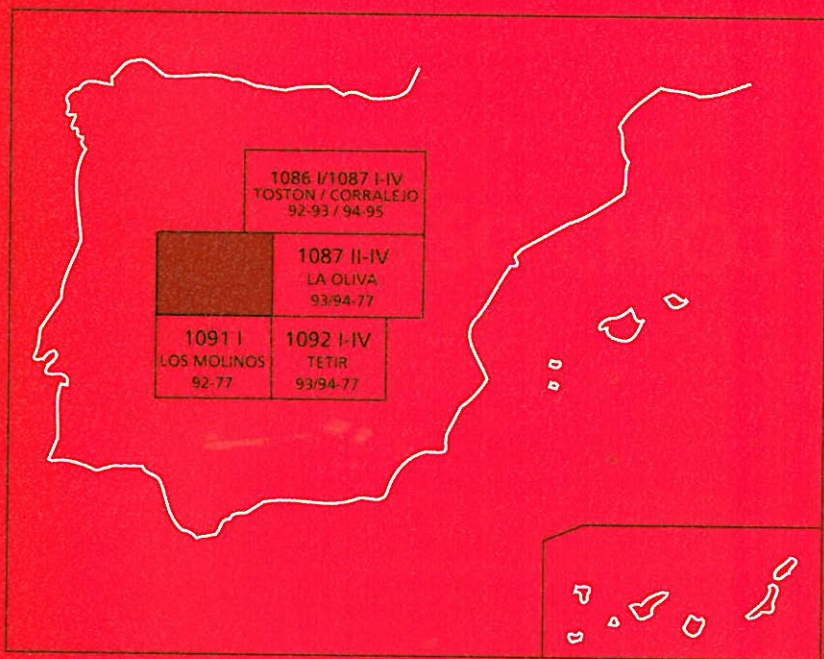
1086 II

92-76

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

Segunda serie-Primera edición



ISLA DE FUERTEVENTURA

PUNTA DE PASO CHICO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:25.000

PUNTA DE PASO CHICO

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23
28003 Madrid

NIPO: 40504-012-833
ISBN: 84-7840-502-X
Depósito legal: M-4019-2004

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

Dirección y supervisión del IGME

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

Realización de la cartografía

Equipo base:

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

Colaboradores.

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

Redacción de la memoria:

Equipo base:

- Balcells Herrera, R. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- Barrera Morate, J. L. (GEOPRIN, S. A.). Lic. C. Geológicas.
- 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. (U. de León). Lic. C. Geológicas.
- Meco, J. (U. Las Palmas). Dr. C. Geológicas. Bioestratigrafía y Paleontología.
- Nieto Freire, M. (U. La Coruña). Lic. C. Geológicas.
- Vidal, J. R. (U. La Coruña). Dr. C. Geológicas. Geomorfología.
- Rolandi Sánchez-Solis, 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 volcánicas.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. COMPLEJO BASAL	13
2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios	13
2.1.1.1. Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas, lavas indiferenciadas atravesadas por numerosos diques	13
2.1.1.2. Coladas basálticas y rocas fragmentarias intensamente atravesadas por diques (4)	14
2.1.2. Series plutónicas	14
2.1.2.1. Serie plutónica ultralcalina: melteigitas, ijolitas y sienitas (5)	14
2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN	16
2.2.1. Coladas basálticas indiferenciadas atravesadas por abundantes diques (6)	16
2.3. FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL	16
2.3.1. Fase miocena	16
2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	16
2.3.1.1.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas (1 y 7)	17
2.3.1.1.2. Cuarzo-traquitas de Montañas del Tebeto y diques sálicos (2 y 8)	17
2.3.2. Fase pliocena superior	18
2.3.2.1. Arenas eólicas. Arenas y conglomerados: rasa marina (entre + 10 y 20 m). (9)	18
2.3.2.2. Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla (10)	20
2.3.2.3. Depósitos de caliche (11)	21
2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	21
2.4.1. Arenas eólicas pleistocenas (12)	22
2.4.2. Conos de deyección indiferenciados (13)	22
2.4.3. Coluviones (14)	23

2.4.4.	Depósitos de barranco (15)	23
2.4.5.	Dunas (16)	23
2.4.6.	Playas de arena (17)	23
3.	TECTÓNICA	24
4.	GEOMORFOLOGÍA	28
4.1.	LOS MATERIALES	28
4.2.	FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE	29
4.3.	PRINCIPALES TIPOS DE FORMAS DIFERENCIABLES	30
4.3.1.	Formas volcánicas	30
4.3.2.	Formas continentales	30
4.3.2.1.	Formas degradativas	30
4.3.2.2.	Formas agradativas	31
4.3.3.	Formas marinas	32
4.3.3.1.	Acantilados	32
4.4.	TOPONIMIA DE SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO	32
4.5.	SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS	32
5.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	32
5.1.	COMPLEJO BASAL	33
5.1.1.	Episodios volcánicos y sedimentarios	33
5.1.1.1.	Coladas basálticas y rocas fragmentarias intensamente atravesadas por diques (4)	33
5.1.2.	Series plutónicas. Petrología	33
5.1.2.1.	Serie plutónica ultracalina: melteigitas, ijolitas y sienitas (5)	33
5.1.3.	Series plutónicas. Geoquímica	37
5.2.	FORMACIONES POST COMPLEJO BASAL	37
5.2.1.	Fase miocena. Petrología	37
5.2.1.1.	Tramo inferior. Grupo Ampuyenta	37
5.2.1.1.1.	Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicos (2 y 7)	37
5.2.1.1.2.	Cuarzo-traquitas de Montañas del Tebeto y diques sálicos (1 y 8)	38
5.2.2.	Fase miocena. Geoquímica	39
5.2.3.	Fase pliocena superior. Petrología	40
5.2.3.1.	Arenas, conglomerados y arenas eólicas: rasa marina. (entre + 10 y 20 m) (9)	40
5.2.3.2.	Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla. (10)	40
5.2.4.	Fase pliocena. Geoquímica	43
5.3.	FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES	45
5.3.1.	Arenas eólicas pleistocenas. Petrología	45

- 6. HISTORIA GEOLÓGICA 46
- 7. HIDROGEOLOGÍA 47
 - 7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL 47
 - 7.2. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS: NIVELES ACUÍFEROS 50
 - 7.2.1. Nivel acuífero basal o inferior 50
 - 7.2.2. Nivel acuífero superficial 53
 - 7.3. PIEZOMETRIA 53
- 8. GEOTÉCNIA 54
 - 8.1. ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN 54
 - 8.2. CARACTERISTICAS GENERALES DE LAS ZONAS 55
 - 8.3. CARACTERISTICAS GEOTECNICAS 56
 - 8.4. RIESGOS GEOLOGICOS 58
 - 8.5. VALORACION GEOTECNICA 58
 - 8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o
muy desfavorables. 58
 - 8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables. 59
 - 8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables. 59
- 9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS 59
- 10. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 60
 - 10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG 61
- 11. BIBLIOGRAFÍA 62

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La presente cartografía y memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000 corresponde a la hoja PUNTA DE PASO CHICO (n.º1086-II, 92-76 del MTN), localizada en un sector septentrional y occidental de la isla de Fuerteventura.

Está limitada al norte y sur por las hojas geológicas de Tostón-Corrales y Los Molinos, respectivamente, y al este por la de La Oliva, mientras que la línea de costa es su límite occidental.

En la estrecha franja de terreno correspondiente a esta área aparecen representados, mayoritariamente, materiales volcánicos de edad pliocena superior, procedentes del volcán La Ventosilla, situado más al sur, a escasa distancia del límite meridional de esta hoja. El resto de materiales ígneos son de edad miocena e incluso más antiguos y sus afloramientos se reducen al acantilado costero y partes inferiores de barrancos o zonas deprimidas, o a algunos relieves residuales que destacan por encima de las emisiones pliocenas.

Los más antiguos pertenecen a la complicada unidad geológica denominada Complejo Basal, en la que están representados materiales sedimentarios, plutónicos y sucesiones volcánicas, algunas de origen submarino, todo ello atravesado por una densa malla de diques. En esta área, sin embargo, su representación superficial es muy limitada y los afloramientos son las prolongaciones de macizos mucho mejor expuestos en zonas meridionales y orientales adyacentes.

En la zona de Montañetas de Tebeto y en el norte, en la costa, por encima de ellos y mediante discordancia erosiva, aparecen un conjunto de coladas basálticas de edad miocena, correspondientes a restos de los primeros edificios volcánicos subaéreos de la isla. También de esta edad son los materiales cuarzo-traquíticos de Montañetas de Tebeto, cuyo carácter intrusivo en esas coladas basálticas aún no está clara.

A lo largo de toda la costa, intercalado entre las coladas pliocenas y el Complejo Basal, existen unos depósitos fosilíferos de arenas y conglomerados de edad pliocena que constituyen una de las rasas más importantes de la isla. Su altura sobre el nivel actual del mar varía entre 10 y 25 m, lo que refleja importantes movimientos en la vertical, desde el Plioceno hasta hoy.

Cubriendo a todos los materiales mencionados, existe prácticamente siempre una cobertera de materiales de origen aluvial y coluvial, en algunos puntos de espesor considerable. Son asimismo importantes los encostramientos de caliche, en cuanto a extensión areal y espesores que presentan.

El área cartografiada es una plataforma subhorizontal, llana, suavemente inclinada hacia la costa occidental, aunque también ligeramente hacia el norte, con pendientes, en general, inferiores al 5%. Hacia el este, esta plataforma enlaza, mediante una extensa rampa, con los relieves del conjunto de Montaña Blanca, ya en la hoja de La Oliva, mientras que hacia el oeste termina en un abrupto acantilado. Dentro de esta misma área, los relieves más importantes se localizan en la zona meridional, en las Montañetas de Tebeto, con 130 m de altura sobre el nivel del mar; el resto no supera los 100 m de cota, encontrándose entre los 60 y 70 m de altura media.

La red de drenaje en esta zona tiene escaso desarrollo, estando representada por el barranco de Esquinzo como el principal curso hidrológico, aunque está prácticamente siempre seco. Es un barranco muy encajado, principalmente en su curso final, permitiendo apreciar el sustrato sobre el que apoyan las coladas pliocenas. De menor entidad es el barranco de Tebeto, en el extremo sur, y los demás son pequeñas barranqueras que suponen escasa incisión en el terreno.

La costa es irregular y de orientación aproximadamente N-S, con un punto de inflexión en la Punta de Paso Chico a la mitad de su recorrido. Denota cierta antigüedad y se muestra acantilada, con alturas de algunas decenas de metros. Al pie del acantilado se desarrollan playas de arena de escaso recorrido longitudinal y anchura.

El clima de la región es árido y desértico, con precipitaciones muy escasas e irregulares, como en casi todo el sector septentrional de Fuerteventura. Estas características climáticas condicionan un escaso desarrollo de suelo edáfico y, asimismo, una vegetación eminentemente arbustiva, de carácter craso o suculento, entre la que destacan las tabaibas y las aulagas.

En cuanto a la ocupación del terreno, en toda la hoja no hay ningún asentamiento urbano, únicamente alguna casa aislada y de uso esporádico. Prácticamente no existen vías de comunicación, salvo la carretera que viene de Tindaya; el resto son pistas de tierra, aunque generalmente transitables para todo tipo de vehículos. Estos hechos hacen de esta zona un área relativamente alejada y solitaria, pero de gran belleza paisajística, ya que se conserva aún en un estado bastante virgen.

1.2. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Las referencias bibliográficas a la geología de esta área son verdaderamente escasas. En los trabajos generales de la isla, HAUSEN (1958) y FUSTER *et al.* (1968), sólo se hacen escuetas menciones a algún aspecto de esta área.

La información cartográfica específica de este sector se encuentra en la hoja a escala 1:50.000, La Oliva, IGME-CSIC (1967), y, por supuesto, en los mapas geológicos de AGOSTINI, *et al.* (1968), en FUSTER *et al.* (*op.cit.*) y, de HAUSEN (*op.cit.*).

En cuanto a trabajos más detallados, cabe destacar el de BARRERA *et al.* (1981), referido a las rocas ultracalinas del Complejo Basal del sector norte de la isla, parte de él localizado en esta hoja, así como el de HOERNLE y TILTON (1991), sobre la composición isotópica de ese mismo tipo de rocas, en esta área. Referencias a los afloramientos traquíticos de Montaña de Tebeto,

como parte del conjunto intrusivo de Montaña Tindaya (hoja de La Oliva), aparecen en CUBAS *et al.* (1988-1989).

Las dataciones radiométricas existentes, RONA y NALWALK (1970), ABDEL MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), FERAUD *et al.* (1985) y más recientemente, CASQUET *et al.* (1989), IBARROLA *et al.* (1989), LE BAS *et al.* (1986b) y COELLO *et al.* (1992), así como las determinaciones paleontológicas de MECO y PETIT-MAIRE (1989), permiten establecer, con cierta precisión, los criterios cronoestratigráficos de las diferentes unidades volcánicas de la isla. Para este proyecto se han realizado nuevas dataciones K/Ar que completan las zonas sin este tipo de información. No obstante, estos datos absolutos deben ser cotejados con las observaciones de campo para una mejor optimización de dicha información.

2. ESTRATIGRAFÍA

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

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

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

Para establecer la estratigrafía general de la isla en este proyecto se han utilizado diversos criterios, tales como criterios de campo (estratigrafías relativas, discordancias, grado de conservación de los edificios, etc.), criterios geocronológicos y criterios petrológico-geoquímicos. De todos ellos, los datos geocronológicos son los que han servido para marcar la pauta general de las principales fases y episodios, debido a la abundante y reciente información disponible. Del análisis de todas las dataciones publicadas hasta el momento, que son: RONA y NALWALK (1970), ABDEL-MONEM *et al.* (1971), GRUNAU *et al.* (1975), MECO y STEARNS (1981), 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 Punta de Paso Chico no es muy amplia, a pesar de aflorar unidades de los dos dominios. En la Tabla 2.2 se pueden observar las formaciones presentes, así como su correlación con las anteriores cronoestratigrafías más recientes de FUSTER *et al.* (1968) e IGME (1984a-d).

En el Dominio del Complejo Basal, la unidad más antigua que aflora es la serie volcánica indiferenciada, en parte submarina. Es correlacionable con lo que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) llamaron rocas volcánicas submarinas Tobas y aglomerados subaéreos, y el IGME (1984a-d), Formación de tobas y brechas sálicas Formación volcánica submarina. Posteriormente, se encuentra la intrusión plurifacial de la Serie plutónica ultracalina, similar a lo que el Plan Magna del IGME (*op.cit.*) llamó Serie Plutónica I y que FUSTER *et al.* (*op. cit.*) no tenían definido.

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 Mezquez. Serie plutónica indiferenciada. Serie plutónica ultracalina. Volcanismo indiferenciado, en parte submarino. Sedimentos de fondo oceánico.

Tabla 2.2. Correlación cronoestratigráfica

FUSTER <i>et al.</i> (1968)	PLAN MAGNA, IGME (1984a-d)	PLAN MAGNA (1989-1992)
SERIE BASÁLTICA II Volcanes con conos de cinder	SERIE VOLCÁNICA II	FASE PLIOCENA SUPERIOR
SERIE BASÁLTICA I Basaltos fisurales	SERIE VOLCÁNICA I	FASE MIOCENA (Estratovolcán de Tetir, FORMACIÓN DE TRANSICIÓN
Tobas y aglomerados subaéreo	<u>COMPLEJO BASAL</u> Serie Plutónica I	<u>DOMINIO DEL COMPLEJO BASAL</u> Serie Plutónica ultracalina
Rocas volcánicas submarinas	Form. tobas y brechas sálicas Form. volcánica submarina	Serie Volcánica indiferenciada, en parte submarina

La Formación de Transición definida en este proyecto no tiene antecedentes en ninguno de los dos autores anteriores. 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.

En el Dominio subaéreo sólo hay dos fases representadas, la miocena y la pliocena superior. La primera aflora con poca extensión y sus afloramientos corresponden al estratovolcán de Tetir. Esta Fase miocena es equivalente a la Serie Basáltica I de FUSTER *et al.* (*op. cit.*) y a la Serie Volcánica I del IGME (*op. cit.*). La Fase pliocena superior es la que ocupa mayor extensión de la hoja, pues corresponde a un delgado apilamiento lávico procedente del volcán de la Ventosilla. Es equivalente sólo a una parte de la Serie Basáltica II de FUSTER *et al.* (*op. cit.*), pues otra fase definida en este proyecto, la Fase pliocena inferior y parte de la pleistocena inferior, también constituyen unidades que los autores anteriores englobaron en sus series II.

2.1. COMPLEJO BASAL

Esta unidad geológica comprende un conjunto de rocas plutónicas, volcánicas y sedimentarias, atravesadas por una intensa inyección filoniana. Tanto la mayoría de los diques, como los grupos rocosos mencionados se encuentran metamorizados en facies de esquistos verdes (albita-epidota). La edad del conjunto abarca un amplio período de tiempo, desde 80 a los últimos 20 m.a. es decir, entre el Cretácico inferior y el Mioceno inferior.

2.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios

2.1.1.1. *Rocas carbonatadas, brechificadas y silicificadas; lavas indiferenciadas atravesadas por numerosos diques.* (3)

En esta hoja esta unidad tiene una representación areal muy escasa y aparece exclusivamente en sendos afloramientos del extremo sur que son continuación de los existentes en la hoja de Los Molinos. Se localizan, por tanto, en el fondo del barranco del Tablero y en la zona costera de La Laja, al sur de la Playa del Tebeto.

El aspecto de campo más característico de estos materiales, rasgo común a casi todo el Dominio del Complejo Basal, es su grado de encalichamiento, así como sus superficies alomadas y acarvacadas. Además están atravesados por una densa red filoniana de orientación N5°-30°E que condiciona la morfología costera y la orientación de los relieves. En el campo se observa entre los diques pequeños cuerpos de rocas de color ocre-marrón-oxidado con placas de biotita y venas silicificadas, que parecen corresponder a antiguas rocas sedimentarias de tipo carbonatado. Estos materiales han sufrido diversos procesos de brechificación y silicificación que les confieren el aspecto ya señalado.

Además, en este apartado se incluye como posible la existencia de materiales lávicos que debido a las malas condiciones de afloramiento no es posible individualizar. Son rocas oscuras de color verdoso, intensamente atravesadas por la red de diques que han sido observadas en la vecina hoja de Los Molinos y en el fondo del barranco del Tebeto.

