



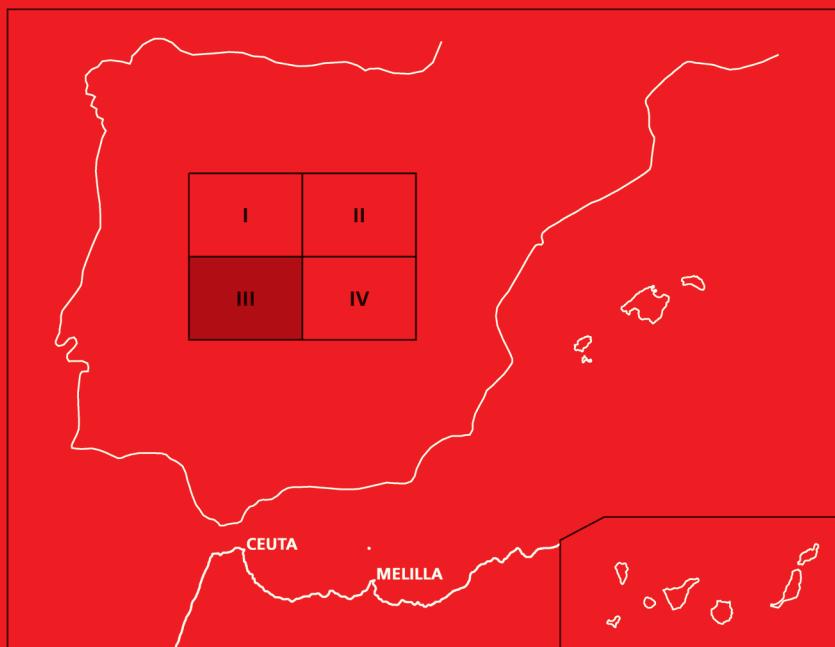
Instituto Geológico
y Minero de España

1111-III
21-53

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



MELILLA
E ISLAS CHAFARINAS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MELILLA

E ISLAS CHAFARINAS

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
www.igme.es
NIPO: 728-13-019-1
ISBN: 978-84-7840-924-2
Depósito legal: M-34941-2013

Fotocomposición: Cartografía Madrid S.A.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

La presente Hoja nº 1111-III (Melilla e Islas Chafarinas) y su Memoria explicativa han sido realizadas por EPTISA, Servicios de Ingeniería, S.A., en los años 2002 y 2003, bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en su realización los siguientes técnicos superiores:

Autores

- A. Pineda Velasco (EPTISA). Memoria explicativa, mapa geológico y mapa geomorfológico.
- A. Salazar Rincón (EPTISA). Memoria explicativa y mapa geomorfológico.
- J.L. Barrera Morate (Univ. Autónoma de Barcelona). Memoria explicativa.
- D. Gómez Gras (Univ. Autónoma de Barcelona). Memoria explicativa.
- Y. Camarero Benito (EPTISA). Memoria explicativa.
- M. Navas Cernuda (EPTISA). Digitalización y tratamiento SIG.
- B. Delgado Gordillo (EPTISA). Digitalización y tratamiento SIG.
- J. García Villar (EPTISA). Digitalización y tratamiento SIG.

Dirección y supervisión

- L.R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.)
- A. Martín-Serrano García (I.G.M.E.)

Edición

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L.F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

Agradecimientos a los siguientes organismos, que facilitaron el desplazamiento del equipo técnico a las islas Chafarinas y su alojamiento en las mismas:

- Organismo Autónomo de Parques Nacionales (R.N.C. Islas Chafarinas).
- Instituto de Cultura Mediterránea, de Melilla.
- Autoridad Portuaria de Melilla, dependiente del Ministerio de Fomento y de la ciudad Autónoma de Melilla.
- Compañía del Mar y Regimiento de Regulares 52, de la Comandancia General de Melilla.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías.
- Informe sedimentológico.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	9
2. MARCO GEOLÓGICO.....	9
3. MELILLA.....	12
3.1. ASPECTOS GEOGRÁFICOS	12
3.2. RASGOS GEOLÓGICOS DE MELILLA Y SU ENTORNO	14
3.3. ANTECEDENTES SOBRE LOS ESTUDIOS GEOLÓGICOS DE MELILLA	14
3.4. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA	15
3.4.1. Formaciones volcánicas y asociadas	16
3.4.1.1. Rocas volcánicas (1)	18
3.4.1.2. Tobas volcánicas, niveles volcano-sedimentarios (epiclásticos) a veces con arenas, margas, arcillas y calizas (3)	19
3.4.1.3. Silicificaciones (4)	20
3.4.1.4. Costras carbonáticas (5).Calcretas	20
3.4.2. La serie terciaria	21
3.4.2.1. Margas grises (2). No aflorantes	22
3.4.2.2. Calizas arrecifales (6)	23
3.4.2.3. Calcarenitas, calcirruditas y calcisiltitas, blancas (7). Facies de plataforma y de talud arrecifal	23
3.4.2.4. Arenas, limos y areniscas, amarillentos (8). Facies deltaicas.....	25
3.4.2.5. Arenas, arenas calcareníticas y limos blanco-grises (9)	26
3.4.2.6. Calizas oolíticas con silicificaciones (10)	27
3.4.2.7. Calcarenitas blanquecinas, a veces oolíticas, con niveles estro- matolíticos (11). Facies de plataforma, rampa carbonatada	27
3.4.2.8. Arenas y limos grises o amarillentos (12)	29
3.4.3. Formaciones cuaternarias	29
3.4.3.1. Costra calcárea (13)	29
3.4.3.2. Cantos y bloques volcánicos, arenas, limos (14). Glacis y abanicos aluviales antiguos	30
3.4.3.3. Cantos, generalmente calcáreos, limos y arcillas rojas (15). Aluvial-coluvial	31
3.4.3.4. Cantos, bloques, arenas, limos (16). Terrazas fluviales	31
3.4.3.5. Cantos, bloques, arenas, limos (17). Cauces fluviales actuales, abanicos aluviales, conos de deyección, fondo de valle	31
3.4.3.6. Cantos, arenas, limos (18). Coluviones	32