2.1.1.2. *Coladas basálticas y rocas fragmentarias intensamente atravesadas por diques* (4)

Estos materiales son los que mayoritariamente constituyen la roca caja (de naturaleza volcánica) del Complejo Basal y aparecen distribuidos a lo largo de numerosas hojas, desde esta zona de Paso Chico-La Oliva (al norte) hasta las hojas de Huertas de Chilegua-Tuineje (al sur). Sin embargo, en esta hoja se limitan a un reducido afloramiento, localizado en el fondo del barranco de Esquinzo, en el límite con la hoja de La Oliva.

Entre la densa red de diques con orientación N15°-35°E se observan "screens" de rocas volcánicas oscuras con ligero aspecto de tobas submarinas afectadas, además, por un proceso de fenitización, debido a la intrusión de las rocas plutónicas de la serie ultracalina, que afloran tanto en el barranco de Esquinzo como en la vecina hoja de La Oliva.

2.1.2. Series plutónicas

Del conjunto de unidades plutónicas definidas en el Complejo Basal [STILLMAN *et al.* (1975), FUSTER *et al.* (1980)], aflora en esta área solamente la más antigua de ellas, la serie ultracalina. Está constituida por una serie compleja de rocas ijolíticas-melteigíticas, sieníticas y carbonatíticas, genéticamente relacionadas entre sí, que forman el macizo más septentrional de los macizos ultracalinos que existen en la isla.

2.1.2.1. *Serie plutónica ultracalina: melteigitas, ijolitas, sienitas y carbonatitas* (5)

Esta asociación de rocas está expuesta en esta área principalmente a lo largo de la estrecha franja del acantilado costero y en el área de la desembocadura del barranco de Esquinzo. Con mucha menor extensión, aparece también en el curso medio de este barranco, a partir de donde se prolonga y enlaza ya, de manera más o menos continua, con los macizos ultracalinos de Las Montañetas, Los Jablitos, etc. (hoja de La Oliva).

Los afloramientos no presentan una morfología destacada, pues aparecen en zonas deprimidas, residuales y arrasadas, como en la costa, donde la rasa actual se ha labrado sobre ellos, quedando como bajíos y zonas ocupadas en períodos de pleamar y tormentas.

Estos materiales están fuertemente atravesados por una red de diques subparalelos, de densidad no inferior a 60-70%, correspondientes a la malla filoniana del Complejo Basal. La intensa penetración filoniana reduce los afloramientos a pequeños "hojales" o bolsadas de rocas entre los diques, con lo que se enmascara aún más su morfología original.

Los materiales en los que encajan estas rocas no son fácilmente observables, dada la baja calidad de los afloramientos, la tectonización que sufren y la densa red de diques que atraviesa todo. Se trata, no obstante, de materiales volcánicos submarinos, lavas, tobas y sedimentos silicificados, en los que la intrusión plutónica provoca fenómenos de metasomatismo alcalino.

Litológicamente, esta serie plutónica está constituida por rocas de carácter ultracalino, pertenecientes a la serie ijolita-melteigita, con términos sálicos de tipo sienítico, y como diferenciados finales, venas de carbonatita. El conjunto aparece íntimamente relacionado entre sí, revelando una estrecha conexión genética y evolutiva entre los distintos tipos de rocas, con la presencia de tipos híbridos o mixtos, que en general hacen difícil su separación cartográfica. Desde el punto de vista cronológico, las sienitas son posteriores a las ijolitas, a las cuales atraviesan en forma de venas y diquecillos, siendo más tardías también las carbonatitas.

Las ijolitas son los tipos volumétricamente más importantes. Son rocas masivas, coherentes, de color verdoso oscuro o de tonos violáceos, con abundantes cristales de augita y nefelina, en menor proporción. Tienen texturas heterogranulares, con grano medio a grueso predominantemente, existiendo a menudo facies microcristalinas y otras de carácter pegmatóide, con grandes cristales de augita (2-4 cm). La fisuración que presentan estas rocas es intensa y, en algunas zonas el conjunto tiene tipos brechoides ijolíticos y también sieníticos, que manifiestan, quizá, una facies tectonizada por esfuerzos posteriores.

Los tipos melteigíticos asociados tienen menor representación y aparecen siempre como bolsadas o enclaves dentro de las ijolitas. Son también rocas masivas y coherentes, de grano medio o fino y color más oscuro, con un brillo micáceo muy característico que les proporciona la biotita.

Las sienitas y sienitas nefelínicas son menos abundantes que las ijolitas, a las que atraviesan en forma de venas y diquecillos divagantes muy digitados. En menor proporción aparecen como masas más o menos amorfas. Se observa entrecruzamiento en las direcciones de intrusión de la venulación sienítica, poniendo de manifiesto varias etapas en su emplazamiento. Éste lleva consigo la fragmentación y brechificación de la roca de caja ijolítica, siendo muy frecuentes las brechas formadas por ambos tipos de rocas. Estas brechas, en la hoja de La Oliva, tienden a concentrarse en zonas marginales de los macizos ultracalinos allí definidos, si bien aquí no muestran una posición clara. En cuanto a su origen, podría pensarse en que son producidas por determinados agentes tectónicos externos, o simplemente se trata de materiales cataclásticos originados durante el proceso de emplazamiento. El espesor de las venas y diques sieníticos es del orden de 30-50 cm e incluso inferior a 10 cm. Son rocas de grano medio-grueso y su color es blancuzco-crema, por lo que destacan sobre la roca ultramáfica más oscura.

Las venas y bolsadas de carbonatitas asociados a las sienitas son de dimensiones centimétricas y decimétricas. Son de grano medio, color claro, con tonos amarillentos y ocre. Producen también fenómenos de alcalinización en la roca encajante. Su localización en campo es difícil, debido a sus pequeñas dimensiones y a la alteración generalizada de la zona.

Aunque no son muy frecuentes, no es raro encontrar en el barranco de Esquinzo diques de nefelinitas que cortan a todos los tipos litológicos. Son muy porfídicos, con abundantes fenocristales cuadráticos blancos de nefelina. Sin duda, representan las facies subvolcánicas del magma ultracalino escendente.

En parte, el proceso de fenitización o alcalinización que afecta a esta serie es provocado por estos últimos episodios plutónicos hipoabisales tan ricos en álcalis. En campo, estos procesos se manifiestan por las coloraciones más claras y los brillos biotíticos que muestran las rocas.

2.2. FORMACIONES DE TRANSICIÓN

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

Se denomina Formación de transición a un conjunto de coladas basálticas intensamente atravesadas por diques, cuya interpretación y asignación tanto al Complejo Basal como a la Fase miocena no está clara, por lo que se considera, provisionalmente, un estadio intermedio entre ambas formaciones geológicas. Sus afloramientos en esta área son muy reducidos, tratándose de las prolongaciones más occidentales de otros mejor expuestos en la zona de Montaña Prieta y Montaña Mazacote (hoja de La Oliva).

Son coladas basálticas de color muy oscuro y de características aparentemente subaéreas. Están atravesadas por una malla de diques basálticos subverticales, cuya densidad es del orden de 60-80% con respecto a la roca encajante. Son diques con espesores que oscilan entre 70 cm y 1 m, contornos divagantes a veces y direcciones dominantes N60°-70°E y N30°-40°E, en parte coincidentes con la orientación principal de la malla filoniana del Complejo Basal. Dada la elevada densidad de diques y su espesor, en algunos puntos muestran rasgos que recuerdan a intrusiones masivas. En proporción mucho más escasa, hay también diques de naturaleza sálica.

Mientras que al techo de la formación se observa claramente la discordancia con las coladas del volcán La Ventosilla que las recubren, en su base el tránsito hacia el Complejo Basal es a veces impreciso. Puede que representen las primeras emisiones subaéreas del estratovolcán de Tetir, afectadas aún por el régimen de dilatación regional propio de la malla de diques del Complejo Basal. Esto explicaría la alta densidad de diques frente a las menores que presentan los otros tramos subaéreos.

2.3. FORMACIONES POSTCOMPLEJO BASAL

2.3.1. Fase miocena

2.3.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta

Dentro del Grupo Ampuyenta se incluyen los materiales, en su totalidad miocenos, que aparecen estratigráficamente debajo de la discordancia de la base del tramo medio y los depósitos sedimentarios asociados, así como los que se encuentran interestratificados con ellos. En esta área, esos depósitos no tienen representación, pero sí algunas coladas de la Fase miocena, que son las prolongaciones de los afloramientos más extensos de la hoja de La Oliva, donde se observa claramente esa relación estratigráfica.

Dichas coladas corresponden al tramo inferior del edificio basáltico del norte de la isla (estra-tovolcán de Tetir), construido durante la fase volcánica miocena.

2.3.1.1.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas (1 y 7)

Afloran en el área de las Montañetas de Tebeto, debajo de las rocas cuarzo-traquíticas. Las condiciones de observación se ven dificultadas por los abundantes recubrimientos que existen. En algunos puntos, sin embargo, se observa un contacto nítido con las rocas sálicas. Otro lugar donde afloran es en el extremo norte de la hoja, en la parte inferior del acantilado costero, bajo los depósitos sedimentarios pliocenos.

Son coladas basálticas olivínico-piroxénicas, a menudo poco estructuradas y siempre muy alteradas, hasta el punto de que se desmenuzan fácilmente. Su base nunca es visible y las potencias máximas que pueden observarse raramente llegan a la decena de metros. En la zona costera presentan disyunción columnar muy notable.

Atravesando estas coladas del edificio mioceno existe una red de diques basálticos relativamente densa, si bien en esta área, dada la extensión de los afloramientos, no es bien apreciable. Los diques tienen direcciones comprendidas entre N20°E y N60°-65°E y buzamientos subverticales, tanto al NO como al SE. En menor medida, están cortadas también por diques traquíticos. Con relativa abundancia afloran también diques basálticos en la costa, en la base del acantilado y a nivel de pleamar, con direcciones aproximadamente E-O.

La única datación existente en estas coladas es la de COELLO *et al.* (1992), en la zona costera entre Rincón de los Morteros y Punta del Mallorquín. El dato obtenido (13 m.a.) puede considerarse, sin embargo, como una edad demasiado baja, teniendo en cuenta que estas coladas corresponden al tramo inferior del edificio.

2.3.1.1.2. Cuarzo-traquitas de Montañas del Tebeto y diques sálicos (2 y 8)

Las Montañetas de Tebeto constituyen un relieve de morfología más o menos plana y alargada en dirección E-O, localizado en la esquina SE de la hoja. Es una masa de rocas de composición cuarzo-traquítica, cuya naturaleza extrusiva en las coladas del tramo inferior de la Fase miocena no está clara.

Este relieve, junto con el de Montaña Tindaya y otros afloramientos cercanos menores, situados en la hoja de La Oliva, forman una única unidad volcánica. Ésta, actualmente está desconectada entre sí y reducida a afloramientos pequeños, al estar, en gran medida, recubierta por las emisiones lávicas pliocenas y encostramientos calcáreos plio-cuaternarios.

Tienen una coloración beige-claro, son de carácter masivo y coherente, mostrando a veces, una textura algo "arenosa", debido al efecto de la alteración que los afecta. Presentan, asimismo, disyunción o lajeado subhorizontal y en su superficie desarrollan laminaciones circulares o paralelas, formadas por óxidos de hierro y manganeso, que dan tonalidades rojizas o anaranjadas, proporcionando a la roca cierta vistosidad.

La verdadera naturaleza de este afloramiento está aún por determinar, pues sus relaciones con las unidades geológicas más antiguas de la hoja no son claramente visibles. Por un lado, no se observan bases de colada como para atribuirlo a una emisión lávica procedente de Montaña Tindaya, tal como suponen CUBAS *et al.* (1988-1989), pero tampoco hay evidencia concreta para asegurar de que se trata de un cuerpo intrusivo (tipo "sill") en el Complejo Basal y en la Fase miocena.

En esta cartografía, de manera tentativa, se le considera un "sill" o apófisis intrusiva de Montaña Tindaya. Se aduce para ello razones de índole morfológica y de grado de erosión en los tramos inferiores de la Fase miocena, donde parece encajar.

En cuanto a la edad de esta unidad, COELLO *et al.* (1992) obtienen, por K/Ar, una edad de 18,7 m.a. en Montaña Tindaya. Ellos mismos plantean, no obstante, dudas sobre este dato, al observar signos de alteración hidrotermal secundaria, que puede haberlo desvirtuado.

2.3.2. Fase pliocena superior

Corresponde al tercer episodio magmático subaéreo de la isla. Las emisiones volcánicas son más restringidas que las ocurridas anteriormente, en el Mioceno, cuando se construyeron los grandes edificios estratovolcánicos que configuraron la isla como tal. Son erupciones volcánicas controladas por un régimen de fisuras, a lo largo de las cuales surgen numerosos aparatos, a veces en escudo, con desarrollo de fases estrombolianas y voluminosas emisiones de lava, que inundan valles y grandes extensiones de terreno. Son coladas que corren de forma "intracanyon" entre los relieves del Complejo Basal o de las lavas miocenas.

En el área cartografiada no existe ninguno de estos centros de emisión, pero sí llegaron sus lavas, que ocupan en la actualidad prácticamente toda su superficie. Son las coladas del edificio La Ventosilla situado un poco más al sur.

Además de los fenómenos volcánicos, tenían lugar también en el Plioceno procesos de sedimentación costera, con formación de depósitos marinos y campos de dunas, que en parte fueron fosilizados por las emisiones volcánicas contemporáneas con ellos.

2.3.2.1. Arenas eólicas. Arenas y conglomerados: rasa marina (entre +10 y 20 m) (9)

Se han representado conjuntamente los depósitos eólicos y los correspondientes a la rasa marina, ya que a veces no se les puede separar, al existir tránsito gradual entre unos y otros. En el acantilado costero, al presentar escasa potencia se les ha indicado con un único trazo continuo de color rojo.

Arenas eólicas. Durante el Plioceno, la intensa actividad eólica originó extensos campos de dunas a lo largo de la costa de la isla. Sobre ellos se instalaron posteriormente otros depósitos más recientes, conformando toda una sucesión estratigráfica bien definida [PETIT-MAIRE *et al.* (1986, 1987), MECO y PETIT-MAIRE (1989, 1990)], que en algunos casos permite datar las emisiones volcánicas.

En esta área, los depósitos de dunas pliocenas tienen una extensión reducida, al estar cubiertos por las lavas del volcán La Ventosilla. Han sido puestos al descubierto en el acantilado costero y en los cortes producidos por el encajamiento de los barrancos (Punta Mallorquín, barranco de Esquinzo, etc., o también a lo largo de la carretera hacia el Puerto de los Molinos, este último ejemplo ya en la vecina hoja de Los Molinos). A veces están cubiertos también por abanicos aluviales. Generalmente se encuentran apoyados sobre las arenas y conglomerados marinos de la rasa pliocena.

Son arenas de color beige-claro, granulometría fina, estratificación cruzada visible en ocasiones y en general con cierto grado de consolidación. Están constituidas por bioclastos calcáreos y escasa proporción de diminutos fragmentos de rocas y minerales sueltos. A veces aparecen bolsadas de clastos redondeados o angulosos dentro de los depósitos, correspondientes a episodios aluviales contemporáneos. Están afectadas por un proceso de encalichamiento generalizado, que es más importante hacia la parte superior del depósito. La potencia visible no suele ser superior a 6 o 7 m.

Arenas y conglomerados: rasa marina. Los depósitos marinos fosilíferos de edad pliocena se sitúan paralelamente a la costa occidental de Fuerteventura, a una distancia de ella que varía entre pocos metros y más de un kilómetro. Se extienden desde Tostón-Cotillo, en el norte, sin prácticamente interrupción, hasta la Punta de Jandía, en el sur, continuando hasta Costa Calma o Costa Esmeralda, ya en la costa suroccidental. Descansan sobre una plataforma de abrasión tallada en el Complejo Basal y en los materiales de la Fase miocena, a alturas entre los 60 m (en Morro Jable) y la decena de metros.

En la literatura geológica, estos depósitos fosilíferos habían sido citados ya desde antiguo y más recientemente volvieron a ser tratados por autores que actualizan su conocimiento. Así, ROTHPLEZ y SIMONELLI (1890) mencionan algunos fósiles terciarios (*Strombus coronatus*, *Nerita plutonis*) procedentes de Fuerteventura pero sin especificar localidad. HAUSEN (1958), CROFTS (1967), LECOINTRE, TINKLER y RICHARDS (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), por el contenido paleontológico, los asigna al Plioceno inferior, y MECO y STEARNS (1981) lo confirman con nuevas dataciones K/Ar.

En esta área se sitúan a una altura entre 10 y 20 m sobre el nivel actual del mar, siempre a lo largo del acantilado costero. Aparecen apoyados sobre el Complejo Basal o las coladas de la Fase miocena y están cubiertos por las coladas basálticas del volcán La Ventosilla, las cuales los rubefactan, así como por las dunas calcareníticas mencionadas antes y algunas hiladas de aluviones. En algunos puntos están bastante encalichados. La potencia que presentan no suele ser superior a 1 o 2 m. Están constituidos por arenas bioclásticas blancas y conglomerados de cantos redondeados de diversas litologías, cementados por carbonatos y con abundante fauna.

Respecto al contenido paleontológico, son extremadamente ricos en fauna. Los fósiles más abundantes y característicos son *Gryphaea virleti* (Deshayes), *Nerita emiliana* Mayes, *Strombus*

coronatus DeFrance, *Ancilla glandiformis* (Lamarck), *Lucina leonina* (Basterot), *Rothpletzia rudista* Simonelli y *Patella ambroggii*, además de infinidad de algas calcáreas y grandes moldes de *Haliotis* sp. El sur de la Playa de El Aljibe de la Cueva es una localidad fosilífera importante, al ser allí muy abundante *Rothpletzia rudista* Simonelli, que en otras localidades es muy rara. El contenido fósil indica un litoral cálido. Estos depósitos se corresponden paleontológicamente con los del sur de Lanzarote y con los del noreste de Gran Canaria, a su vez en relación íntima con el Ciclo Roque Nublo (también Plioceno).

2.3.2.2. Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla (10)

Este edificio está situado al sur de las casas de Tindaya, en la esquina noroccidental de la hoja de Tetir. Las coladas emitidas se derramaron principalmente hacia el oeste, noroeste y norte, cubriendo una extensa superficie que abarca también parte de las hojas de Los Molinos, La Oliva y prácticamente el 90% de ésta. Según datos radiométricos de ABDEL-MONEM *et al.* (1971), presenta una edad K/Ar de 1,83 m.a. lo que situaría a estas emisiones en el límite Plioceno-Pleistoceno. Nuevas determinaciones de COELLO *et al.* (1992), dan una edad para estas coladas de 2,4 m.a. siendo este dato el que se ha tomado para situar cronoestratigráficamente estas emisiones.

Presenta características algo diferentes respecto al resto de otros edificios pliocenos de la isla, ya que la proporción de material piroclástico existente en algunas zonas es muy escasa o muy inferior la de material lávico y la morfología alomada que exhibe parece recordar más a un volcán en escudo que a un cono de tefra estromboliano. Tiene forma subcircular en planta, con dimensiones basales del orden de 1.000 m de diámetro y una altura aproximada, desde su base, de unos 65 m. No presenta cráter y sólo se han observado piroclastos en la ladera sur del edificio en unas barranqueras subsidiarias del barranco de Las Pilas. Las capas de lapilli, con tamaños comprendidos entre 1,5 y 3-4 cm, buzan unos 50° al O-SO. Las bombas son escasas y tienen composición de basalto olivínico.

Englobado en el piroclasto se encuentran abundantes lavas escoriáceas y "pahoehoe" vesiculares y de aspecto esponjoso, a veces con estructuras cordadas.

Al salir del centro de emisión las coladas bordearon los relieves más elevados de Montaña Tindaya y Montañetas de Tebeto, dirigiéndose hacia la costa occidental e inundando la superficie subhorizontal que se extendía hacia el norte. Dicha plataforma subhorizontal, de topografía más o menos llana, correspondía a la rasa marina que durante el Plioceno se labró sobre el Complejo Basal y la Fase miocena.

En conjunto, en esta área y las adyacentes, la superficie total que cubrieron se puede estimar en 2 km², estando actualmente gran parte de ella cubierta por depósitos de caliche, que no sólo reducen su extensión cartográfica, sino que también dificultan su observación y delimitación.

La elevada tasa de material extruido, así como la topografía llana del sustrato, fueron los condicionantes principales que favorecieron la enorme extensión superficial que alcanzaron las lavas.

Las mejores condiciones de afloramiento se tienen a lo largo del acantilado costero, donde las coladas acaban bruscamente, en una altura entre 10 y 30 m sobre el nivel actual del mar. Es posible observarlas también a lo largo de los barrancos de Esquinzo y Tebeto, cuya incisión profunda permite ver asimismo los materiales sobre los que se apoyan.

Se trata de dos o tres coladas basálticas olivínicas algo vesiculares, apiladas unas sobre otras, con espesores individuales de 2 a 4 m. Tienen asimismo bases escoriáceas y una parte interna masiva, donde exhiben frecuentemente disyunción columnar. Son rocas oscuras, de matriz afanítica, en la que destacan cristales iddingsitizados de olivino. Las vacuolas están rellenas de ceolitas y carbonatos. En general, la roca suele estar bastante alterada, con desarrollo de escamación subparalela y esferoidal.

A lo largo de la costa oeste se observa claramente cómo dichas coladas (dos o tres unidades lávicas) fosilizan los depósitos sedimentarios de la rasa pliocena, habiendo producido sobre ellos un almagre de color rojizo, como consecuencia del metamorfismo térmico de bajo grado generado.

2.3.2.3. *Depósitos de caliche* (11)

La formación de costras de caliche o encostramientos calcáreos es un proceso bastante extendido a lo largo de la isla, afectando con mayor o menor intensidad a diferentes materiales según su edad. El encalichamiento más generalizado y de mayor importancia se produce en el Plioceno y principios del Pleistoceno, siendo los materiales de esa edad los más afectados, mientras que los más recientes apenas muestran este tipo de encostramiento.

En esta área, alcanzan una considerable extensión superficial, aunque sólo se han representado allá donde su espesor es importante. Cubren gran parte de las coladas del volcán La Ventosilla y depósitos detríticos de diversa índole, con espesores que a veces alcanzan 1-1,5 m.

Se trata de un material de color blanco-crema, consistente y duro, de naturaleza carbonatada, con algunos restos de fósiles.

En cuanto al origen, su formación parece estar íntimamente relacionada con los cambios climáticos iniciados en el Plioceno, en los que alternan períodos húmedos y cálido-secos. El agua acumulada en los niveles superficiales del subsuelo asciende por capilaridad al evaporarse durante los períodos secos, impregnando la roca con sales carbonatadas concentradas en ella.

2.4. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

Son aquellas formaciones detríticas de edad cuaternaria, sin una precisión determinada de su edad.

2.4.1. Arenas eólicas pleistocenas consolidadas (12)

Los campos de dunas litorales que venían formándose en toda la isla desde el Plioceno se mantienen o continúan formándose en el Pleistoceno, siendo notables los ejemplos de la zona norte de Fuerteventura. En esta hoja sólo tienen una escasa representación en el área más meridional, donde aparecen apoyados sobre las lavas pliocenas y las unidades del Complejo Basal.

En gran parte, estas dunas costeras proceden de la removilización de las dunas pliocenas ya instaladas, que junto con los aportes eólicos que siguen produciéndose construyen finalmente nuevos complejos dunares. Éstos incluso se mantienen en la actualidad, como ocurre por ejemplo en el Jable de Corralejo y en el área del Istmo de La Pared, al sur de la isla. En algunos casos, la distribución actual de estas dunas marca la antigua línea de costa.

Son arenas bioclásticas de grano fino, con estratificación cruzada, formadas por diminutos fragmentos de caparzones de moluscos que están cementadas por un cemento calcáreo. Incluidos en ellas aparecen enormes cantidades de gasterópodos de tierra, así como de nidos de antophoras. Son frecuentes también, dentro de la arena, los moldes arenosos de vegetales samófilos, nivelillos de cantos subangulosos y, a veces, pequeñas bolsas de materiales aluviales. En la parte superficial de los depósitos suele existir una costra de caliche.

2.4.2. Conos de deyección indiferenciados (13)

Estos depósitos alcanzan especial desarrollo en la zona noroccidental de la hoja, donde constituyen las partes distales de los grandes conos de deyección que descienden de los relieves del Complejo Basal situados en la hoja de La Oliva.

Son formas de acumulación de contorno triangular, con vértice en la zona de emersión, a partir de donde se abren en abanico en la dirección de la pendiente. Con frecuencia aparecen bien definidos, al estar incididos lateralmente por barranqueras y acarcavamientos, pero en esta cartografía no se han individualizado. Es habitual también que varios de ellos entren en coalescencia cerca de su salida. En general originan una extensa rampa que enlaza los relieves altos con zonas más bajas, contribuyendo a suavizar la topografía original. En estas zonas distales están ya horizontalizados, y en gran medida, se confunden con depósitos de rambla, etc.

Cuando el encajamiento de la red de drenaje es profunda, aflora el sustrato sobre el que se apoyan, viéndose, además, la estructura interna de estos depósitos. Son depósitos detríticos mal seleccionados, constituidos por abundantes fragmentos angulosos y subangulosos muy heterométricos, de naturaleza variable según la litología de los relieves que se desmantelan. En general predominan los fragmentos de composición básica, y al estar adosados a relieves del Complejo Basal, hay una elevada proporción de gabros, piroxenitas, fragmentos de diques, etcétera. La matriz que envuelve estos fragmentos es de tipo arenoso a terroso, de grano mediofino, o arcilloso, y en ocasiones, con fuerte componente eólico, presentando estratificaciones y abundantes nidos de antophoras.

Frecuentemente el material está muy compactado y afectado por un encalichamiento superficial bastante generalizado. En otros casos, el depósito está relativamente suelto, indicando

pues una diferencia de edades en su formación, la cual no fue tomada en cuenta en la cartografía. En las partes distales y ya horizontalizadas es frecuente el desarrollo de procesos edáficos.

2.4.3. Coluviones (14)

Estos depósitos no tienen gran importancia en el área, al carecer de relieves importantes. Sólo tienen cierta representación en las laderas de Montañetas de Tebeto, donde forman abanicos de materiales clásticos, a menudo bien definidos por las barranqueras que los cortan lateralmente. En general alcanzan menor desarrollo lateral que los conos de deyección. En algunos casos incluso convergen varios de ellos hacia las partes distales.

Están constituidos por acumulaciones de bloques y cantos angulosos heterométricos, mal seleccionados y con litologías idénticas a las de los relieves donde se apoyan. La matriz que envuelve todo es detrítica y de carácter terroso y arcilloso. En general los depósitos están poco consolidados, siendo el encalichamiento más acusado en las partes altas de los mismos.

2.4.4. Depósitos de barranco (15)

Aparecen únicamente en los cauces de los barrancos de Esquinzo y Tebeto, pero cuantitativamente no tienen demasiada importancia.

Son depósitos compuestos por materiales groseros, mal seleccionados, generalmente de tipo arenas y gravas, con una fracción inferior de limos. Los cantos están bastante redondeados y muestran una heterometría grande. Son de composiciones predominantemente basálticas, pero también abundantes los fragmentos de rocas plutónicas: gabros, piroxenitas, ijolitas, sienitas, etc.

En algunos tramos del barranco de Esquinzo se observan pequeños niveles aterrazados, con potencias raramente superiores al metro.

2.4.5. Dunas (16)

Un pequeño depósito de arenas eólicas sueltas aparece en la desembocadura del barranco de Esquinzo, adosado a las paredes del mismo, alcanzando una altura de hasta 10 o 12 m. Son arenas finas, bioclásticas, sin estructuras marcadas, salvo las rizaduras que se desarrollan en su superficie.

2.4.6. Playas de arenas (17)

Los depósitos de playa tienen poco desarrollo, en parte por el potencial de arrastre del oleaje en estas costas. Se encuentran estrechas franjas de materiales arenosos en pequeñas ensena-

das al pie del acantilado, como por ejemplo en la zona de Playa del Águila y Punta Mallorquín. La playa más extensa se halla en el límite septentrional de la hoja (playa del Castillo-Aljibe de la Cueva), desde donde se extiende casi hasta el pueblo de Tostón-Cotillo. Están constituidos por arenas bioclásticas de color dorado y granulometría fina. Están bien clasificadas y tienen escasa proporción de cantos subredondeados.

En la desembocadura de los barrancos de Esquinzo y Tebeto aparecen depósitos costeros, formados por gravas retrabajadas con escasa proporción de arena.

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 mantélica. En la isla de Fuerteventura esta deducción resulta aún más evidente, pues tanto su forma alargada y alineada con Lanzarote como la estructura del Complejo Basal definen con claridad este campo de esfuerzos.

Tanto desde el punto de vista estratigráfico como volcano-tectónico, la isla de Fuerteventura se puede dividir en dos grandes dominios: el Complejo Basal y los episodios volcánicos subaéreos (dominio subaéreo). En el primero, debido a su edad más antigua, es donde mejor están representados los elementos volcano-tectónicos del campo de esfuerzos regional. Por el 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 enmascarar la fisuración temprana abierta en el fondo oceánico durante la inyección del magmatismo de la isla y son, por tanto, de poca ayuda para estimar los paleoesfuerzos regionales del comienzo de su formación en profundidad.

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

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

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

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

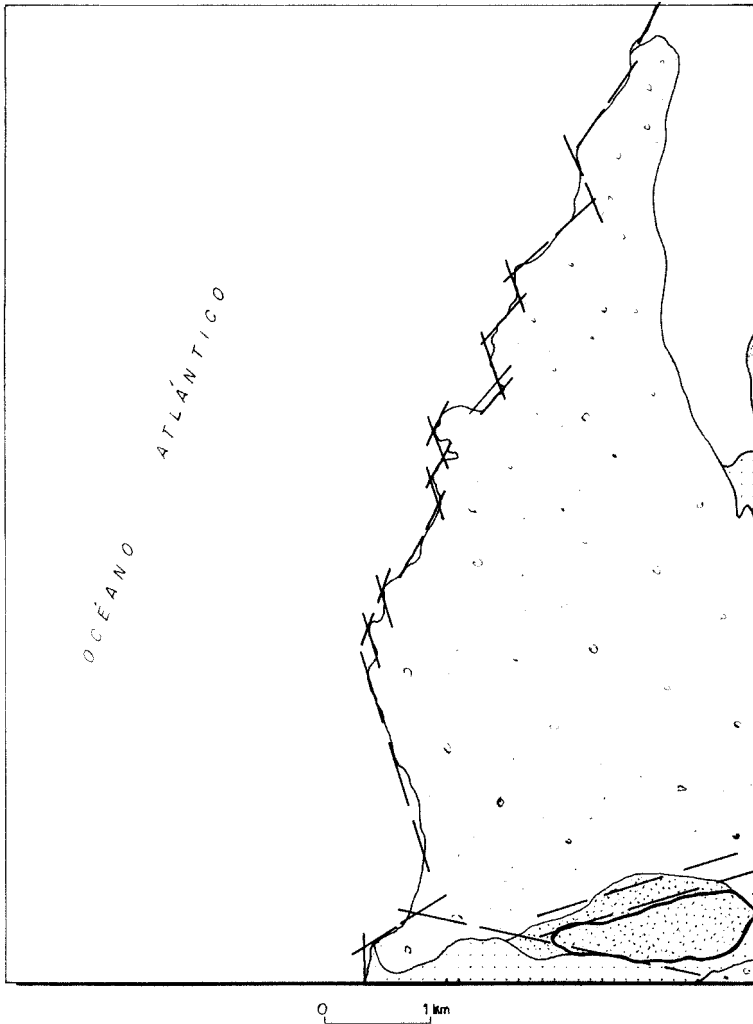
La circunstancia accidental de estar ocupada esta hoja, mayoritariamente por la colada pliocena del volcán de La Ventosilla hace que sea muy parcial el análisis estructural de la misma, ya que oculta todos los materiales anteriores miocenos, donde mejor se refleja la tectónica de la isla.

En la hoja están representados pequeños asomos del dominio del Complejo Basal y, con mucho, el dominio subaéreo.

— En un esquema simplificado de lineaciones (Fig. 3.1), realizado solamente con los datos de la base altimétrica, dentro del Complejo Basal es donde con más intensidad se manifiestan dichos lineamientos. A lo largo de la costa puede observarse una malla rómbica con una componente alargada N10°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 inyección filoniana masiva que atraviesa a las unidades del Complejo Basal.

Otros lineamientos con direcciones diferentes se aprecian en la zona del Tebeto, limitando los relieves del dominio subaéreo mioceno.

— En el esquema volcano-estructural (Fig. 3.2), las únicas estructuras volcánicas aflorantes son los diques. El Complejo Basal está intensamente inyectado por una malla de diques subvertical con dirección N30°E, producto de la dilatación lineal regional. Igualmente, las coladas básicas y traquíticas de Montañas de Tebeto (Ciclo mioceno) están atravesadas por diques básicos subverticales con la misma dirección, pero con bastante menor densidad. Esto indica que cuando se emitieron estas lavas miocenas (consideradas de los tramos más bajos del ciclo, aproximadamente hace 20 m.a.) aún actuaba el régimen de esfuerzos regional que originó la isla y que emplazó tectónicamente el Complejo Basal en superficie.



LEYENDAS

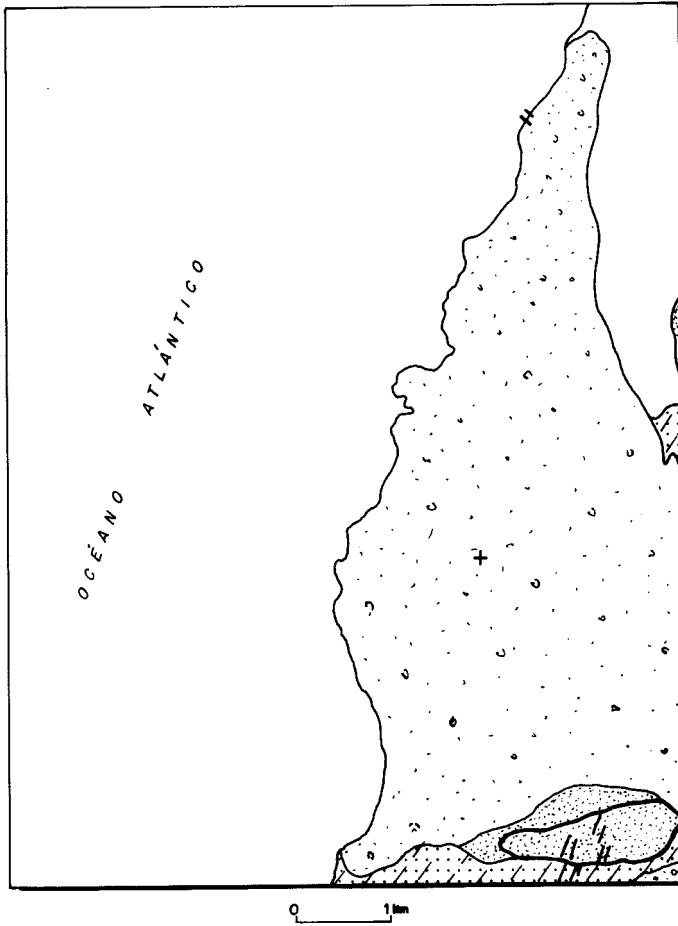
□ Recubrimientos sedimentarios

▣ Volcanismo plioceno

▣ Volcanismo mioceno

▣ Complejo Basal

Fig. 3.1. Esquema de lineamientos.



SIMBOLOGÍA

- | | | | |
|---|------------------|---|--|
|  | Intrusivo sálico |  | Directriz dominante de la malla de diques del CB |
|  | Diques básicos |  | Dirección y buzamiento |

LEYENDAS

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

Fig. 3.2. Esquema volcano-estructural.

Los movimientos en la vertical están representados por la rasa marina pliocena, aflorante de manera continua a lo largo de toda la costa. Su altura se sitúa aproximadamente entre +12 y 15 m, similar a la encontrada en la hoja del norte, Tostón-Corrales, de la cual es una simple prolongación. Las causas de este desnivel son inciertas.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. LOS MATERIALES

La práctica totalidad de la superficie de esta hoja está ocupada por coladas basálticas pertenecientes a la Fase pliocena que hacia el sur rodean el accidente topográfico de las Montañas de Tebeto (136 m), único relieve destacable dentro de la hoja, elaborado sobre materiales (cuarzotraquitas) de la Fase miocena.

Los materiales más antiguos, Complejo Basal, apenas tienen representación cartográfica dentro de la hoja. Los afloramientos se reducen al borde acantilado y a dos pequeñas manchas en el extremo centro-oriental, que tienen su continuidad en la vecina hoja de La Oliva.