3.4.3.7. Bloques (19). Deslizamientos y desprendimientos	33
3.4.3.8. Limos arenosos (20). Marismas	33
3.4.3.9. Arenas, gravas (21). Playas	34
3.4.3.10. Bloques, arenas, limos, hormigones (22). Depósitos antrópicos	34
3.5. TECTÓNICA	35
3.5.1. Estructura de la zona septentrional	36
3.5.2. Estructura de la zona meridional	37
3.5.3. Estructura de la zona central	37
3.5.4. Estructuras tectónicas posteriores	37
3.6. GEOMORFOLOGÍA	38
3.6.1. Descripción fisiográfica	38
3.6.2. Análisis geomorfológico	38
3.6.3. Evolución morfodinámica	40
3.6.4. Morfodinámica actual, subactual y tendencias futuras	41
3.7. HISTORIA GEOLÓGICA	42
3.8. GEOLOGÍA ECONÓMICA	44
3.8.1. Recursos mineros	44
3.8.2. Hidrogeología	44
3.9. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	47
4. ISLAS CHAFARINAS	49
4.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO	49
4.2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA	53
4.2.1. Los materiales volcánicos	53
4.2.1.1. Brechas volcánicas (Depósitos de “debris avalanche”, brechas líticas); andesitas alteradas (1). Unidad calcoalcalina inferior Mioceno	53
4.2.1.2. Andesitas biotítico-piroxénicas (domos y coladas) (2). Unidad calcoalcalina superior. Mioceno	55
4.2.1.3. Andesitas piroxénicas (Pitón de Punta de la Ermita) (3). Unidad calcoalcalina intrusiva. Mioceno	58
4.2.1.4. Niveles piroclásticos s.l. (de caída, e hidromagnmáticos a techo) (5). Parte inferior de la Unidad alcalina. Plioceno probable	59
4.2.1.5. Coladas basálticas con intercalaciones piroclásticas (6). Parte superior de la Unidad alcalina. Plioceno probable	60
4.2.1.6. Diques basálticos (4) de la Unidad alcalina. Plioceno probable	61
4.2.2. Los depósitos cuaternarios	61
4.2.2.1. Limos y arcillas pardas con gasterópodos, cantes y costras calcáreas minoritarias (Depósitos de ladera); arenas (Depósitos eólicos) (7). Pleistoceno	62
4.2.2.2. Costras calcáreas (8). Pleistoceno	63
4.2.2.3. Cantes, arenas, limos (9). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno	64
4.2.2.4. Bloques (10). Canchales de desprendimientos. Pleistoceno-Holoceno	64
4.2.2.5. Gravas, arenas (11). Playas. Holoceno	65
4.2.2.6. Bloques, hormigones y arenas (12). Depósitos antrópicos Holoceno	65

4.3. TECTÓNICA	65
4.3.1. Estructura de la isla del Rey	65
4.3.2. Estructura de la isla de Isabel II	66
4.3.3. Estructura de la isla del Congreso	66
4.3.4. Estructura de conjunto del archipiélago	67
4.4. GEOMORFOLOGÍA.....	67
4.4.1. Análisis geomorfológico	67
4.4.2. Evolución dinámica	71
4.4.3. Morfodinámica actual-subactual y tendencias futuras	72
4.5. HISTORIA GEOLÓGICA	72
4.6. ASPECTOS DE GEOLOGÍA ECONÓMICA	74
4.7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	75
5. BIBLIOGRAFÍA	79

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Melilla nº 1111-III del Mapa Geológico Nacional de España (MAGNA) comprende el territorio de soberanía española que contiene la ciudad de Melilla y sus alrededores, localizado en la costa norte del continente africano. Esta Hoja también contiene las islas Chafarinas, localizadas a 48 km al este-sureste de Melilla y a 3,2 km del punto más cercano de la costa norte africana, que es el Cabo de Agua (o Ras El Maa), en territorio marroquí.

Administrativamente, Melilla es hoy en día una Ciudad Autónoma. Desde el punto de vista socioeconómico, la ciudad de Melilla ha sido importante, tradicionalmente, por su interés militar, y por su condición de puerto franco, si bien ambas circunstancias no tienen, hoy en día, el peso que tuvieron en el pasado. Su economía se basa también en su condición de ser una de las más importantes cabeceras africanas (las otras son Ceuta y Tánger) de los enlaces marítimos entre Marruecos y España, a lo que se asocia un comercio en gran parte favorecido por la diferencia de precios y de renta entre ambas naciones. También existen dos centrales termoeléctricas, industrias conserveras, de curtidos y de calzado.

Las islas Chafarinas son un pequeño archipiélago que toma su nombre de los términos "Xafarin, Zaffarines" para los franceses, o "Djaferin", en lengua tamazigh (bereber). Los terrenos son de titularidad pública y, desde 1982 (Real Decreto 1115/1982, de 17 de abril), constituyen el Refugio Nacional de Caza de las Islas Chafarinas, controlado por el Organismo de Parques Nacionales.

El control y la gestión de las islas son, hoy día, compartidos por el Ministerio de Defensa y de la Compañía de Mar de la Comandancia General de Melilla, y el Ministerio de Medio Ambiente, a través del Organismo Autónomo Parques Nacionales.

La Hoja de Melilla e islas Chafarinas se localiza, en sentido geográfico estricto, en el borde meridional del mar de Alborán y, en tierra, en el entorno de la terminación oriental de la Cordillera del Rif.