El registro sedimentario constituye una cobertera delgada pero arealmente importante, de origen aluvial y coluvial, que se extiende al pie de los relieves del Complejo Basal (véase también la hoja de La Oliva) y de la Fase miocena (Montañas de Tebeto), recubriendo, más o menos distalmente, las coladas de la Fase pliocena. El grado de consolidación de estos materiales es alto cuando se presentan encalichados. Un segundo grupo de materiales sedimentarios es visible a lo largo del acantilado y, más localmente, a lo largo de los barrancos (Esquinzo y Tebeto, fundamentalmente). Está constituido por sedimentos marinos, aluviales, coluviales y eólicos, relacionados con las etapas marinas transgresivas y regresivas que afectaron al borde costero durante el Plioceno, en una etapa precoladas basálticas pliocenas (ya que están recubiertas por éstas).

El comportamiento geomorfológico de estos materiales viene determinado por su propia naturaleza y es, a su vez, consecuencia de los procesos geodinámicos que actuaron en la zona con posterioridad al emplazamiento en superficie de los materiales más antiguos. De este modo, los relieves más vigorosos (reducidos en esta hoja a las Montañas de Tebeto) se asocian a los materiales de la Fase miocena y del Complejo Basal, que se comportan en ésta y en las hojas vecinas de La Oliva, Los Molinos y Tetir como un basamento rígido y masivo. No obstante, la dinámica del borde costero ha determinado el arrasamiento parcial del sustrato, tal como puede apreciarse a lo largo del borde acantilado.

Las coladas pliocenas, por su propia naturaleza, se adaptan al relieve previo, rellenando las zonas deprimidas preexistentes. En el borde acantilado y a lo largo de los barrancos actúan como elementos resistentes a la erosión, dando escarpes verticalizados y protegiendo de la degradación erosiva a los sedimentos infrayacentes de la rasa marina.

La expresión geomorfológica de los materiales sedimentarios más antiguos (prelavas pliocenas) es prácticamente nula, si bien condicionan la geomorfología asociada a los materiales posteriores (coladas pliocenas).

Los depósitos más recientes (coluviones, abanicos de piedemonte, caliche) tienen una expresión morfológica más evidente: regularizan las vertientes y contribuyen a amortiguar las irregularidades de las formas previas. La red de drenaje que incide estos materiales es, en general, dendrítica y poco profunda.

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

4.2. FASES GENERATIVAS DEL RELIEVE

La historia geomorfológica más antigua de la zona, pre Fase pliocena, sólo puede reconstruirse a grandes rasgos debido al escaso registro sedimentario asociado a esta etapa y al gran lapso temporal transcurrido desde el emplazamiento en superficie de los materiales más antiguos (Complejo Basal). La situación de esta zona hace que haya que remitirse a las hojas vecinas de La Oliva, Los Molinos y Tetir.

Con posterioridad a esta larga etapa, el rasgo geomorfológico más significativo aparece representado por una superficie de "rasa" marina visible a lo largo del borde costero, fundamentalmente al sur (Piedra de la Playa) y al norte de la hoja (al N de La Punta Mallorquín), así como en los barrancos de Esquinzo y Tebeto. Presenta alturas variables entre 10-20 m sobre el nivel actual del mar, sin que pueda precisarse la posición de la línea o líneas de costa asociadas. No se descarta, pues, la posibilidad de que en esta superficie se solapen más de un nivel marino, lo que podría explicar las diferencias de altura observadas. A grandes rasgos, la "rasa" pierde altura de sur (hoja de Los Molinos) a norte (hojas de Punta del Paso Chico y de Toston-Corrajejo), por lo que también cabría la posibilidad de un basculamiento en igual sentido; sin embargo, no hay datos a este respecto; el problema puede reducirse también a una cuestión puramente geométrica, suponiendo una oblicuidad entre la línea de costa pliocena y la actual. Los depósitos marinos asociados a esta superficie están formados por gravas y arenas bioclásticas. La fases regresiva subsiguiente está representada en los cortes por depósitos aluviales, coluviales y eólicos, que se superponen, generalmente de forma erosiva, a los anteriores.

A esta etapa degradativa del relieve sucede una reanudación de la actividad volcánica, representada por las coladas basálticas procedentes de La Ventosilla (véase hojas de Tetir y La Oliva), que definen la principal unidad geomorfológica de la hoja. Estas coladas fosilizan el relieve y los depósitos asociados a la etapa anterior, por lo que apenas se dispone de datos para una reconstrucción más pormenorizada del relieve preexistente. Actualmente estas coladas terminan bruscamente en el borde costero, favoreciendo el desarrollo de acantilados, sin que pueda observarse el frente de avance de las mismas ni tampoco la posición de la línea de costa asociada a esta etapa.

Con posterioridad al episodio volcánico de La Ventosilla, comienza una nueva etapa degradativa del relieve que, dentro del dominio de esta hoja, continúa sin interrupción por actividad volcánica durante el Pleistoceno y Holoceno. En este amplio lapso temporal se produce la incisión de las

coladas basálticas por barrancos (Esquinzo y Tebeto, fundamentalmente), cuyo trazado sigue en la mayor parte de su recorrido las zonas de borde de las coladas. Asimismo, los sedimentos no fosilizados por las coladas pliocenas, es decir, aquellos emplazados en las vertientes y al pie de los relieves residuales, son removilizados por procesos de vertiente y fluvio-torrenciales hacia las partes más bajas, tapizando, en parte, la superficie de colada. Estos sedimentos sufrirán un encaichado posterior, que en gran medida se verá favorecido por la presencia de numerosos bioclastos en las arenas eólicas heredadas de la Fase pliocena y removilizadas en esta etapa.

4.3. PRINCIPALES TIPOS DE FORMAS DIFERENCIABLES

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

El relieve de esta hoja es esencialmente volcánico, y si bien los procesos geodinámicos externos que han actuado en la zona enmascaran parcialmente este carácter, se ha querido resaltar en la cartografía su naturaleza original.

4.3.1. Formas volcánicas

Superficies de colada

Constituye la forma más característica, la que ocupa una mayor extensión y la que mejor define el relieve de la hoja.

La topografía de detalle de esta superficie revela la existencia dentro de la misma de dos zonas morfológicamente bien diferenciadas, separadas, a *grosso modo*, por el Barranco de Esquinzo. El tramo comprendido entre la Punta de Los Caletones y la Punta Mallorquín es una superficie prácticamente llana y topográficamente más baja que el tramo comprendido entre la Punta de Los Caletones y La Punta de La Laja, más accidentado en detalle.

La cobertera sedimentaria que recubre esta superficie, arealmente más extensa y uniforme en el tramo norte (debido sin duda a la proximidad de los relieves del Complejo Basal) y restringida hacia el sur a la depresión intra-superficie, permite, en parte, explicar las diferencias morfológicas observables. Otro factor determinante es la situación del tramo norte en una zona de borde de colada, lateral a la salida principal de la misma.

4.3.2. Formas continentales

4.3.2.1. *Formas degradativas*

Relieves residuales

Las Montañetas de Tebeto (al sur de la hoja) constituyen un relieve aislado, elaborado sobre las cuarzotraquitas de la Fase miocena y rodeado por las coladas pliocenas. Esta delimitado por

barrancos y presenta sus laderas regularizadas por glacis. Si bien su origen es volcánico, actualmente no se conserva ningún rasgo morfológico indicativo del tipo de emplazamiento.

Valles y barrancos de origen fluvio-torrencial

Son aquellos valles y barrancos que inciden más o menos profundamente las coladas pliocenas, siendo, por tanto, posteriores al emplazamiento de éstas. Los más importantes, tanto en recorrido como en poder erosivo (Tebeto y Esquinzo), discurren en la mayor parte de su recorrido por las zonas de borde de coladas, rodeando los relieves residuales el resto (Barranco de los Esparragos, etc.) presenta un menor desarrollo.

La incisión de la red según estas líneas de drenaje da lugar a valles profundamente encajados (Esquinzo, con unos 40 m de desnivel en su parte más distal) y en algunos casos colgados sobre el borde acantilado (Tebeto y otros de menor recorrido) o bien con presencia de rápidos o cauderos (Esquinzo). Presentan pues, un perfil claramente alejado del equilibrio debido probablemente a su relativa juventud, al retroceso activo del acantilado y a la resistencia del sustrato frente a la erosión (a falta de datos sobre neotectónica). Sólo en aquellos barrancos de mayor capacidad erosiva (Esquinzo) la acción remontante tiende a regularizar su perfil longitudinal.

En su recorrido, estos barrancos actúan como colectores de las líneas de drenaje procedentes de los relieves residuales, igualmente encajados cuando atraviesan el sustrato (ladera S de las Montañetas de Tebeto).

Redes dendríticas de escasa incisión lineal

Incluye las líneas de drenaje de menor longitud. Se desarrollan sobre los depósitos aluviales y coluviales emplazados al pie de los relieves (N y S de la hoja) y, en menor medida, sobre la cobertera sedimentaria que tapiza la superficie de colada (Lomos de Esquinzo).

4.3.2.2. Formas agradativas

Abanicos de piedemonte y glacis de acumulación

Se diferencian ambas formas atendiendo al reflejo morfológico que presentan antes que a los procesos sedimentarios, similares en ambos casos, con los que se relacionan.

Se han cartografiado como abanicos de piedemonte aquellos depósitos que dan lugar a formas convexas, lateralmente coalescentes, y con un relieve aplanado y alargado en el sentido de la pendiente. Se localizan a la salida de los barrancos que inciden los relieves residuales y presentan una morfología característica en abanico.

Por su parte, las formas cartografiadas como glacis de acumulación no presentan una morfología diferenciada, recubriendo sus depósitos de forma casi generalizada y continua las laderas de algunos residuales (Montañetas de Tebeto).

Depósitos de terraza y de fondo de valle

Apenas tienen reflejo cartográfico a la escala de trabajo. Se relacionan con los cursos de mayor entidad (Esquinzo y Tebeto).

4.3.3. Formas marinas

4.3.3.1. Acantilados

Caracterizan la costa en toda su extensión. Su buen desarrollo está sin duda favorecido por la naturaleza del sustrato y por la resistencia a la erosión de las coladas pliocenas. Son casi verticales con escarpes de unos 40-50 m en la mayor parte de su trazado, perdiendo altura al N y al S.

4.4. TOPONIMIA DE SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO Y GEOLÓGICO

Superficies de colada: Los Pedregales.

Acumulaciones eólicas: Jable de Tebero, Jable de Taca.

Pequeños relieves en superficies de colada: Lomos de Esquinzo.

4.5. SECUENCIA DE LOS PRINCIPALES ACONTECIMIENTOS GEOMORFOLÓGICOS

- Emplazamiento de los materiales del Complejo Basal y miocenos.
- Degradación de los relieves creados y elaboración de la rasa Pliocena y de los depósitos asociados.
- Fase regresiva marina con eolización de la costa y deposición de materiales aluviales y coluviales al pie de las vertientes.
- Emplazamiento de las coladas pliocenas procedentes del volcán La Ventosilla.
- Reanudación de los procesos denudativos, que han continuado hasta la actualidad sin interrupción por actividad volcánica. Incisión de las coladas por la red de drenaje (Barrancos Esquinzo y Tebeto, fundamentalmente). Encalichamiento de los sedimentos.

5. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

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

La caracterización geoquímica de las fases volcánicas se ha realizado considerando la totalidad de los análisis químicos que de cada una de ellas se dispone en la isla, ya que de esta manera es posible observar mejor el comportamiento geoquímico global que presentan. En el caso de la Fase miocena, aunque escasamente representada en el ámbito de esta hoja, se ha tenido en cuenta, para el comentario geoquímico, las muestras correspondientes al edificio mioceno en el que se halla enclavada la hoja, representándose en los diagramas las muestras disponibles

pertenecientes a cada uno de los tres edificios miocenos de la isla. En cualquier caso, 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 todos los análisis de elementos mayores, menores y la norma CIPW. La clasificación tipológica de las muestras se ha llevado a cabo mediante el diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas de la IUGS, [LE BAS *et al.* (1986a)]. La denominación de las rocas obtenidas en dicho diagrama aparece al pie de la tabla, junto con la localización geográfica de las muestras.

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

5.1. COMPLEJO BASAL

5.1.1. Episodios volcánicos y sedimentarios

5.1.1.1. *Coladas basálticas y rocas fragmentarias intensamente atravesadas por diques (4)*

Sólo existen dos pequeños afloramientos de esta formación uno de ellos en el borde SO de la hoja, en La Laja, y el otro en el barranco de Esquinzo, al E de la hoja, el cual ha sido muestreado. El muestreo es difícil debido al encalichamiento de las rocas, lo que hace a veces complicado distinguir entre diques y roca de caja, que suelen ser de la misma composición.

Son basaltos olivínicos con una textura microcriptocristalina vesicular o amigdalar. Tienen escasos fenocristales de pequeño tamaño (<1 mm) e idiomorfos, de olivino fundamentalmente, y alguno aislado de augita titanada; los de olivino aparecen totalmente sustituidos por cuarzo o por carbonato.

La matriz es muy fina y en gran parte está formada por vidrio. Se observan finos cristallitos alargados de augita, olivino y minerales opacos pulverulentos. Las vesículas son muy abundantes y en su mayoría rellenas por carbonato o cuarzo; sus tamaños van de 2 a 4 mm.

5.1.2. Series plutónicas. Petrología

5.1.2.1. *Serie plutónica ultracalina: melteigitas, ijolitas y sienitas*

Esta formación aflora a lo largo de casi toda la costa, cubierta por depósitos más modernos, al E de la hoja y en una pequeña área al O de la misma. Las condiciones de afloramiento no son buenas, por lo que únicamente se han tomado muestras en el fondo de los barrancos y en la costa.

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

Muestra	16856	53896	Muestra	16856	53896	Muestra	16856	53896
SiO ₂	38.00	41.65	Ce	238	199	An	1.74	8.20
Al ₂ O ₃	13.12	14.22	Co	18	28	Ne	2.60	12.16
Fe ₂ O ₃	5.29	7.85	Cu	67	80	Di		14.21
FeO	5.33	3.45	La	134	112	Ol	7.61	2.02
MgO	4.36	3.80	Nb	136	143	He	1.06	6.53
CaO	10.28	9.62	Ni	2	2	Mt	6.14	1.91
Na ₂ O	3.94	5.06	Rb	51	50	Il	7.92	6.51
K ₂ O	3.47	2.67	Sr	1710	2236	Ap	2.29	1.81
MnO	.32	.27	V	319	313	C	2.24	
TiO ₂	4.17	3.48	Y	37	25	CC	15.40	5.82
P ₂ O ₅	.99	.78	Zn	101	69	ID	51.65	48.31
H ₂ O	3.67	4.28	Zr	429	331	FEMG	.00	.00
CO ₂	6.77	2.56	Or	20.51	15.78	IP	.78	.79
Ba	620	788	Ab	28.54	20.36			

16856 Ijolita. Paso del Culo Virado. [BARRERA *et al.* (1981)].

53896 Ijolita. Desembocadura del barranco de Esquinzo. [BARRERA *et al.* (1981)].

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

Muestra	16453	3	Muestra	16453	3	Muestra	16453	3
SiO ₂	64.60	65.92	H ₂ O	3.25	2.91	An		2.30
Al ₂ O ₃	16.21	16.59	CO ₂	1.85		Hy	3.01	1.21
Fe ₂ O ₃	1.61	2.43	Ba		862	He	.19	2.03
FeO	.53	.30	Nb		156	Mt	2.06	.58
MgO	1.21	.50	Rb		155	Il	.13	.38
CaO	2.31	.53	Sr		96	Ap	.14	.12
Na ₂ O	3.40	5.57	Y		42	C	5.38	.66
K ₂ O	4.84	5.47	Zr		619	CC	3.98	
MnO	.17	.06	Q	24.49	10.84	ID	81.87	90.30
TiO ₂	.07	.20	Or	28.60	32.33	FEMG	.00	.00
P ₂ O ₅	.05	.05	Ab	28.77	47.13	IP	.67	.91

16453 Traquita. Zona E de Montañetas de Tebeto. [FUSTER *et al.* (1968)].

3 Traquita. Zona E de Montañetas de Tebeto. [CUBAS *et al.* (1988-1989)].

**Tabla 5.3. Fase pliocena superior.
Análisis químicos, norma CIPW y parámetros geoquímicos**

Muestra	16630	Muestra	16630	Muestra	16630	Muestra	16630
SiO ₂	44.35	K ₂ O	1.22	Ab	19.65	Ap	1.16
Al ₂ O ₃	13.58	MnO	.14	An	20.88	CC	.59
Fe ₂ O ₃	5.19	TiO ₂	2.41	Ne	2.19	ID	29.05
FeO	6.51	P ₂ O ₅	.50	Di	20.42	FEMG	.11
MgO	9.35	H ₂ O	3.01	Ol	12.50	IP	.44
CaO	10.40	CO ₂	.26	Mt	7.53		
Na ₂ O	2.80	Or	7.21	Il	4.58		

16630 Basalto. Colada del volcán La Ventosilla, playa del Águila. [FUSTER *et al.* (1968)].

Melteigitas, ijolitas y venas sieníticas. Este grupo de rocas, al igual que en la vecina hoja de La Oliva, aparecen asociadas entre sí, estando formadas por distintas fases que parecen intruir unas a continuación de las otras. Así, los primeros fluidos son ricos en ferromagnesianos (augita y minerales opacos); a continuación ascienden fluidos más alcalinos que pueden ser ricos en nefelina y/o feldespatos alcalinos. Ascienden por venas, fracturas, intersticios, etc. En ocasiones penetran totalmente en la roca de caja, brechificándola o llegando a formar parte de la misma. Así se forman las ijolitas, urtitas, brechas ijolíticas (tectónicas), si los fluidos son ricos en sodio, y sienitas y sienitas nefelínicas si los fluidos son más ricos en feldespatos potásicos; por último, en un estadio más tardío, aparecen carbonatitas acompañadas por cantidades pequeñas de feldespatos alcalinos y otros minerales.

A continuación se describe cada término por separado. De manera excepcional, hay también alguna muestra algo más piroxénica que la composición media de las melteigitas, por lo que se ha individualizado en la descripción.