La Cordillera del Rif, del norte de Marruecos, conjuntamente con las Cordilleras Béticas, en el sur y sureste de España, componen una unidad orográfica (solo interrumpida por el Estrecho de Gibraltar) y geológica: las cordilleras Bético-Rifeñas. Así pues, las sierras béticas, con sus típicas alineaciones ENE-OSO desde las islas Baleares, Alicante y Murcia, van girando progresivamente en la región gaditano-malagueña y cruzan perpendicularmente el Estrecho con direcciones aproximadamente N-S, continuando, ya en África, el mencionado giro hasta recobrar las direcciones E-O ó ENE-OSO desde la mitad oriental del Rif y hasta Melilla. El giro que experimentan las Cordilleras Bético-rifeñas en la región próxima al Estrecho de Gibraltar es lo que se denomina el Arco de Gibraltar, un rasgo geográfico y, sobre todo, geológico, mayor.

2. MARCO GEOLÓGICO

Como parte integrante del orógeno Bético-rifeño, los territorios de Melilla y Chafarinas se localizan en las proximidades del Dominio de Alborán que, de forma general, coincide con las denominadas tradicionalmente Zonas Internas Bético-Rifeñas. El Dominio de Alborán (BALANYÁ y GARCIA-DUEÑAS, 1986, 1987) está formado por la parte interna del Arco de Gibraltar, por las partes costeras de las Cordilleras Bético-rifeñas, y por el fondo del mar de Alborán, y constituye un dominio cortical alóctono (un "terreno" en el sentido tectónico) que cabalgó durante el

Mioceno sobre los Dominios Sudibérico (o Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Subbético, etc.) y Magrebí (o Zonas Externas del Rif: Intra-Rif, Meso-Rif, etc.) (BALANYÁ y GARCIA-DUEÑAS, 1988; GARCIA-DUEÑAS *et al.*, 1992), correspondientes a los paleomárgenes mesozoico-cenozoicos de las Placas Ibérica y Africana, respectivamente. Estructural y geográficamente, entre el Dominio de Alborán y los Dominios Sudibérico y Magrebí, se encuentran las Unidades del Surco de Flyschs y las Unidades Predorsalianas (DIDON *et al.*, 1973).

El fondo del mar de Alborán está formado, fundamentalmente, por sedimentos recientes (de hasta 8 km de espesor), superpuestos a materiales del Dominio de Alborán. Presenta una corteza continental adelgazada de unos 12 km de espesor. Una de las peculiaridades del orógeno Bético-rifeño es que la mayoría de las estructuras que se observan, sobre todo en el Dominio de Alborán, corresponden al colapso de un orógeno previo, durante el Mioceno, sobre un área que debía estar sometida a compresión, por la aproximación entre las placas Euroasiática y Africana. Los actuales relieves, por tanto, no deben guardar una relación directa con las estructuras colisionales observadas, y se suponen debidas, principalmente, a readjustes isostáticos a escala litosférica (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1998, 2002).

Al sur de las Zonas Externas del Rif se encuentran cuencas terciarias post-orogénicas (Depresión de Taza, Fez, etc.), cuyo significado geológico es, aproximadamente, el mismo que tiene el Valle del Guadalquivir respecto a las Zonas Externas Béticas, en la Península Ibérica. Las cuencas terciarias post-orogénicas son también frecuentes en las partes orientales del orógeno Bético-rifeño, siendo la cuenca de Melilla-Nador uno de sus representantes. El antepaís rifeño aflora algo más al sur (en la Meseta marroquí, zócalo hercínico) y sureste (en el Atlas). La Cordillera del Atlas, constituida por un zócalo hercínico recubierto por una cobertura mesozoica discordante, es una cordillera de bloques, elevada mediante fallas inversas de dirección NE-SO.

También es notable la presencia de volcanismo neógeno-cuaternario, localizado en la parte oriental del orógeno Bético-rifeño y con prolongaciones hacia el noreste y, sobre todo, sureste. El macizo volcánico del Gurugú, próximo a Melilla, y las propias islas Chafarinas son representantes de dicho volcanismo.

El Dominio de Alborán

El Dominio de Alborán está formado por materiales paleozoicos y triásicos (y hasta jurásicos, cretácicos y paleógenos, en algunas unidades), en su mayor parte con una historia polimetamórfica. Los materiales se organizan en unidades tectónicas superpuestas (originalmente mantos pero presentando sus límites, actualmente, naturaleza extensional), algunas de las cuales representan segmentos importantes de corteza (BALANYÁ *et al.*, 1993, 1997). Estos mantos se han agrupado clásicamente en tres complejos principales, distinguibles por su evolución tectonometamórfica y por algunas diferencias litoestratigráficas. Enumerados en orden ascendente, estos complejos (cuyas características estratigráficas, litológicas, metamórficas y estructurales son idénticas a ambos lados del Estrecho de Gibraltar) son: Complejo Nevado-Filábride (que no llega a aflorar en el Rif), Complejo Alpujárride (denominado Sébtide en el Rif) y Complejo Maláguide (Ghomáride, en el Rif). Dentro del Dominio de Alborán han sido incluidos también (BALANYÁ y GARCIA-DUEÑAS, 1986, 1987) el Complejo de la Dorsal, que aflora en la periferia del Arco de Gibraltar cabalgado por los Complejos anteriores, y el Complejo Sedimentario de Alozaina, superpuesto a los Complejos más elevados del Dominio de Alborán y constituido por formaciones detríticas discordantes del Mioceno inferior, que incluyen klippe sedimentarios procedentes de las Unidades Predorsalianas y del Surco de Flyschs.

Los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride/Sébtide comparten características metamórficas, mostrando, en materiales de edad Permo-Triásica, asociaciones minerales relictas indicativas de un metamorfismo de alta presión y temperatura baja o intermedia, sobre las que crecieron otras de presiones más bajas. Muchos autores admiten que gran parte de este metamorfismo es anterior a una reestructuración de las unidades del Dominio de Alborán mediante cabalgamientos, grandes pliegues tumbados y fallas normales. Por su parte los Complejos Maláguide/Ghomáride y de la Dorsal sólo muestran evidencias de metamorfismo de bajo grado no generalizado. Las edades obtenidas para el metamorfismo de los Complejos del Dominio de Alborán oscila entre los 50 y 15 m.a. en el Complejo Nevado-Filábride, entre 25 y 18 m.a. el el Complejo Alpujárride/Sébtide, y edades hercínicas en el Complejo Maláguide/Ghomáride. El Dominio de Alborán, por tanto, está formado por elementos tectónicos mayores heterogéneos (complejos) que han sido estructurados según una tectónica polifásica. Los Complejos habrían compartido una evolución tectónica común a partir del Mioceno inferior, cuando el conjunto comenzó su desplazamiento hacia el Oeste.