Piroxenitas alcalinas. Presentan texturas granudas hipidiomorfas de grano medio, con cierto grado de cataclasis. La augita titanada y los minerales opacos son siempre los minerales principales, a los que se añaden feldespatos potásicos y biotita en algunos casos. Como minerales accesorios suelen estar presentes, además del feldespatos y la biotita, augita egirínica, anfíbol castaño, apatito, esfena y carbonato. Minerales sericítico-micáceos, uralita y leucoxeno aparecen como minerales secundarios.

Estas rocas están formadas en un elevado porcentaje por augita titanada con formas subidiomorfas, raramente maclada o zonada y con extinción ondulante. Los cristales de augita aparecen muy fracturados, transformándose por las finas grietecillas a biotita y uralita. Las rocas también se encuentran atravesadas por abundantes vetillas de feldespatos alcalinos que rellenan todo tipo de fracturas; si la augita titanada entra en contacto con la acumulación sódica es transformada en egirínica. También se observan venas rellenas por carbonato y opacos removilizados. Los minerales opacos son de carácter intersticial, mucho menos abundantes que la augita y de formas alotriomorfas muy irregulares. El apatito puede llegar a ser

relativamente abundante, ofreciendo secciones idiomorfas, a veces agrupadas a modo de rosarios. La biotita es tardía, ocupa posiciones intersticiales y se presenta en ocasiones recristalizada y removilizada.

La alteración del feldespato a minerales sericítico-micáceos en estas rocas suele ser alta, mientras que la del piroxeno suele ser baja o media.

Melteigitas. Presentan texturas granudas hipidiomorfas de grano medio-grueso. Augita egirínica, minerales opacos y nefelina son los minerales principales habituales, a los que se puede añadir anfíbol castaño, y biotita; esfena y apatito los minerales accesorios. Como minerales secundarios se encuentran minerales micáceos y leucoxeno.

La augita es con diferencia el mineral más abundante; se presenta en cristales muy alargados, muy fracturados y dando en ocasiones un aspecto "rameado" a la textura; no suelen estar macizados o zonados. Los minerales opacos presentan una textura poiquilítica. La nefelina penetra a través de las fracturas y aparece totalmente alterada a minerales micáceos finamente granulados. La biotita, de tonos muy oscuros, se dispone sustituyendo a la augita. El apatito muestra secciones idiomorfas y, a veces, sus cristales aparecen de manera arrosariada, a menudo van como inclusiones en los minerales opacos; la esfena, por último, va como cristales idiomorfos, de tamaño medio-grueso.

Ijolitas-urtitas. Existen todos los grados composicionales, desde las melteigitas hasta las urtitas, en función de las proporciones de máficos y nefelina.

La textura de estas rocas es granuda hipidiomorfa o panidiomorfa, de grano medio o fino, siempre microfisurada y en ocasiones cataclástica.

El orden de los minerales principales varía según el tipo composicional, pero siempre están presentes augita egirínica, nefelina y feldespato alcalino; egirina y minerales opacos son minerales principales en función del grado de alcalinidad. Como minerales accesorios aparecen esfena, apatito, biotita y carbonato; como secundarios, minerales micáceos y leucoxeno.

La augita egirínica y los minerales opacos se presentan muy fracturados, y aquélla a menudo, está alterada a minerales micáceos; en ocasiones crecen, a partir de sus cristales, otros de biotita. La nefelina que penetra por venas y fracturas muestra cristales idiomorfos, de secciones hexagonales o cuadrangulares, totalmente alterados a minerales micáceos; cuando existe egirina ésta ocupa posiciones intersticiales, con formas aciculares, rodeando a los cristales de nefelina. El feldespato alcalino es algo posterior, atravesando las rocas por vetillas que a su vez son atravesadas por otras de carbonato. El feldespato puede ser muy abundante, dando lugar a ijolitas sienitizadas. La esfena, que puede llegar a ser relativamente abundante, se dispone en cristales rómbicos o con formas irregulares, acompañada a menudo a los minerales opacos. Éstos a su vez presentan numerosas inclusiones de apatito que suelen formar conjuntos arrosariados.

Sienitas y sienitas nefelínicas. Son rocas de textura granuda hipidiomorfa de grano medio, con feldespato alcalino como mineral principal, que puede ser el único o estar acompañado por nefelina y piroxeno. Como minerales accesorios aparecen opacos, biotita, apatito, esfena y carbonato. Los minerales secundarios son: sericita, minerales micáceos, óxidos de hierro y epidota.

El feldespato muestra cristales subidiomorfos, bien desarrollados, a menudo con maclado kalrsbad. La nefelina, cuando existe, se encuentra totalmente alterada y en secciones idiomorfas. El piroxeno aparece en secciones idiomorfas muy alargadas totalmente desestabilizado a minerales opacos y micáceos y empieza a ser sustituido por carbonato. Los minerales opacos también se muestran alterados, ocupando posiciones intersticiales. El apatito siempre presenta secciones idiomorfas. La esfena también aparece totalmente desestabilizada a minerales opacos. Por último, el carbonato penetra por venas y grietas, sustituyendo a veces a algunos minerales.

Nefelinitas. Se ha estudiado algún dique de nefelinita que se presenta con una textura porfídica microcristalina, estando formados los fenocristales en gran parte por nefelina que también es importante en la matriz. Los fenocristales ofrecen secciones idiomorfas hexagonales y cuadradas, que van de 1,5 a 3,5 mm y aparecen totalmente alterados a minerales micáceos; otros fenocristales también idiomorfos son de augita egirínica, de menor tamaño, con formas muy alargadas, zonado en "reloj de arena" e inclusiones de apatito y esfena. Por último, en algún caso pueden verse fenocristales de perovskita, con secciones hexagonales y rómbicas, con inclusiones de apatito y bordes de alteración a minerales opacos.

La matriz está constituida por cristalitos de secciones cuadrangulares de nefelina muy alterados y con numerosas inclusiones, agujas de augita egirínica; finísimos microlitos de biotita, minerales opacos en cristalitos equidimensionales y también en finísimos cristales, dando un aspecto pulverulento a los mismos y algunos cristalitos de apatito y esfena.

5.1.3. Series plutónicas. Geoquímica

Los análisis disponibles del Complejo Basal en esta hoja corresponden a las ijolitas, Tabla 2.1. Como se observa, son rocas extremadamente básicas de carácter subsaturado, más acentuado en la muestra 35896. Tienen altos contenidos en CaO y TiO₂, que se manifiestan en la norma en cantidades importantes en calcita y óxidos de hierro, también observado en el estudio petrográfico. La cantidad de albita es asimismo importante, indicando un proceso de albitización notable.

En cuanto al contenido en elementos menores, estas rocas suelen estar enriquecidas en Ba y Sr, en parte debido a su carácter pegmatóide.

5.2. FORMACIONES VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS POSTCOMPLEJO BASAL

5.2.1. Fase miocena. Petrología

5.2.1.1. Tramo inferior. Grupo Ampuyenta.

5.2.1.1.1. Diques y coladas basálticas olivínico-piroxénicas (2 y 7)

Estas coladas afloran en el ángulo SE de la hoja, en la zona del paso de La Laja y de Montañetas de Tebeto. La toma de muestras tiene dificultad debido al encalichamiento de los afloramientos.

Son rocas basálticas de textura porfídica microcristalina.

Los fenocristales son de olivino y minerales opacos; la matriz está constituida por augita titanada, minerales opacos y plagioclasa. Como minerales secundarios aparecen iddingsita, serpentina y minerales sericítico-arcillosos. Existe también carbonato posterior.

Los fenocristales son en casi su totalidad, o a veces por completo, de olivino. Su proporción es de 8-10%, aunque en un caso llega al 40-45%. Sus tamaños son seriados y suelen ir desde 1,5 mm hasta confundirse con la matriz; en algún caso los tamaños pueden ser superiores. Son idiomorfos y pueden estar alterados a iddingsita, serpentina o minerales sericítico-arcillosos. En un caso presentan coronas de alteración a sericita y sus núcleos están sustituidos por carbonato. Los minerales opacos, si aparecen, lo hacen como microfenocristales y se presentan muy alterados e intercrecidos con la matriz.

La matriz está constituida en una proporción elevada por augita titanada que aparece en pequeños prismas alargados o listoncitos de pequeño tamaño (0,1 mm). En los intersticios de estos cristales se disponen cristalitos equidimensionales de minerales opacos y plagioclasa, muy escasa, en pequeñas acículas. Se aprecia la presencia de alguna vesícula rellena por carbonato.

Se han tomado tres muestras de otros tantos diques de esta formación situados en el ángulo SE de la hoja; dos de ellas en la cabecera del barranco de Tebeto y la tercera en la ladera N de las Montañetas de Tebeto.

Los tres diques muestreados son de traquibasalto anfibólico, con una textura porfídica microcristalina y una proporción de fenocristales del 5 al 10%.

Estos fenocristales son de anfíbol castaño, augita y plagioclasa. En su gran mayoría son de anfíbol, con tamaños seriados que van desde 2 mm hasta confundirse con la matriz; son alargados, idiomorfos y, en ocasiones, maclados y zonados. También los cristales de augita son idiomorfos, maclados y zonados. Los fenocristales de plagioclasa son muy escasos y asimismo idiomorfos.

La matriz está constituida por anfíbol castaño, plagioclasa, augita y minerales opacos. Generalmente, los microlitos, de formas casi aciculares o en bastoncitos de anfíbol y augita, forman un entramado en cuyos intersticios se disponen los cristales de plagioclasa y los cristalitos equidimensionales subidiomorfos de minerales opacos. En algún caso la plagioclasa es más abundante y son sus cristales los que rodean al resto.

El apatito puede figurar como mineral accesorio y los óxidos de hierro como minerales secundarios.

5.2.1.1.2. Cuarzo-traquitas de Montañas del Tebeto y diques sálicos (1 y 8)

Se han tomado dos muestras de esta formación, donde afloran al S de la hoja, una en Montañetas de Tebeto y otra en el barranco de Tebeto. La toma de muestra tiene dificultad, debido al encalichamiento de los afloramientos. Se trata de rocas traquíticas con una textura asimismo traquítica, con algún fenocristal. Estos fenocristales, cuando existen, son de anortoclasa y an-

fíbol castaño. Los de anortoclasa son idiomorfos, maclados, con textura cribosa y algunos de ellos están corroídos por la matriz. Los fenocristales de anfíbol son idiomorfos, a menudo muy alargados. Estos fenocristales, muy escasos, muestran tamaños seriados que van desde 3 mm hasta confundirse con la matriz.

La matriz está formada por plagioclasa-anortoclasa, feldespato alcalino, anfíbol castaño, minerales opacos, augita y cuarzo. Los microlitos de plagioclasa-anortoclasa, maclados, son los que constituyen la mayor parte de la matriz; forman pequeños listoncitos que marcan la dirección del flujo y aparecen bastante alterados a sericita. El feldespato alcalino se presenta de forma intersticial. El anfíbol y la augita, muy escasos, muestran cristales casi aciculares. Los minerales opacos se distribuyen de forma irregular, en forma de impregnaciones o de pequeños microlitos equidimensionales alterados a óxidos de hierro. Finalmente, también se observan cristales de cuarzo intersticial de cristalización tardía.

5.2.2. Fase miocena. Geoquímica

De la Fase miocena en esta hoja sólo se dispone de dos análisis químicos, que corresponden a traquitas de las Montañetas de Tebeto, Tabla 2.2 según su clasificación en el diagrama TAS (Fig. 5.1). Esta clasificación es plenamente coincidente con lo observado en el estudio petrográfico.

Analizando conjuntamente los análisis de estos afloramientos con los de Montaña Tindaya, con la que están genéticamente relacionados (hojas de La Oliva), se observa, asimismo, concordancia entre ellos, tanto en la clasificación de las rocas como en el contenido de sus elementos. La presencia de términos riolíticos en Montaña Tindaya se debe a la mayor cantidad de SiO_2 que tienen algunas de sus muestras.

Estas rocas presentan valores relativamente altos en SiO_2 (superiores al 60%), en Al_2O_3 y en álcalis, siendo bajos, como es de esperar en este tipo de rocas, en CaO y MgO . Son rocas sub-saturadas, con cuarzo e hyperstena normativos y con contenidos importantes en albita y ortosa. En cuanto al índice de diferenciación, se caracterizan por alcanzar un grado elevado. En lo referente al índice de peralcalinidad, se observa una clara diferencia entre ambas muestras, ya puesta de manifiesto en los contenidos elementales de álcalis.

Con respecto a otros cuerpos traquíticos intrusivos en la Fase miocena de otras zonas de la isla (Montaña Azufrá, Cuchillo del Palo, Cofete, Los Morros de Pozo Negro, etc.), no existen diferencias significativas entre ellos, salvo pequeñas variaciones en cuanto a su carácter más o menos peralcalino.

Del resto de la Fase miocena no se dispone de análisis en esta área, debido a la escasez de afloramientos. En otras zonas de la isla, donde sí está bien representada y más completamente, se ve que está constituida mayoritariamente por rocas básicas, con predominio de tipos basálticos. De manera subordinada aparecen basanitas, mugearitas y benmoreitas (Fig. 5.1).

En el diagrama de variación de elementos mayores (Fig. 5.2), se aprecia una disminución de los elementos propios de minerales ferromagnesianos a medida que progresa la diferenciación

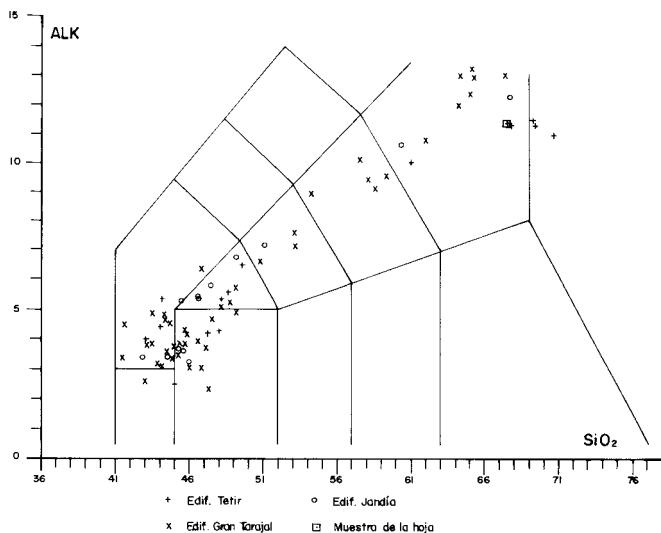


Fig. 5.1. Diagrama TAS de la Fase miocena.

magmática, (P_2O_5 , TiO_2 , MgO , Fe total, CaO), mientras que álcalis y Al_2O_3 aumentan progresivamente hacia los tipos más diferenciados.

En la proyección de las muestras en un diagrama evolutivo como es el AFM (Fig. 5.3), se observa que en conjunto, la Fase miocena sigue en comportamiento característico de la serie magmática alcalina, con los términos traquíticos de Montañetas de Tebeto, Tindaya, etc., como términos más diferenciados.

Comparando los tres edificios miocenos de la isla, puede decirse que las rocas pertenecientes al edificio norte (donde se halla enclavada esta hoja) son algo menos alcalinas que las de los otros dos.

5.2.3. Fase pliocena superior. Petrología

5.2.3.1. Arenas, conglomerados y arenas eólicas: rasa marina (entre +10 y 20m) (9)

Se ha tomado una muestra situada en el límite E de la hoja, localizada en el barranco de Esquinzo. La roca es una biocalcarenita con una textura arenosa con cemento esparítico. Los clastos están formados por fragmentos de fósiles, fragmentos de roca volcánica muy vesicular y augita. Los fragmentos de fósiles son muy abundantes, en menor proporción se encuentran los de roca y en mucha menor los de augita; todos ellos son subredondeados.

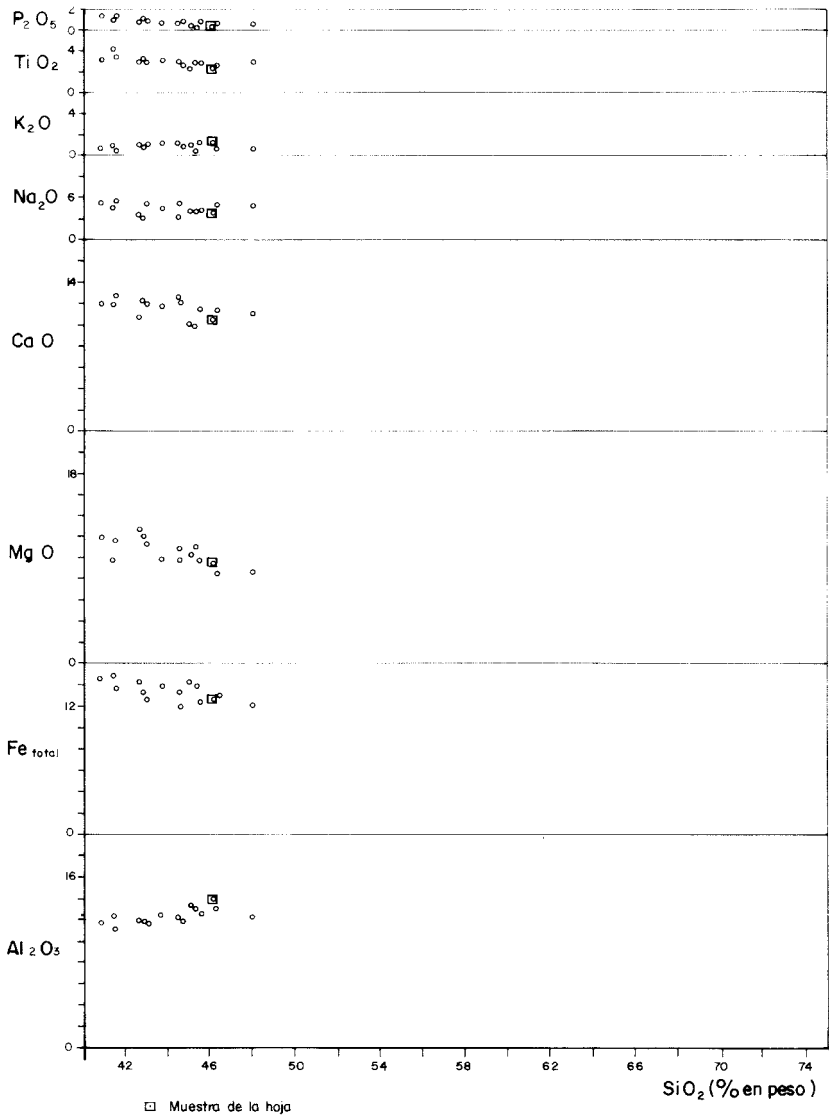


Fig. 5.2. Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase miocena.

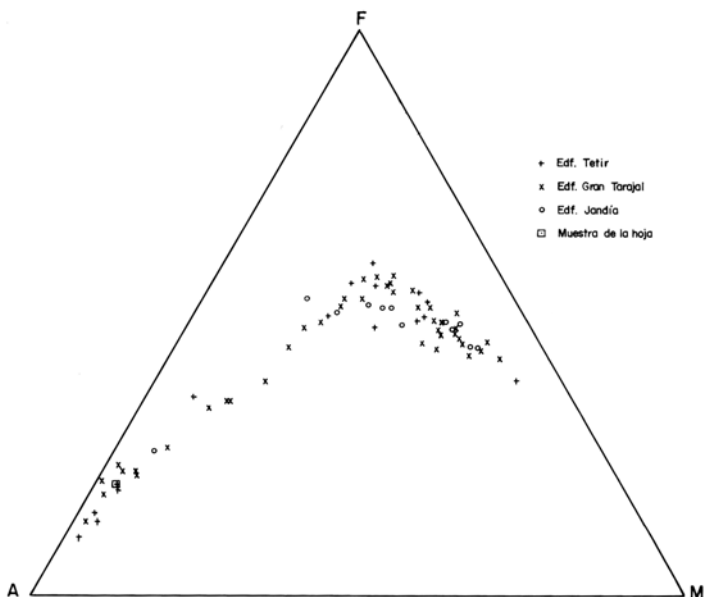


Fig. 5.2. Diagrama AFM de la Fase miocena.

5.2.3.2. Coladas basálticas olivínicas del edificio La Ventosilla (10)

Es la formación más extendida por toda la hoja y ha sido muestreada en numerosos puntos.

Son rocas basálticas olivínicas con características muy uniformes a lo largo de todas las coladas. Todas ellas muestran una textura porfídica microcristalina y en algún caso incluso microcripto-cristalina. En bastantes ocasiones pueden presentar abundantes vesículas de formas irregulares.

Los fenocristales son siempre de olivino y destacan en una matriz de plagioclasa, augita titanada, minerales opacos, olivino y carbonato. La iddingsita aparece como el único mineral secundario. Presentan porcentajes entre el 10 y el 20% y tamaños seriados que van desde 1 o 2 mm hasta confundirse con la matriz. Aparecen generalmente en secciones idiomorfas, a menudo rómbicas o rómbico-prismáticas, con golfos de corrosión, a veces llegando al hábito esquelético. Suelen presentar coronas de alteración a iddingsita.

Los cristales de plagioclasa de la matriz son microlitos en forma de listoncitos con maclado polisintético, entre los que a veces se dispone el resto de los minerales. Los cristallitos de augita titanada forman pequeños bastoncitos prismáticos. Los minerales opacos pueden mostrar formas equidimensionales o también aciculares; en algunas ocasiones son de tamaño tan pequeño que ofrecen un aspecto pulverulento. Los cristales de olivino en la matriz son muy escasos,

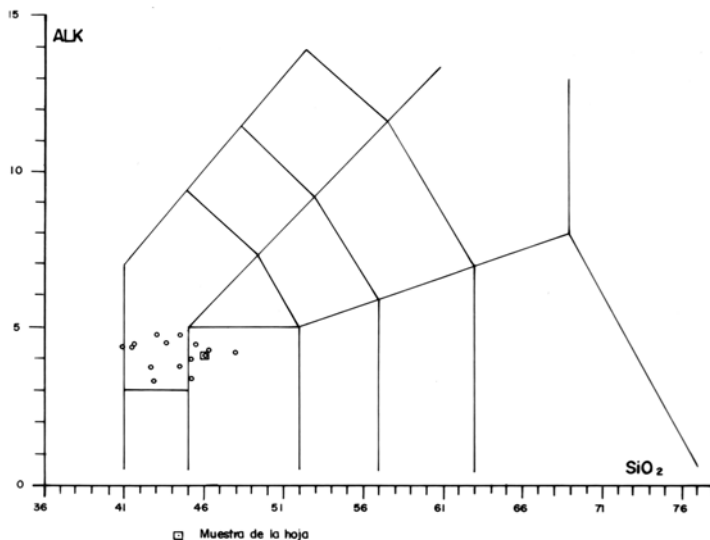


Fig. 5.2. Diagrama TAS de la Fase pliocena superior.

presentando formas equidimensionales. El carbonato rellena intersticios o vesículas y puede estar presente en mayor o menor proporción.

5.2.4. Fase pliocena superior. Geoquímica

En la hoja se dispone de un solo análisis químico de las coladas del volcán La Ventosilla, Tabla 2.2, cuya clasificación tipológica según el diagrama TAS (Fig. 5.4), corresponde a un basalto, aunque está en el límite con el campo de las basanitas. Esta clasificación coincide con lo observado en el estudio petrográfico y es plenamente concordante con otras muestras del mismo edificio tomadas en otras hojas (véase hoja de Los Molinos).

En cuanto a los contenidos elementales de las coladas del volcán La Ventosilla, se ajustan a los propios de estas rocas.

Considerando conjuntamente los análisis disponibles de la Fase pliocena en la isla (Fig. 5.4), todas las muestras se agrupan en dos poblaciones de carácter básico, poco evolucionadas, pero de tendencias alcalinas distintas: basaltos y basanitas.

En el diagrama binario de variación óxidos/SiO₂ (Fig. 5.5) se observa el incipiente grado de evolución alcanzado por estas emisiones, con un escaso margen de variación de los contenidos

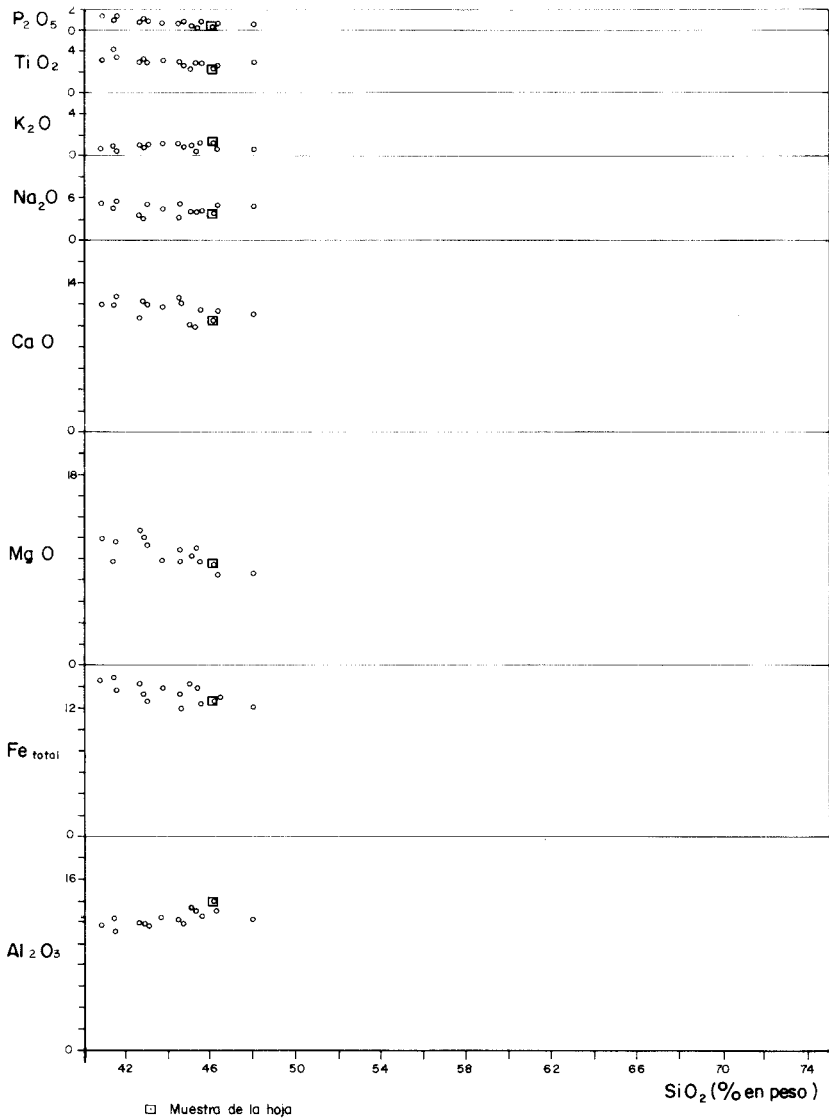


Fig. 5.5 Diagrama binario de variación de elementos mayores de la Fase pliocena superior.

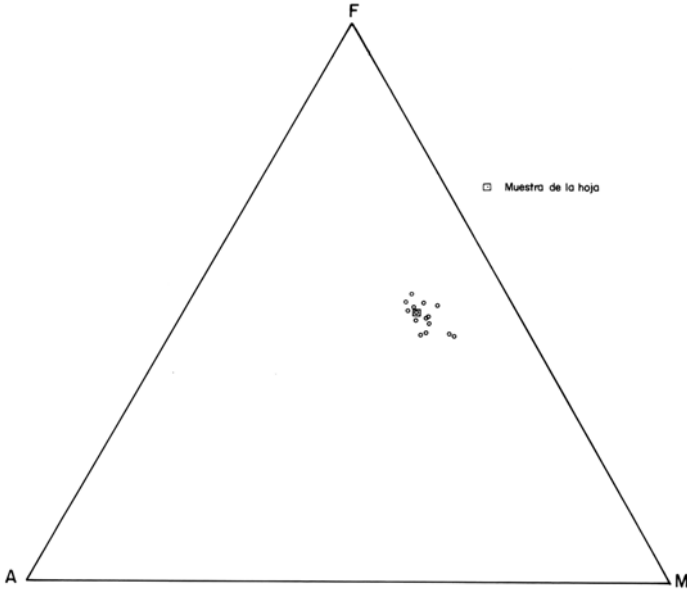


Fig. 5.6. Diagrama AFM de la Fase pliocena superior.

elementales. Asimismo, se aprecia en el diagrama AFM (Fig. 5.6), la pertenencia de este tipo de rocas a un estado poco evolucionado de la serie magmática alcalina.

5.3. FORMACIONES SEDIMENTARIAS RECIENTES

5.3.1. Arenas eólicas pleistocenas (12)

Se han tomado dos muestras del pequeño afloramiento situado al sur de la hoja, en el barranco del Tebeto y al O de Montañetas de Tebeto. Se trata en ambos casos de biocalcarenitas algo cristalizadas con una textura arenosa y cemento esparítico. Los clastos, que constituyen el 70-75% de la roca, están formados aproximadamente a partes iguales por fragmentos de fósiles y por clastos de minerales de origen volcánico, a menudo subangulosos, como augita egirímica, augita titanada, plagioclasa, biotita, minerales opacos y calcita.

El cemento aparece parcialmente recristalizado, así como algunos fragmentos de fósiles.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Oligoceno continuó en el ámbito actual de Fuerteventura un volcanismo submarino que se había iniciado ya en el Cretácico y que configura el Complejo Basal. Estos procesos magmáticos, controlados por un régimen de esfuerzos corticales de orientación principal NNE-SSO, facilitan el ascenso de magmas procedentes del manto. A lo largo de esa dirección tiene lugar una penetración masiva de diques subparalelos, asociados a macizos plutónicos máficos y ultramáficos de carácter alcalino. La densidad de la red filoniana, en algunos lugares cercana al 70-80%, es uno de los aspectos más característicos del Complejo Basal. El emplazamiento de estos magmas se sucede de manera continua, revelando varias generaciones, tanto de diques como de episodios plutónicos diferentes.

Las intrusiones plutónicas se disponen a lo largo de bandas estrechas de orientación N30°-40°E, formando, en ocasiones, macizos más o menos independientes. En esta área sólo se encuentra representado el primer episodio de intrusiones, compuesto por rocas ultraalcalinas como ijolitas, melteigitas y sienitas, que provocan fenómenos de fenitización en las rocas encajantes. Las fracciones finales del magma alcalino son de carácter carbonatítico.

Tras la emersión de la isla siguen sucediéndose los procesos volcánicos, ya subaéreos, controlados inicialmente por el mismo régimen de esfuerzos de orientación NNE-SSO. En algunos lugares, estas nuevas emisiones quedan separadas del Complejo Basal por una discordancia, si bien en otras áreas, como en ésta, lo que se observa es un paso gradual, estando representados por la denominada Fase de transición. La progresión de estas emisiones da lugar a la Fase miocena, durante la cual se edifican al menos tres grandes edificios estratovolcánicos, encontrándose esta área en el más septentrional de estos edificios (edificio norte o Tetir). Sólo el tramo inferior de este edificio se encuentra representado en la zona, mediante coladas basálticas y un cierto número de diques de similar composición. A lo largo de la evolución del edificio intruyen cuerpos de naturaleza más diferenciada, las cuarzo-traquitas de Montañetas de Tebeto, procedentes de un centro de intrusión común, situado en Montaña Tindaya.

Finalizado el período de erupción de la Fase miocena (entre 20 y 12 m.a. en el edificio norte), aún en el Mioceno, cesa toda actividad magmática en la isla. Durante el período de intensa denudación que sigue se labra una extensa plataforma de abrasión marina a lo largo de la costa occidental con depósitos costeros fosilíferos, que indican ya una edad pliocena.

Cuando se reanuda la actividad volcánica en esta área, en el Plioceno superior, desde el volcán La Ventosilla se emiten numerosas coladas de lava que aprovechan la rasa marina subhorizontal anterior para extenderse ampliamente por la zona. Rodean los relieves miocenos relictos, como Montañetas de Tebeto, y fosilizan los depósitos sedimentarios, llegando, finalmente, a entrar en el mar.

Desde el Plioceno hasta el Cuaternario reciente se instalan campos de dunas a lo largo del litoral de la isla, sólo escasamente representados en el área. Asimismo, unas condiciones climáticas áridas en el Pleistoceno favorecen el desarrollo de encostramientos calcáreos sobre todo tipo de materiales anteriores, alcanzando en ocasiones espesores importantes.

Desde el Plioceno hasta el presente se han venido sucediendo movimientos en la vertical y/o del nivel del mar, que han provocado el continuado ascenso emersión de la isla. Como conse-

cuencia, a lo largo de toda la costa occidental, la antigua plataforma de abrasión marina ha quedado levantada entre 10 y 20 m por encima del nivel actual del mar, quedando las coladas basálticas pliocenas cortadas a lo largo del litoral.

7. HIDROGEOLOGÍA

Se consignan los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más significativos de esta área, teniendo en cuenta para ello las propias observaciones realizadas durante la elaboración de la cartografía y un reciente estudio hidrogeológico de la isla, realizado por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España, [ITGE (1990)].

Aunque se ha procurado restringirse al ámbito de la hoja, algunos datos incluidos en el texto, tienen mayor amplitud que la propia hoja y proceden de observaciones realizadas fuera de ella.

7.1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Climatología

Un clima desértico-cálido con marcada tendencia a la aridez caracteriza esta área, siendo, por tanto similar al del resto de la isla.

Las temperaturas medias anuales oscilan entre 18 y 25 °C, pudiendo alcanzarse, aunque raramente, valores de 40 °C en épocas veraniegas. La insolación es intensa y varía entre 6 y 9,5 horas/día, según la estación del año [MARZOL (1988)]. Al ser una zona próxima al litoral, la humedad relativa del aire suele ser elevada.

El efecto de las temperaturas se ve rebajado normalmente, pues es casi constante la acción del viento la mayor parte del año, con intensidades fuertes a moderadas, lo que disminuye la sensación de calor.

Pluviometría

El total de lluvias en toda la isla es del orden de 183,69 hm³/año [ITGE (1990)], que distribuido sobre su superficie representa una pluviometría anual de 111 l/m². Del total de lluvia caída, sólo una parte queda en el terreno y se resuelve en forma de escorrentía superficial e infiltración subterránea hacia el mar o hacia los acuíferos subterráneos, constituyendo la aportación total neta en el suelo o lluvia útil. Considerando una reserva útil máxima del suelo de 50 mm, se obtienen unos valores de lluvia útil del orden de 12,74 hm³/año, que pueden llegar a un máximo de 19,11 hm³/año, representando, respectivamente, el 6,93 y 10,4% de la precipitación registrada. La parte correspondiente a escorrentía superficial puede oscilar, para toda la isla, entre 3,26 y 4,89 hm³/año, es decir, el 25% de la lluvia útil o el 2,66% de la pluviometría total. La fracción que se infiltra hacia el subsuelo puede oscilar entre 9,56 y 14,34 hm³/año, lo que supone un 75% de las aportaciones netas o el 7,80% de la pluviometría total.

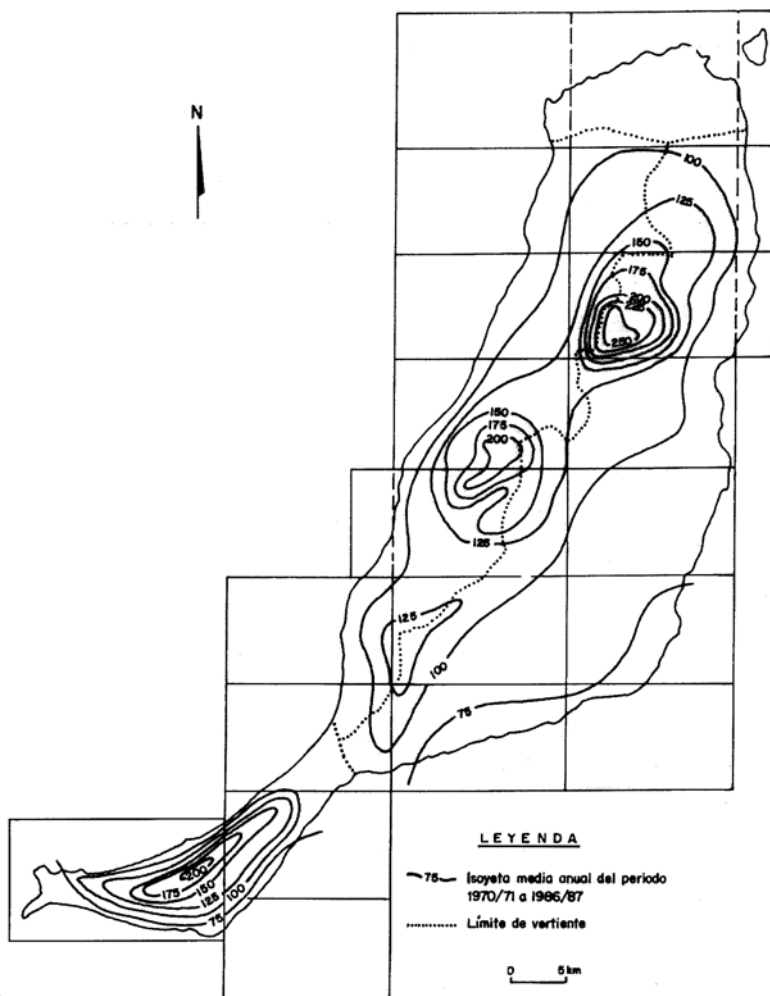


Fig. 7.1. Esquema de isoyetas de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990), con la cuadrícula de hoja topográfica a escala 1:25.000.