El Complejo de la Dorsal está constituido por unidades delgadas de cobertura (Triásico-Oligoceno), esencialmente carbonáticas y sin evidencias de metamorfismo, salvo la presencia de calizas recristalizadas en algunas unidades. Estas unidades se presentan imbricadas a lo largo del Cabalgamiento de Gibraltar y son, con frecuencia, discontinuas lateralmente, con gran complejidad estructural. Su secuencia litológica es, en parte, intermedia entre la del Complejo Malaguide/Ghomáride y la de los Dominios externos sudibérico (Subbético) y magrebí.

Las Unidades del Surco de Flyschs

Están constituidas por los Flyschs Magrebíes y los Flyschs del Campo de Gibraltar (ver p.e. DURAND-DELGA, 1980; GARCIA-DUEÑAS *et al.*, 1990), de edades comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno inferior. Los sedimentos de estas unidades son, en su mayoría, de carácter turbidítico, algunos de ellos, los de edad cretácica, sedimentados a profundidades de varios km (THUROW, 1987). Estas batimetrías sugieren que, para esta edad, el Surco de los Flyschs debía asentarse sobre litosfera compuesta de corteza continental muy atenuada o corteza oceánica. Unidades afines a las de los Flyschs son las unidades de la Predorsal, que corresponderían a sedimentos sobre el talud interno del Surco de Flyschs.

El Dominio Sudibérico

Conocido tradicionalmente como Zonas Externas Béticas, está subdividido en Subbético, Prebético y Depresión del Guadalquivir. El Subbético y el Prebético se consideran estructurados en relación con un sistema de mantos de cobertura. Estos mantos de cobertura están formados por los materiales mesozoicos y cenozoicos del paleomargen ibérico meridional, despegados del basamento hercínico que es prolongación de la Meseta.

El Dominio Magrebí

Comprende el Rif externo y, más al este, en Argelia, el Tell (excepto sus zonas "internas", Bokoyas y Kabilias, cuyas unidades son semejantes a las Alpujárrides y Maláguides: BOUILLIN, 1983). El Dominio Magrebí está constituido por un conjunto de unidades de cobertura, formadas a partir de sedimentos que llenaban el paleomargen septentrional africano. Estas unidades poseen sucesiones mucho más potentes que las sudibéricas. Localmente dichas unidades presentan metamorfismo de grado bajo (FRIZON DE LAMOTTE, 1985).

En la Cordillera Rifeña y, sobre todo, transversalmente de sur a norte (es decir, desde el antepaís hacia el Mediterráneo) se distinguen las siguientes zonas paleogeográficas y tectónicas: Pre-Rif, Meso-Rif e Intra-Rif, aproximadamente con el mismo significado y características que Prebético, Subbético y "Penibético", en la Cordillera Bética. Así, el Pre-Rif presenta series menos potentes y pelágicas, y menor grado de despegue tectónico que las otras dos zonas, así como pasos laterales a la cobertura mesozoica del antepaís rifeño. El Meso-Rif presenta un ligero metamorfismo, sobre todo en la unidad de Temsaman. El Intra-Rif presenta, como características principales, foliación frecuente, asociada a los pliegues, y un alto grado de aloctonía de varias de sus unidades, que en su desplazamiento lateral llegan a sobrepasar el Meso-Rif y a cubrir parcialmente el Pre-Rif.

El Volcanismo neógeno-cuaternario

En la parte oriental del Orógeno Bético-rifeño (en las zonas del Cabo de Gata y de Mazarrón-Cartagena, en las Cordilleras Béticas, y en la región de Melilla y zonas nor-magrebíes próximas), el volcanismo dominante es calcoalcalino, calcoalcalino potásico y shosonítico, de edad neógena. Con bastante menos importancia volumétrica que el anterior, se presenta también un volcanismo basáltico-alcalino, de edad pliocuaternaria que, sin embargo, no es exclusivo de estas zonas ya sus manifestaciones ocurren, también, más al noreste (Cofrentes, Valencia) o noroeste (Campos de Calatrava, Ciudad Real) y, sobre todo, se prolongan hacia el suroeste, según las directrices NE-SO del Atlas.

En conjunto, la provincia volcánica neógena nor-magrebí se extiende desde el macizo de Ras Tarf, en la costa marroquí, hasta los de Ain Temouchent y Cap Figalo, en la costa argelina. En términos generales, dentro del territorio marroquí, el vulcanismo ha emigrado desde el oeste hacia el este, con las siguientes edades dominantes: Ras Tarf (aproximadamente 14 Ma.), Cabo Tres Forcas (9,8 Ma.), Gurugú y satélites (9,0-2,6 Ma.) y Guilliz (7,4-2,2 Ma.) (HERNÁNDEZ y BELLON, 1985). Está caracterizado magmáticamente por la emisión de series calco-alcalinas (andesitas basálticas y andesitas: 13,1-12,5 Ma; riolitas 9,8 Ma.), calco-alcalinas Enriquecidas en potasio (basaltos, andesitas hasta riolitas: 9-6,6 Ma.), shoshoníticas (absarokitas, shoshonitas, latitas, traquitas: 7-5,4 Ma.) y, finalmente, series basálticas alcalinas (5,6-1,5 Ma.) (EL BAKKALI *et al.*, 1998b).

Al volcanismo calcoalcalino y calcoalcalino potásico se le ha supuesto relacionado con zonas de subducción, mientras que el basáltico-alcalino se le supone ascendido mediante grandes fracturas corticales (ver, entre otros, LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, 1980; DELARUE y BROUSSE, 1974).