En el área cartografiada, las lluvias son escasas y muy irregulares, con precipitaciones inferiores a 100 mm/año (Fig. 7.1). Las aportaciones que se reciben en el área del barranco de Esquinzo son, según ITGE (*op. cit.*), 14,10 hm³/año.

Con estas bajas precipitaciones, es pues de esperar que todos los barrancos estén secos durante el año e incluso años enteros. En caso de lluvias, es frecuente que se desarrollen de manera torrencial y con gran virulencia, como es característico de regímenes climáticos semidesérticos,

con precipitaciones escasas y muy mal repartidas en el espacio y en el tiempo. Por las mismas razones, no existen obras de regulación de las aguas superficiales. Aparecen, de manera dispersa, aljibes y algún estanque que recogen la escasa agua de lluvia que cae.

Cuencas y cauces principales

La red hidrográfica es poco importante, estando limitada a dos barrancos destacados, Esquinzo y Tebeto, encajados y de largo recorrido, con pequeñas barranqueras como cauces tributarios (Fig. 7.2). Existen también barranqueras que descienden de los relieves de Montaña Blanca y se encajan débilmente en los depósitos de ladera, y otras, algo más profundas, que cortan la antigua superficie de erosión, al norte de la hoja.

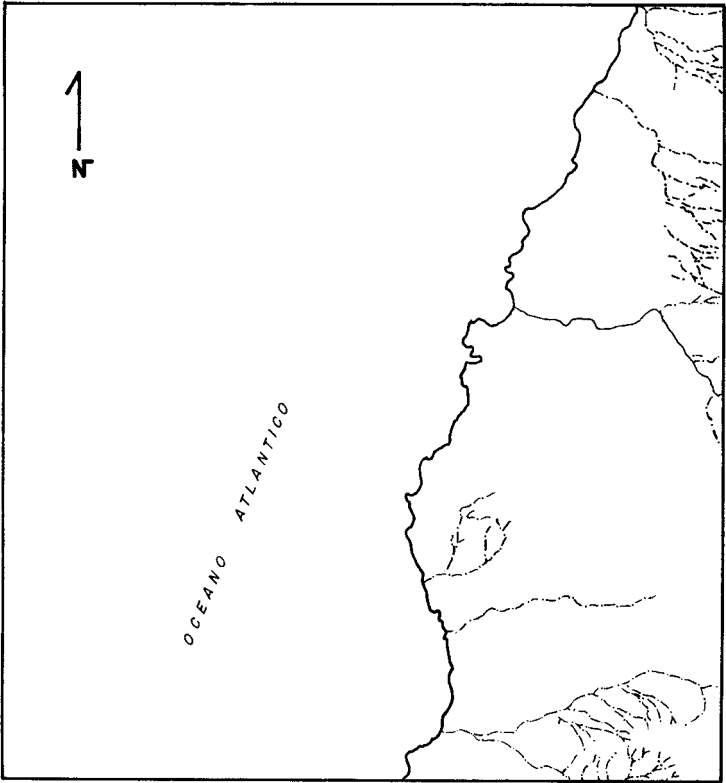


Fig. 7.2. Esquema hidrográfico de la hoja.

Toda la zona está comprendida dentro de un sector de la cuenca occidental de la isla, definida aquí por los barrancos de Esquinzo y Tebeto, que drenan fundamentalmente el Complejo Basal. Los pequeños regatos y barranqueras de la parte norte pueden considerarse de la cuenca septentrional.

7.2. UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS: NIVELES ACUÍFEROS

Las unidades estratigráficas presentes en la hoja definen ya de por sí 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 la presente cartografía.

De manera general, la permeabilidad por fracturación y porosidad intersticial de los materiales volcánicos van asociadas a los tramos escoriáceos de las coladas de lava, algunos depósitos piroclásticos y a las partes fisuradas por disyunción columnar. Los tramos impermeables o poco permeables suelen corresponder a almogres, toba, 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 o vías de descarga preferentes. Estas características generales pueden, no obstante, verse alteradas por los procesos de alteración y compactación posteriores que sufren las rocas, modificando su comportamiento hidrogeológico original.

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

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

En general, estos acuíferos presentan malas características hidrogeológicas (poca potencia saturada de agua y baja permeabilidad de los materiales).

A nivel insular, son pocos los pozos o sondeos en los que se poseen datos de bombeos de ensayo que permitan conocer con cierta precisión los parámetros hidráulicos del acuífero basal. En esta hoja los pozos existentes están abandonados y no se tiene registro de ellos.

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. Los materiales que componen esta unidad hidrogeológica en la zona son de naturaleza impermeable o de permeabilidad muy baja. No obstante, la intensa intrusión filo-

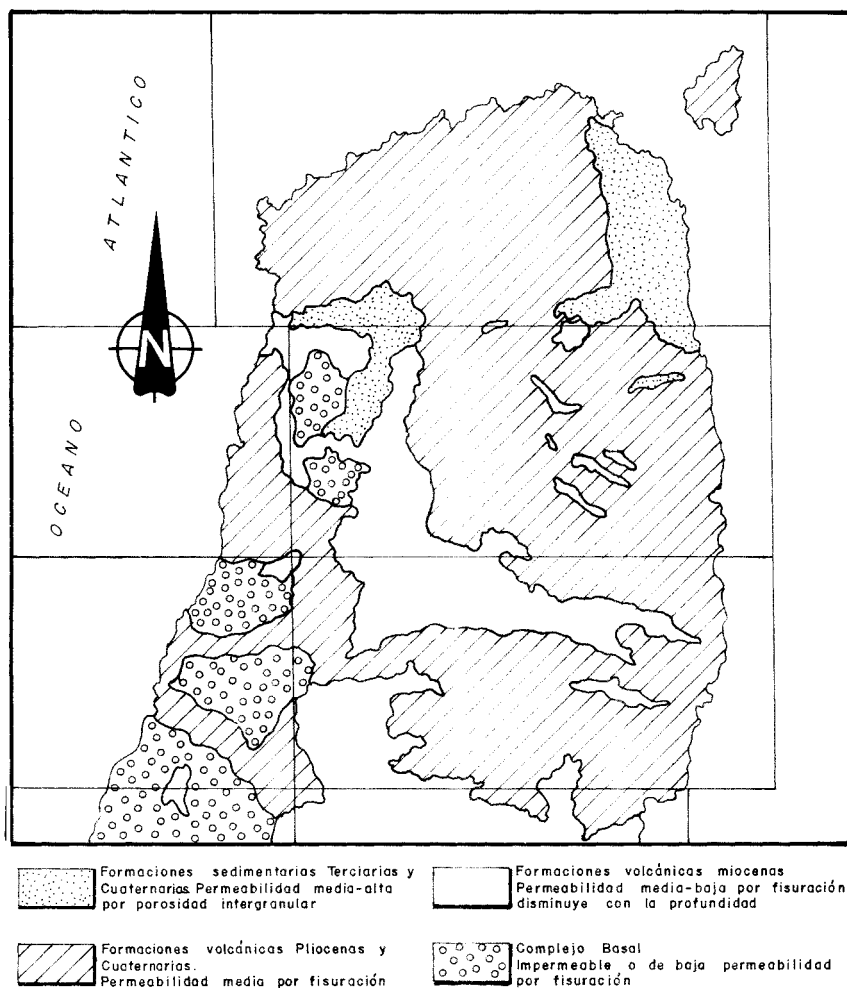


Fig. 7.3. Esquema hidrogeológico simplificado del sector centro meridional de la isla de Fuerteventura.

niana y la fisuración que tienen facilitan, en conjunto, cierta permeabilidad vertical secundaria a través de grietas y fisuras, pudiendo constituir pequeños acuíferos en zonas favorables.

Según ITGE (1990), con respecto a esta unidad hidrogeológica, 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 media-baja, típica de acuíferos con posibilidades de explotación limitada, con caudales de explotación entre 1 y

10 l/seg, en pozos con 10 m de depresión teórica. Ese coeficiente de almacenamiento es indicativo, asimismo, del confinamiento del acuífero.

En cuanto a la calidad de las aguas presentes en esta unidad, los datos tomados en diversos puntos donde sí hay captaciones demuestran que suelen ser aguas de tipo sulfatado-sódicas y clorurado-sódicas.

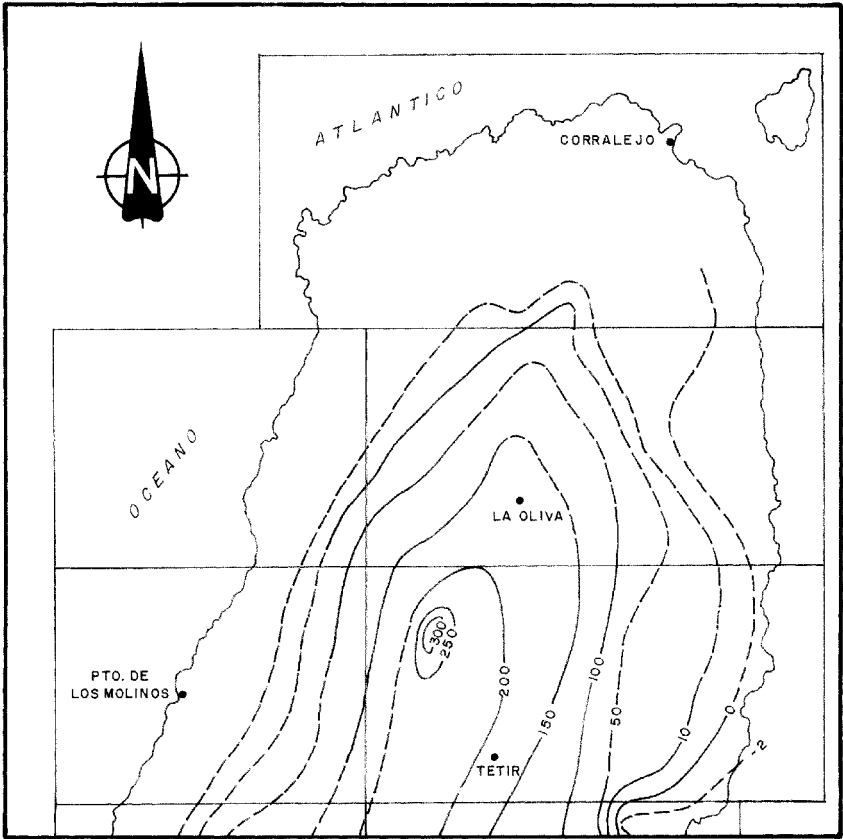


Fig. 7.4. Plano de líneas piezométricas del sector septentrional de la isla de Fuerteventura, según ITGE (1990).

Formaciones basálticas miocenas. Esta formación presenta una permeabilidad media-baja, debido a la fracturación y disyunción columnar de las coladas. En algunos casos alteración puede disminuir la permeabilidad.

En los basaltos miocenos los valores medios obtenidos apuntan a una transmisividad de 30 m²/día. Estos datos, no obstante, no pueden ser tomados como representativos de todo el acuífero, aunque indican bajas posibilidades de explotación.

En general, la calidad del agua en estos materiales es baja, debido al alto contenido en sales, incluso mayor que en los materiales del Complejo Basal. Las conductividades medidas en pozos que extraen agua en esta formación en áreas próximas dan valores entre 5.000 y 20.000 μ mhos/cm, indicando la alta mineralización de estas aguas, que las hacen poco aptas para consumo humano.

7.2.2. Nivel acuífero superficial

Formación basáltica pliocena (tramo intermedio). Constituida por las lavas del volcán La Ventosilla, son materiales relativamente permeables, en comparación con las coladas miocenas. Esta característica viene definida por su diaclasado columnar, pudiendo representar zonas de infiltración hacia acuíferos profundos. Su permeabilidad viene caracterizada por su diaclasado columnar. Cuando su potencia es grande, pueden constituir acuíferos de baja transmisividad, en contacto con formaciones impermeables.

La calidad del agua en esta formación es baja en general, con contenidos considerables en sales.

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 al poseer buena porosidad intersticial, pero en la zona tienen escasa representación y su importancia es pequeña.

En el área no existen actualmente pozos que extraigan agua subterránea en algunas de estas formaciones acuíferas. A lo largo del barranco de Esquinzo permanecen algunos ya abandonados, pero no se tienen datos acerca de su profundidad o si extrajeron agua en su día. La proximidad de la zona a la costa, su baja altura sobre el nivel del mar y escasos aportes pluviométricos, 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, si bien en algunos casos pueden favorecer la infiltración hacia niveles acuíferos más profundos.

7.3. PIEZOMETRÍA

En el estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura [ITGE (1990)], se realizó un seguimiento de la evolución del nivel piezométrico durante los años 1989-1990. En la Figura 7.4 se ha

representado el sector septentrional del plano de niveles piezométricos obtenidos, correspondientes al acuífero basal de la isla, sobre el que se ha sobreimpuesto la cuadrícula de división de hojas del mapa topográfico.

El trazado de isopiezas muestra una disposición concéntrica, con carácter descendente desde la zona central hacia la zona costera. El eje coincide con la divisoria de aguas superficiales entre las vertientes este y oeste.

En este sector, 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 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 está supuesto), motivada posiblemente por la sobreexplotación en este sector (existen varios pozos), con la consiguiente intrusión marina. En la superficie de esta hoja el trazado de las isopiezas abarca sólo una pequeña parte de las mismas, debido a la ausencia generalizada de datos medibles en ella, encontrándose prácticamente toda la zona por debajo de la isopieza de 10 m.

8. GEOTECNIA

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

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

8.1. ZONACIÓN GEOTÉCNICA: CRITERIOS DE DIVISIÓN

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

En la hoja se han distinguido tres áreas y cinco zonas, cuya correspondencia con los tramos cartografiados se indica entre paréntesis.

8.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS ZONAS

ÁREA I

Comprende enteramente los materiales del Complejo Basal y de Montañetas de Tebeto.

Zona I₁ (3, 4, 5 y 8). Agrupa conjuntamente a los materiales del Complejo Basal y de las Montañetas de Tebeto.

Características litológicas y estructurales. Un conjunto heterogéneo de rocas plutónicas, volcánicas y filonianas comprenden el Complejo Basal en esta área. Está representado por rocas de carácter básico y con tipos como ijolitas, sienitas, gabros, lavas basálticas y rocas fragmentarias, que se presentan sin estructuración ni disposición definida. Otros materiales son traquitas pertenecientes a las Montañetas de Tebeto. Cortando los materiales del Complejo Basal, aparece una red filoniana de diques basálticos, con densidades del orden del 75% o superior y dirección dominante N30-45°E.

Desde el punto de vista mecánico, son rocas duras y coherentes, con un grado de diaclasado y fracturación importante.

Características geomorfológicas. Aparecen en barrancos y zonas deprimidas o bajas como es el acantilado costero y la plataforma de abrasión actual. En esta zona la estabilidad es precaria.

Características hidrogeológicas. La penetración filoniana y la intensa fracturación que afecta a estas rocas favorece la infiltración vertical, si bien en sí los materiales son impermeables.

ÁREA II

Está representada por las emisiones lávicas de la Fase miocena, pobremente expuesta en el área.

Zona II₁ (6, 7 y 8) Comprende las coladas del Grupo Ampuyenta y de la formación de transición, así como los materiales traquíticos de Montañetas de Tebeto.

Características litológicas y estructurales. Se trata de materiales traquíticos y de coladas basálticas masivas y fracturadas, con buzamientos suaves y un grado de alteración acusado principalmente en las del Grupo Ampuyenta. La red filoniana que las corta es notable, principalmente en las de la formación de transición. Las potencias visibles no superan los 10 m.

Características geomorfológicas. Originan morfologías poco dominantes o abruptas. En algunos casos, como en los afloramientos de la costa, es fácil que se produzcan desprendimientos de bloques individualizados por las diaclasas.

Características hidrogeológicas. En general son rocas impermeables, pero al estar diaclasadas y atravesadas por diques, la circulación vertical interna del agua puede ser importante.

ÁREA III

En esta área se agrupan los materiales de la Fase pliocena superior.

Zona III₁ (10). Está constituida por las coladas del volcán La Ventosilla, las cuales ocupan una enorme extensión en esta área.

Características litológicas y estructurales. Son varias unidades de coladas basálticas subhorizontales superpuestas unas a otras con espesores globales de hasta 4 m. Son rocas masivas y coherentes, poco vesiculares, a menudo con disyunción columnar, diaclasado y lajeado esférico. El grado de alteración es moderado. Suelen tener recubrimientos de caliche, a veces considerables.

Características geomorfológicas. Originan zonas llanas, poco abruptas y en general estables.

Características hidrogeológicas. Son materiales impermeables o semipermeables por fisuración, con un drenaje superficial aceptable.

Zona III₂ (13, 14 y 15) En esta zona se agrupan los depósitos aluviales y coluviales y las costras de caliche.

Características litológicas y estructurales. Los depósitos aluviales y coluviales son depósitos detríticos groseros, heterométricos y poco seleccionados, constituidos por fragmentos de rocas de litologías basálticas, englobados en una matriz arenosa. Las costras de caliche son generalmente masivas y coherentes, con espesores que en algunos casos llegan a 2 m.

Características geomorfológicas. En general se disponen horizontalmente, excepto los depósitos coluviales que se adaptan a los relieves y tienen mayor pendiente.

Características hidrogeológicas. Suelen ser materiales permeables dada la naturaleza poco cohesiva y grosera que tienen. En los caliches la permeabilidad es mayor por fisuración.

Zona III₃ (9, 16) Las arenas eólicas pliocenas y cuaternarias se agrupan en esta zona.

Características litológicas y estructurales. Son depósitos formados por arenas bioclásticas de granulometría fina. En general el grado de consolidación es bajo en los depósitos pliocenos y nulo en los cuaternarios.

Características geomorfológicas. Originan morfologías suaves, y al ser poco cohesivos, se desarrollan en ellos frecuentes acarcavamientos.