3. MELILLA

3.1. ASPECTOS GEOGRÁFICOS

El territorio de Melilla, de contorno aproximadamente ovoidal, ocupa unos 12,2 km². El núcleo de población más importante es, lógicamente, la propia ciudad de Melilla, cuyo casco urbano ocupa casi la mitad del territorio de soberanía española. En la zona próxima marroquí tan solo destaca Nador, localizada a unos 10 km al sur. En los pasos fronterizos existentes entre el territorio melillense y Marruecos, han crecido poblaciones (Beni Enzar, al sur; Farhana, al oeste; etc.) a favor del comercio entre ambos.

El territorio melillense está separado administrativamente del marroquí, mediante una zona neutral de unos 500 m de anchura y unos 9-10 km de largo. El límite entre esta zona neutral y la zona de soberanía española está recorrido por una carretera de circulación libre: la carretera perimetral. La cartografía geológica de la Hoja de Melilla comprende, también, esta zona neutral.

Melilla se localiza en la parte occidental de una amplia ensenada, delimitada por los cabos de Agua (al este) y Tres Forcas (al nornoroeste). La costa es abrupta o acantilada desde Melilla hacia el norte, hasta el cabo de Tres Forcas, mientras que hacia el sur es más baja, presentando incluso albuferas (Mar Chica).

El relieve del territorio del entorno de Melilla es bastante suave y bajo, no sobrepasando, en general, los 200 m ; destaca, no obstante, como accidente orográfico notable, el monte Gurugú, que se yergue a tan solo 7 km al sursuroeste de Melilla, alcanzando su cima los 893 m sobre el nivel del mar.

Dentro de la zona de soberanía española, el cauce fluvial denominado Río de Oro o Uad Meduuar (proveniente del oeste y, en último término, de las laderas noroccidentales del Gurugú) divide el territorio en dos mitades geográficamente diferentes: la norte y la sur.

La mitad septentrional está formada por un relieve tabular, de altiplanicie, que culmina a unos 125 m de altitud (y hasta 162 m en la zona neutral próxima), y que queda brusca y abruptamente cortado al este y noreste por un acantilado casi continuo, cuya base es sólo accesible por tierra en una zona concreta: la punta de Rostrogordo. Desde lo alto de esta zona tabular descienden barrancos, a veces profundos y siempre con perfil longitudinal muy pendiente, hacia la margen izquierda del Río de Oro, o directamente hacia la zona portuaria. La parte septentrional de la ciudad se extiende sobre las estribaciones de estas mesetas (barrios del Polígono Residencial de la Paz, del Ataque Seco, etc.) o sobre dichos barrancos (barrio de la Cañada de la Muerte, por ejemplo).

La mitad meridional del territorio melillense está formada, fundamentalmente, por un resto del relieve tabular anteriormente mencionado, que culmina a sólo unos 50 m sobre el nivel del mar (y sobre el que se edifican los barrios de la Virgen de la Victoria, de Calvo Sotelo y del General Primo de Rivera, por ejemplo). También está constituido por la parte más baja de las laderas que descienden directamente desde el Gurugú hasta la zona del aeropuerto, y que llegan directamente hasta la costa en la parte sur de la ciudad (barrio del Real y zona fronteriza de Beni Enzar).

El Río de Oro desembocaba en el mar a través del Parque Hernández, pero su cauce, desviado posteriormente para facilitar la planificación urbanística, lo hace actualmente a unos 700 m al sur del punto primitivo. Otro cauce desviado, por el mismo motivo, es el arroyo de la Mezquita, que anteriormente discurría a través del barrio del Real y hoy día lo hace por la frontera de Beni Enzar.

El territorio de Melilla está comprendido dentro de un ecosistema de tipo mediterráneo seco, con algunos pinos como especies arbóreas más importantes, particularmente en la parte septentrional del territorio, donde fueron repoblados, y espartos y palmitos como matorrales más típicos.

3.2. RASGOS GEOLÓGICOS DE MELILLA Y SU ENTORNO

Como ha sido comentado anteriormente, el territorio de Melilla se localiza en la terminación oriental del Rif, caracterizada por el dominio, en extensión, de cuencas neógenas post-orogenéticas, de las que emergen, a modo de relieves aislados, pequeñas sierras constituidas por materiales del Dominio de Alborán, o de las Zonas Externas Rifeñas, y sobre las que se yerguen acumulaciones de materiales volcánicos neógenos.

En el entorno de Melilla, los afloramientos más próximos de materiales del Dominio de Alborán se localizan inmediatamente al sur del cabo de Tres Forcas, es decir, al norte del territorio, donde se presentan unidades alpujarride/sébtides limitadas de otras malagueñas/ghomárides por intermedio de un jirón serpentinitico orientado NE-SO. Las acumulaciones volcánicas más importantes están constituidas por el Gurugú, inmediatamente al sureste de Melilla, y por las que forman el propio cabo de Tres Forcas.

El territorio de Melilla se enclava en la parte suroriental de la cuenca terciaria (neógena y marina) de Melilla-Nador, e inmediatamente al noreste del macizo volcánico del Gurugú. La serie terciaria, con facies arrecifales, de plataforma y deltaicas, está bien representada y expuesta en la mitad septentrional del territorio, al norte del río de Oro. En la mitad sur del mismo dominan las formaciones de ladera y abanicos aluviales provenientes de dicho macizo, parte de cuyas coladas y formaciones volcanosedimentarias penetran por el límite suroccidental del territorio.