Características hidrogeológicas. Tienen permeabilidad alta, que determina una deficiente escorrentía superficial.

8.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS

ÁREA I

Zona I₁. Complejo Basal (3, 4, y 5).

Capacidad portante. Al ser materiales coherentes y estables tienen elevada resistencia y, por tanto, una capacidad de carga alta. En algunas zonas, sin embargo, ésta puede verse disminuida por la intensa fracturación y alteración.

Facilidad de excavación. No son ripables y para su remoción se requieren explosivos o maquinaria.

Estabilidad de taludes. Los taludes naturales verticales o subverticales, con alturas superiores a 2 o 3 m, son relativamente estables. El diaclasado y la fracturación puede individualizar bloques y provocar inestabilidades puntuales.

ÁREA II

Zona II₁. Coladas basálticas miocenas (6, 7 y 8)

Capacidad portante. Es alta en general, pero puede verse afectada por el intenso grado de alteración que afecta a estos materiales en algunas zonas.

Facilidad de excavación. Su ripabilidad es nula, por lo que su excavación requiere el empleo de maquinaria, como el martillo hidráulico o explosivos.

Estabilidad de taludes. Dada la cohesividad de la roca, admiten taludes verticales o subverticales, si bien pueden desprenderse bloques, de manera puntual, en aquellos puntos donde su buzamiento sea desfavorable o la diaclasas los individualicen.

ÁREA III

Zona III₁. Coladas basálticas pliocenas (10)

Capacidad portante. La coherencia intrínseca de estas rocas y la homogeneidad de las unidades lávicas les confiere una elevada resistencia mecánica, con asientos despreciables.

Facilidad de excavación. Únicamente son removilizadas con el empleo de explosivos o métodos mecánicos.

Estabilidad de taludes. Tienen una alta estabilidad ante taludes pronunciados. Los únicos taludes naturales observados se encuentran en el borde del acantilado y en los cortes realizados por el encajamiento de los barrancos. El diaclasado columnar puede favorecer, también en estas coladas, el desplome de bloques, pero de manera puntual.

Zona III₂. Depósitos aluviales, coluviales y costras calcáreas (13,14 y 15).

Capacidad portante. Es baja en general.

Facilidad de excavación. Fácil en los depósitos aluviales y coluviales y necesario el empleo de martillo hidráulico o pico en las costras demasiado potentes.

Estabilidad taludes. Las costras de caliche al ser duras y coherentes pueden admitir cortes verticales estables. Su espesor no suele ser importante como para considerarlos, pues prácticamente siempre serán eliminadas al realizar una cimentación. Los depósitos coluviales pueden quedar inestabilizados en algunos puntos durante lluvias importantes.

Zona III₃. Arenas eólicas (9,16).

Capacidad portante. Baja en general.

Facilidad de excavación. Ripabilidad alta.

Estabilidad de taludes. Son inestables, en los casos en que tengan espesores importantes. Las arenas consolidadas muestran, no obstante, taludes próximos a la vertical, pero frágiles con el tiempo y ante condiciones meteorológicas adversas.

8.4. RIESGOS GEOLÓGICOS

No se detectan riesgos geológicos que puedan suponer una amenaza importante. Riesgos naturales que pueden considerarse en otras áreas próximas, como riesgo volcánico, subsidencia del terreno, inestabilidad de laderas, riesgo de inundaciones, etc., son aquí inexistentes. Otros que pueden tener cierta incidencia aquí son:

Riesgo de erosión. Aunque las precipitaciones son escasas, en caso de lluvias fuertes, al no existir prácticamente vegetación, la capacidad de arrastre del escaso suelo presente es importante.

Riesgo de erosión marina. El constante embate del oleaje contra el acantilado favorece la inestabilidad de los materiales del acantilado, aunque en principio no afecta a vías de comunicación u otros servicios. En esta zona costera cabe destacar el peligro que representa la existencia de solapas de caliche que quedan el voladizo y son fácilmente desplomables.

8.5. VALORACIÓN GEOTÉCNICA

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

8.5.1. Terrenos con características constructivas desfavorables o muy desfavorables

Los terrenos que han merecido este calificativo son escasos, debido a su limitada representación.

Dentro de este grupo se incluyen los terrenos ocupados por formaciones detríticas superficiales, es decir, los depósitos aluviales y coluviales, correspondientes a la zona III₂, así como también los depósitos de arenas eólicas de la zona III₃.

La problemática que presentan estos terrenos a la hora de planificar estructuras u obras en ellos es varia. Por un lado existen problemas de tipo geotécnico, debido a la baja o muy baja capacidad de carga que poseen, con asientos absolutos elevados y diferenciales importantes. La pendiente en los depósitos coluviales representa asimismo una limitación importante. Por último, hay que destacar la posibilidad, aunque escasa, de la existencia de zonas saturadas en ellos, debido a su carácter eminentemente granular. Esto puede afectar a las excavaciones o provocar socavaciones en la base de las cimentaciones.

8.5.2. Terrenos con características constructivas aceptables

Los terrenos incluidos en este grupo son aquellos correspondientes por un lado al Complejo Basal y por otro lado a los de la Fase miocena y formaciones de transición, es decir, los de las zonas I₁ y II₁, respectivamente.

Los problemas geotécnicos son escasos, pues se trata de materiales con capacidad portante media o alta, en los que los asientos previsible son pequeños o al menos tolerables. Pueden aparecer zonas muy alteradas o fracturadas que reduzcan esas características, aunque no es lo normal. La ripabilidad será siempre nula, al tratarse de un material rocoso masivo, pero la estabilidad será excelente. Los factores geomorfológicos serán de gran incidencia en la mayor parte de los casos, al ocupar estos materiales zonas de relieves abruptos y de acceso dificultoso.

8.5.3. Terrenos con características constructivas favorables

Se engloban bajo este calificativo aquellos terrenos incluidos en la zona III₁, que son los más representados en el área, correspondientes a las coladas basálticas pliocenas del volcán La Ventosilla.

Todas las características mecánicas y geomorfológicas se conjugan en el grado más favorable: alta capacidad de carga, sin prácticamente limitaciones, baja compresibilidad, elevada estabilidad en los taludes próximos a la vertical o con escasos problemas de desprendimiento de bloques por fisuración, etc., y por otro lado, relieve llano, con pendientes muy bajas, favorables para obras. Los obstáculos radican en la remoción del material, al ser muy competentes y de nula ripabilidad, con lo que se eleva el costo y la dificultad en la realización de zanjas.

9. GEOLOGÍA ECONÓMICA. MINERÍA Y CANTERAS

No existen yacimientos minerales ni canteras de rocas industriales en el ámbito de esta hoja. En el estudio que, llevado a cabo recientemente el ITGE, sobre aprovechamiento industrial de rocas y minerales industriales en la isla [ITGE (1992)], no se señalan tampoco indicios o posibles zonas de explotación de rocas en esta área.

Los únicos materiales aprovechables como áridos de trituración son las lavas basálticas de volcán de La Ventosilla. Sin embargo, no presentan buenos frentes ni condiciones aceptables para su explotación.

En cuanto a las rocas traquíticas de Montañetas de Tebeto, pueden ser susceptibles de explotación como alternativa a las de Montaña Tindaya, que al estar considerada como espacio natural protegido por la ley canaria correspondiente, presenta problemas a la hora de concesión de licencias de explotación. En esta zona, sin embargo, la calidad de la roca es inferior a la de Tindaya.

En algunas zonas parecen observarse escarbaderos en los depósitos de caliche, que antiguamente fueron explotados para obtención de cal.

Respecto a materiales de cierto interés metalogenético, el ITGE realizó en 1978, unos estudios en los afloramientos de carbonatitas del Complejo Basal, en esta y otras zonas, ante la posibi-

lidad de la existencia de concentraciones interesantes de tierras raras en ellas. Los resultados obtenidos fueron contrarios a un posible aprovechamiento económico.

Recientemente, MANGAS, *et al.* (1992), llevaron a cabo una campaña de exploración radiométrica de tierras raras en el Complejo Basal de la isla. Obtuvieron los mejores resultados, en cuanto a mayores anomalías se refiere, en los afloramientos de rocas alcalinas (ijolitas-sienitas carbonatitas): área del barranco de Agua Salada-barranco de Esquinzo y Playa del Tebeto (hojas de La Oliva y Punta de Paso Chico), Punta de Nao-Caleta Mansa, barranco del Aulagar, Punta de Gaspar González-Punta del Viento, Punta de D. Blas y Punta del Peñón Blanco-Risco Blanco (hoja de Pájara).

Los valores obtenidos en estas rocas con el escintilómetro oscilan entre 50 y 700 c/seg, por lo que consideran dichos afloramientos como posibles áreas potenciales de mineralizaciones de tierras raras, principalmente de Th.

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 aquellos otros, pues es el medio natural donde el hombre realiza su vida.

Uno de estos recursos naturales es el patrimonio geológico, 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 y energéticos 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 Punta de Paso Chico se ha seleccionado un PIG, cuya singularidad (contenido, calidad de afloramiento, etc.) le hace merecedor 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 situación, contenido, motivo de su interés geológico, posible 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, que forman parte de la información complementaria a esta memoria, figura, asimismo, un resumen y características del PIG propuesto.

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

10.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL PIG

Plataforma costera occidental (rasa marina pliocena). Se extiende prácticamente de manera continua por toda la costa occidental de la isla, desde Tostón-Cotillo hasta el sur, encontrándose bien representada en esta área.

Se trata de una antigua plataforma de abrasión modelada principalmente sobre los relieves del Complejo Basal y en menor medida sobre materiales lávicos miocenos, durante la última parte del Mioceno y principios del Plioceno.

Durante el Plioceno inferior se acumularon sobre esa rasa arenas y conglomerados con abundante fauna marina. Actualmente estos depósitos quedan fosilizados por coladas basálticas posteriores, a una altura de unos 10-20 m por encima del nivel actual del mar, lo que pone de manifiesto la existencia de movimientos en la vertical de tipo iso-eustáticos desde entonces.

La importancia de este PIG es pues múltiple, destacando en cuanto al contenido su interés estratigráfico, paleontológico, tectónico y geomorfológico, datando la fauna presente en los depósitos marinos, los materiales entre los que se encuentran e incluso los movimientos en la vertical. Desde el punto de vista geomorfológico, es un magnífico ejemplo de rasa marina fósil.

Por su utilización, se considera que tiene alto interés científico y didáctico y un nivel de significación o influencia regional.

Complejo Basal. En esta área aflora la parte más septentrional de esta unidad geológica.

Está constituida por formaciones plutónicas de diversa composición y materiales lávicos y fragmentarios, además de una densa red de diques que los atraviesa, cuyas direcciones principales oscilan entre N20°-40°E.

De esa amplia variedad de materiales que componen el Complejo Basal, en esta área son de destacar las rocas de composición ultralcalinas, ijolitas, melteigitas y carbonatitas.

Su interés es fundamentalmente científico, lo cual se debe en parte a la poca frecuencia de aparición de estos materiales. Ese interés es fundamentalmente petrológico y geoquímico, dadas las relaciones geométricas particulares de ese tipo de rocas.

En cuanto a su influencia, su conocimiento y comprensión, tiene interés no sólo a nivel regional, sino también nacional e internacional, pues es una unidad geológica única en España y prácticamente única a nivel mundial.

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 1:100.000. Fuerteventura". *Instituto Geológico y Minero de España-Instituto Lucas Mallada (CSIC)*.
- BARRERA, J. L.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S.; FUSTER, J. M. y IBARROLA, E. (1981): "Ijolitas-sienitas-carbonatitas de los Macizos del norte del complejo plutónico basal de Fuerteventura (Islas Canarias)". *Bol. Geol. y Min. de Esp*, T. XCII-IV. pp. 309-321.
- BLUMENTHAL, M. (1961): "Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias, con datos de Madeira". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, pp. 1-130.
- BOUCART, J. y JEREMINE, E. (1938): "Fuerteventura". *Bull. Volcanol*, 2, pp. 3-77.
- 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.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. R. y CENDREDO, 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 and 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. (1988-1989): "Los domos sálicos de Fuerteventura". *Rev. Mat. Proc. Geol*, 6, pp. 71-97.
- FERAUD G.; GIANNERINI Gv COMPREDON R. y STILLMAN, C. J. (1985): "Geocronologie of some Canarian dyke swarms, contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago". *Jour. Volcanol. Geotherm. Research* 25, pp. 29-52.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1926): "Iles Canaries". *Excursión a-7, XIV Congreso Geológico Internacional*, 122 p.
- FINCK, L. (1908): "Tiefen und Ganggesteine von Fuerteventura". *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gessellsch*, 60, pp. 76-80.
- FUSTER, J. M.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. y LÓPEZ RUIZ, J. (1968): "Geología y Volcanología de Las Islas Canarias: Fuerteventura". *Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.*, 239 pp.
- FUSTER, J.M.; MUÑOZ, M.; SAGREDO, J.; YEBENES, A.; BRAVO, T. y HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1980): "Excursión 121 A+C del 26º IGC a las Islas Canarias". *Bol. Geol. Min. de Esp*. T. XCI-II, pp. 351-390.
- GRUNAU, H.; LEHNER, J.; CLEINTUAR, M.; ALLENBACH, P. y BAKKER, G. (1975): "New Radiometric Ages and Seismic Data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)". *Progress in Geodynamics, Royal Soc. Neth. Akad. Arts. Sci*, pp. 89-116.

- HARTUNG, G. (1857). "Die Geologischen Verhältnisse der Insel Lanzarote und Fuerteventura". *Neue Denkschr. Algem. Schw. Gessellsch. f.d. Gesam. Naturwiss*, 15/4, pp 1-168.
- HAUSEN, H. (1958): "On the Geology of Fuerteventura (Canary Islands)". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math*, 22 n^o 1, pp. 211.
- HAUSEN, H. (1967): "Sobre el desarrollo geológico de Fuerteventura". *Islas Canarias*. Una breve reseña. *An. Est. Atlánticos*, 13.
- HOERNLE, K. y TILTON, G. (1991): "Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands). Basal complex and subaerial volcanics: Applications to magma génesis and evolution". *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71. pp. 3-18.
- IBARROLA, E.; FUSTER, J. M. y CANTAGREL, J. M. (1989): "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.
- IGME-CSIC (1967): "Mapa Geológico de España 1:50.000. 1.^a Serie. Hoja y Memoria 1098. *La Oliva*". Instituto Geológico y Minero de España Instituto Lucas Mallada (CSIC).
- IGME (1976): "Mapa geotécnico general escala 1:200.000. Hoja y memoria 88-92. *Arrecife-Puerto del Rosario*".
- IGME (1978): "Minería metálica: estudio de las posibilidades de Cu, Ni y Tierras Raras en Fuerteventura, Islas Canarias". *Documento n.º 10584*. IGME, Servicio Documentación.
- IGME (1984a): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1.106-II, 1.107-III, *Antigua*".
- IGME (1984b): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1.106-I, 1.107-IV, *Puerto del Rosario*".
- IGME (1984c): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1.106-III, *Pájara*".
- IGME (1984d): "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1.106-IV, *Betancuria*".
- ITGE (1990): "Estudio hidrogeológico de la isla de Fuerteventura".
- ITGE (1992): "Estudio para el aprovechamiento de las rocas y minerales industriales de las islas de Fuerteventura y La Gomera", 186 pp.
- KLUG, H. (1968): "Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einen vulkanischen Archipel." *Geographisch Institut, Universität Kiel Schriften*, 24/3, pp. 58.
- LE BAS, M. J.; LEMAITRE, R. W.; STRECKEISEN A. y ZANETTIN, B. (1986a): "A Chemical Clasification of Volcanic Rocks based on the Totl Alkali-Silica Diagram". *Jour. Petrol.* Vol 27, Part 3, pp. 745-750.
- LE BAS, M. J.; REX, D. C. y STILLMAN, C. J. (1986b): "The Early Magmatic Chonology of Fuerteventua, Canary Islands". *Geol. Mag.* 123, (3), pp. 287-298.

- LECOINTRE, G.; TINKLER, K. J. y RICHARD, G. (1967): "The marine Quaternary of the Canary Islands". *Reoceed Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 119, pp. 325-344.
- MANGAS, J.; PÉREZ, F.; REGULÓN, R. M. y CABRERA, M.^a C. (1992): "Prospección radiométrica en rocas alcalinas y carbonatitas de la serie plutónica I de Fuerteventura. Resultados preliminares e implicaciones metalogénicas". *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, Tomo III, pp. 389-398.
- MARZOL, V. (1988): "La lluvia, un recurso natural para Canarias". *Servicio de Publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias, no 130* (investigación 32); 220 págs.
- MECO, J. (1975): "Los niveles con 'Strombus' de Jandía Fuerteventura Islas Canarias". *An. Est. Atlánticos*, 21, pp. 643-660.
- MECO, J. (1977): "Paleocostas de Canarias". *El Museo Canario. Las Palmas de Gran Canaria*, pp. 26.
- MECO, J. (1981): "Neogasterópodos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos* 27, pp. 601-615.
- MECO, J. (1982): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales". *An. Est. Atlánticos*, 28 y 29, pp. 65-125.
- MECO, J. (1983): "Los bivalvos fósiles de las Canarias Orientales (Suplemento)". *An. Est. Atlánticos*, 29, pp. 579-595.
- MECO, J. y STEARNS, C.E. (1981): "Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Reseach*, 15, 199-208.
- MECO, J. y PETIT-MAIRE, N. (1989): "El cuaternario reciente en Fuerteventura (Canarias)." (Abstract). En: *Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote Nov-Dec. 1989*, pp. 351-356.
- PETIT-MARIE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J. C. (1986): "Paleoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, II, n.º 13, pp. 1241-1246.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. y ROSSO, J.C. (1987): "Paleoclimats de l'ile de Fuerteventura (Archipel Canarien)". *Paleoecology of Africa*, 18, pp. 351-356.
- RONA, P. y NALWALK, A. (1970). "Post Early Pliocene Unconformity on Fuerteventura, Canary Islands". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2117-2122.
- ROTHER, P. (1986). "Zum Alter des Vulkanismus auf dem Östlichen Kanaren". *Soc. Sci. Fennica Comm. Phys. Math.*, 31, 13, pp. 1-80.
- ROTHPLETZ, A. y Simonelli, V. (1898): "Formaciones de origen marino de la Gran Canaria". *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 23-3, pp. 1-83.
- 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 n.º 5526, pp. 469-471.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGIA

ISBN 84-7840-502-X



9 788478 405022