3.3. ANTECEDENTES SOBRE LOS ESTUDIOS GEOLÓGICOS DE MELILLA

Los primeros estudios geológicos sobre el territorio melillense y su entorno se realizaron al comenzar la época del Protectorado Español en Marruecos, en el primer tercio del Siglo XX. Durante este período, y sobre todo en sus primeras décadas, los trabajos realizados por la Comisión de Estudios Geológicos de Marruecos estaban dirigidos principalmente a conocer la Geología Económica (Recursos Mineros, sobre todo), y suelen enfocarse a todo el norte de Marruecos, en conjunto. El más antiguo corresponde a una nota esquemática sobre la constitución geológica de Guelaya (ADARO y VALLE, 1910). Simultáneamente a estas primeras fechas, y con fines más científicos, los geólogos dependientes de la Universidad Central de Madrid también realizaron estudios geológicos del Rif Oriental y las posesiones españolas del Norte de África, que incluían las primeras cartografías a escala 1:50.000 de la zona de Melilla y su entorno (FERNANDEZ NAVARRO, 1908, 1909 y 1911). Del mismo período son el trabajo sobre la geología melillense de VALLE (1917) y los comienzos de las investigaciones de MARÍN sobre las rocas hipogénicas de Marruecos (1917) y sobre los recursos mineros y de petróleo del Protectorado.

En los años treinta se realizan estudios sobre el Neógeno del Cabo Tres Forcas (CANDEL VILA, 1930) y, sobre todo, comienzan las investigaciones de FALLOT sobre el conjunto de la Cordillera del Rif, que culminan con la publicación de un esquema de la geología del Rif septentrional en 1937, y más tarde, en colaboración con MARÍN (1939) sobre todo el conjunto de la Cordillera rifeña.

En los años medios y finales de la época del Protectorado, muchos de los estudios realizados por investigadores españoles en el norte de Marruecos fructifican como publicaciones de cartografía geológica. Destaca, como trabajo específico para Melilla, la Hoja y Memoria Explicativa de la Hoja nº 6 (Kelaia: Hidum y Melilla), realizada por LIZAUR en 1948 para la

Comisión de Estudios Geológicos de Marruecos. Para el conjunto del territorio, es notable la aportación que supone la publicación del Mapa Geológico de Marruecos y su Memoria Explicativa, por MARÍN (1952, 1956). Aparecen después artículos de índole paleontológica, más específicos sobre Melilla (DE LA CONCHA, 1957; CANDEL VILA, 1958). En las investigaciones petrológicas hay que destacar las emprendidas por SAN MIGUEL DE LA CAMARA y su equipo de colaboradores desde mediados de los años 40 a mediados de los 50, que dan origen a dos publicaciones específicas sobre las rocas volcánicas de la zona melillense (SAN MIGUEL, 1949; FUSTER, 1956).

En los años 60-70 aparecen esquemas de todo el Rif nororiental (JEANNETTE y HAMEL, 1961; GUILLEMIN y RAMPNOUX, 1975) y es precisamente a principios de los 60 cuando se comienzan investigaciones geológicas sobre temáticas más precisas, menos generales, en la región de Melilla. El volcanismo del Gurugú y del Cabo Tres Forcas se estudia por BELLON (1967), CHARLOT *et al.* (1967) y CHOUBERT *et al.* (1968), investigaciones que culminan DELARUE y BROUSSE (1974) en su trabajo sobre el volcanismo de todo el Rif oriental. Dos años más tarde, ARIAS *et al.* (1976) publican un estudio cronoestratigráfico detallado de una sección de la cuenca de Melilla. También en estas épocas se comienzan estudios sobre historia tectónica de la cuenca de Melilla-Nador (RAMPNOUX *et al.*, 1979), la estratigrafía de la misma (CHOUBERT *et al.*, 1966) o la Neotectónica del mar de Alborán (DEREKY Y MARTIER, 1961; BARATHON, 1974). El estudio de las temáticas mencionadas prosigue desde los años 80.

La bioestratigrafía y la tectónica reciente del conjunto de la región, se estudian en los trabajos de GUILLEMIN y HOUZAY (1982) y MOREL (1989). Los mismos aspectos, pero referidos a la cuenca de Melilla, se tratan en los de AIT BRAHIM (1989) y AIT BRAHIM y CHOTIN (1989). Las influencias de la neotectónica en la sedimentación (formación de paleosismitas) han sido estudiadas por MACHHOUR *et al.* (1993).

El conocimiento sobre el Terciario de la cuenca de Melilla-Nador progresó notablemente desde los años 80. Así, los cuerpos arrecifales y los estromatolíticos, así como sus relaciones con la paleogeografía y eustatismo mediterráneos son tratados por ROUCHY (1982), SAINT MARTIN y ROUCHY (1986, 1990) y SAINT MARTIN (1990). Un nuevo marco estratigráfico y secuencial para las distintas unidades litológicas neógenas es establecido por SAINT MARTIN *et al.* (1991, 1994), SAINT MARTIN y CORNÉE (1996), CORNÉE *et al.* (1992, 1994, 1996), ANDRÉ *et al.* (1993) y BENMOUSSA *et al.* (1994). La estratigrafía secuencial de alta resolución, la magnetoestratigrafía y la cronoestratigrafía detallada (tefrocronología, mediante dataciones de isótopos de argón en capas piroclásticas interestratificadas) se desarrollan en los trabajos de CUNNINGHAM (1992), CUNNINGHAM *et al.* (1994, 1997), CUNNINGHAM y COLLINS (2002), ROGER *et al.* (2000) y MÜNCH *et al.* (2001). Además, los estudios paleontológicos y bioestratigráficos más recientes son realizados por BENMOUSSA *et al.* (1987, 1988, 1989), EL HAJJAJI (1987, 1988), SAINT MARTIN (1990), GAUDANT *et al.* (1994), RACHID *et al.* (1997) y COURME y LAURIAT-RAGE (1998).

Los estudios más recientes sobre el volcanismo del Gurugú, Cabo Tres Forcas y proximidades norteafricanas, en general, se deben a HERNÁNDEZ (1983), HERNÁNDEZ y BELLON (1985), EL BAKKALI *et al.* (1998) y MAURY *et al.* (2000).

3.4. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

Como se ha indicado anteriormente, el territorio de Melilla se localiza en la parte suroriental de la cuenca terciaria de Melilla-Nador, al pie nororiental del macizo volcánico del Gurugú.

Las rocas volcánicas del Gurugú (unidad cartográfica 1) y otras litologías asociadas (niveles volcanosedimentarios, etc.: unidades cartográficas 3, 4 y 5) se presentan en la parte suroeste del territorio, al sur del río de Oro. La serie terciaria, neógena y marina, está bien expuesta en la mitad septentrional del territorio, al norte de dicho río, comenzando por facies arrecifales y de talud arrecifal (unidades cartográficas 6 y 7) sobre las que se disponen facies deltaicas (8) y, finalmente, facies de plataforma carbonatada (11 y 12).

El ancho aluvial del río de Oro, la propia presencia del casco urbano de Melilla, y la escasez de afloramientos, sobre todo en la mitad sur del territorio melillense, impiden ver, de forma clara, las relaciones espacio-temporales existentes entre las formaciones volcánicas del Gurugú y las terciarias. La presencia de rocas volcánicas en diversos niveles de la serie terciaria parece indicar que ambos se intercalan entre sí, aunque es difícil establecer más precisiones dado que estas observaciones se realizan en la zona fronteriza y no es posible su seguimiento lateral en territorio español.

Las formaciones cuaternarias más características están representadas por una costra calcárea (unidad cartográfica 13), que corona la serie terciaria en la mitad norte del territorio, y que es la responsable de su morfología tabular culminante, y por glaciares y abanicos aluviales antiguos (u.c. 14), descendentes del Gurugú, en la mitad sur de aquél. El Cuaternario queda completado con las formaciones fluviales del río de Oro y de otros cursos (terrazas, y aluviales y fondos de valle: 16 y 17), y por la existencia de aluviales-coluviales (15), coluviones (18), deslizamientos y desprendimientos (19), marismas (20), playas (21) y depósitos antrópicos (22).

En lo que sigue, se describen las diversas diferenciaciones cartográficas de la Hoja de Melilla, agrupadas en los tres grandes conjuntos mencionados: Las rocas volcánicas (y otras litologías asociadas), la serie terciaria y, finalmente, las formaciones cuaternarias.

3.4.1. Formaciones volcánicas y asociadas

Los afloramientos de rocas volcánicas y asociadas, existentes dentro del territorio de Melilla, son pequeños y distales respecto de las emisiones que se expandieron por los flancos nororientales del macizo volcánico del Gurugú. En profundidad, los sondeos de captación de agua realizados en el territorio de Melilla han cortado niveles volcánicos más extensos que los de superficie.

El Gurugú es un estratovolcán muy erosionado, de unos 12 km de diámetro y casi 900 m de altura, que, junto al volcanismo periférico, ha estado en actividad desde los 9,5 Ma. (Tortoniano) hasta los 2,6 Ma. (Plioceno superior) (HERNANDEZ y BELLO, 1985). Constituye, probablemente, el mayor complejo volcánico de la cadena magmática neógena nor-magrebí (MAURY *et al.*, 2000).

Antecedentes de los estudios sobre el Macizo del Gurugú

El primer autor que estudió petrográficamente este macizo fue MARÍN (1917). Su trabajo fue exclusivamente petrográfico y se limitó a estudiar muestras tomadas en el Gurugú y zonas periféricas. Distinguió varios tipos de andesitas, cuya mineralogía principal tenía plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfibol y biotita. En las zonas periféricas al Gurugú, describió acertadamente la existencia de basaltos olivinos.

Los primeros análisis que caracterizaron geoquímica las rocas volcánicas del entorno del

Gurugú, concretamente de las zonas de Farhana, Sidi Amarán y Hindún, en la cuenca del río de Oro, se deben a SAN MIGUEL (1949). Realizó cuatro análisis de los que concluía, junto a los estudios petrográficos, que las rocas eran basaltos y andesitas, no apreciando que, por los contenidos en Na y K, las rocas eran tipos calcoalcalinos ricos en K y, algunas, tipos shoshoníticos.

Fue en el trabajo de FUSTER (1956) cuando se hizo un estudio, bastante completo para la época, de la caracterización petrológica y geoquímica del volcanismo del Gurugú. Del complejo del Gurugú, FUSTER separa lo que es el macizo central y el conjunto de afloramientos volcánicos satélites o periféricos. Del primero describe como tipo dominante las andesitas piroxénicas y reclasifica todos los tipos petrográficos según su geoquímica, descubriendo correctamente que hay varias series magmáticas: calcoalcalina pura, calcoalcalina alta en K y shoshonítica. Del volcanismo satélite concluye que son basaltos alcalinos y basaltos andesíticos.

A partir de la independencia de Marruecos, en 1956, ningún autor español ha vuelto a publicar trabajos de esta zona volcánica, siendo autores franceses y marroquíes los que han continuado con las investigaciones del macizo del Gurugú.

Las primeras dataciones geocronológicas del vulcanismo del Gurugú fueron realizadas por CHOUBERT *et al.* (1968). Posteriormente, ARIAS *et al.* (1976) amplían ligeramente el número de dataciones. Pero el gran conjunto de dataciones K-Ar, no solo del Gurugú, sino de todo el volcanismo neógeno del Rif oriental, corresponden a HERNÁNDEZ y BELLON (1985). En este trabajo establecen que el vulcanismo basáltico alcalino es activo solamente en el periodo pliocuaternario, siendo, por tanto, posterior a las emisiones de las series calcoalcalinas y shoshoníticas.

Los trabajos volcanológicos específicos del Gurugú, donde se definen los tipos petrológicos y las series magmáticas, corresponden a EL BAKKALI (1995) y EL BAKKALI *et al.* (1998a y 1998b). En el trabajo de 1998b, EL BAKKALI *et al.*, consideran que todo el vulcanismo parásito del Gururú (9,0-6,6 Ma.) es prácticamente más antiguo que el del macizo central (7,0-5,4 Ma.). No obstante, las coladas del Gurugú están más enriquecidas en K₂O y feldespato potásico que las del vulcanismo parásito. Por tanto, concluyen que en el macizo del Gurugú ha habido una evolución composicional magmática, en el tiempo, hacia términos enriquecidos en K.

Características generales del Macizo del Gurugú

Las estructuras y materiales emitidos en las diversas erupciones constituyen un conjunto de coladas lávicas subaéreas (a veces con bases obsidiánicas), niveles piroclásticos de caída (principalmente tobas pumíticas), niveles volcanoclásticos tobáceos y domos poligénicos. También se encuentran depósitos tobáceos formando "tuff-ring" en el entorno de algunos domos sálicos. Exceptuando estas últimas estructuras, todos los demás materiales se han ido intercalando secuencialmente en la cuenca sedimentaria neógena de Melilla-Nador, desde sus primeros momentos de formación. Además de estos niveles volcánicos primarios, también se encuentran otros de carácter epiclástico, producto de la erosión y transporte de los anteriores. Precisamente, los materiales emitidos son buenos marcadores cronológicos, puesto que permiten una datación muy precisa mediante el método de isótopos de argón, lo cual ha sido utilizado para, en combinación con datos bio y magnetoestratigráficos, datar los depósitos sedimentarios marinos y para realizar un esquema de correlación entre las partes proximales y distales de la cuenca de Melilla-Nador.

La evolución del macizo del Gurugú es una historia volcanológica compleja. Junto a emisiones de tipo estromboliano y vulcaniano, parece que han existido posibles erupciones plinianas, representadas por los niveles pumíticos. Domos exógenos colapsados pueden ser los responsables de algunos niveles de brechas y tobas, pero son detalles que aún no se conocen suficientemente. La complejidad magmática aumenta con los fenómenos de mezcla de magmas y procesos hidrotermales, que se superponen al proceso común de cristalización fraccional y que han podido influir negativamente en la fiabilidad de algunos datos isotópicos de las edades. Las series magmáticas del macizo se van alternando en el tiempo pero muestran, en líneas generales una evolución desde calcoalcalinas altas en K a alcalinas, con tipos shoshoníticos intermedios (EL BAKKALI, 1995), siendo los tipos petrológicos más frecuentes, andesitas, latitas, dacitas, traquitas y riolitas.

Los episodios finales del volcanismo externo al Gururú (Beni Enzar, Hidum y El Atalayón) son basaltos alcalinos de tendencia sódica y edad pliocena (EL BAKKALI, 1998b).

3.4.1.1. Rocas volcánicas (1)

Los afloramientos de rocas volcánicas del Gurugú se presentan, dentro de la zona de soberanía española, junto a los límites surorientales del territorio, existiendo los mejores en los taludes de la carretera perimetral fronteriza. Hay también otro afloramiento, al oeste del territorio melillense, pero localizado en la franja neutral, por lo que solo es visitable desde territorio marroquí. De sur a norte, y aproximadamente de más antiguo a más reciente, estos afloramientos son los siguientes:

- A: Alrededores del p.k. 2 de la carretera perimetral, a unos 400 m al norte del puesto fronterizo de Hidum. Las rocas son microporfídicas, de color negro a verdoso, y presentan laminaciones de flujo magmático, así como silicificaciones de color ocre y tamaño decimétrico. Composicionalmente corresponden a andesitas piroxénicas microporfídicas con matriz microcristalina fluidal. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa con tamaños de hasta 4 mm. Están maclados y tienen una ligera zonación ondulante. Hay algunos glomérulos compuestos por plagioclasa mayoritaria y algo de clinopiroxeno. La matriz tiene color marrón negruzco de alteración y en ella se distinguen microlitos estrechos de plagioclasa con tamaños entre 0,6-1 mm, que marcan el flujo magmático principal, e incipientes cristales de probable clinopiroxeno. Hay también algunos gránulos dispersos de opacos que, en ocasiones, alcanzan tamaños similares a los de los fenocristales de plagioclasa.
- B: En la margen izquierda de un pequeño arroyo existente entre los p.k. 2 y 3 de la carretera perimetral, a unos 800 m del puesto fronterizo de Hidum. Las rocas son microporfídicas y están notablemente alteradas, por lo que presentan color blanco y escasa coherencia, estando, asimismo, brechificadas. Composicionalmente corresponden a andesitas microporfídicas con matriz criptocristalina-vítreula alterada. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa prismática, con tamaños de hasta 2,5 mm de largo. Son prismas maclados, con zonación ondulante moderada. Hay algunos glomérulos compuestos por plagioclasa. En menor cantidad y tamaño se encuentran fenocristales de clinopiroxeno con un ligero color verdoso. La matriz presenta abundantes zonas vítreas marronáceas, junto a otras negruzcas, que tienen incipiente cristalinidad. En estas últimas destacan frecuentes microlitos prismáticos estrechos de plagioclasa, con tamaños entre 0,4 y 0,2 mm, sin marcar un flujo bien definido. De manera dispersa hay escasos cristales de opacos.

- C: Aproximadamente en el km 3,700 de la carretera perimetral, a unos 350 m al sur del cementerio musulmán. Este afloramiento se prolonga hacia el noreste en unas centenas de metros, bajo el fuerte de Sidi Guariach Alto, donde ha sido explotado en cantera. Las rocas son de color negro o pardo-negruzco, microporfídicas y, a veces, vacuolares. Composicionalmente corresponden a basaltos olivínico-piroxénicos, microporfídicos, de matriz microcristalina. Los fenocristales mayoritarios son de plagioclasa prismática idiomorfa, de tamaños entre 2-3 mm, maclada, con zonado ondulado y una textura interior cribosa. También conforman pequeños glomérulos. Los clinopiroxenos son frecuentes como prismas idiomorfos, con tamaños entre 1,5 y 3 mm, y, como la plagioclasa, se presentan también en glomérulos heterogranulares. El olivino se presenta con hábito subidiomorfo y tiene menor tamaño que la plagioclasa y el clinopiroxeno, pues su tamaño medio es de 0,5 mm. Se encuentra disperso y totalmente alterado a iddingsita. La matriz está compuesta por abundantes microlitos de plagioclasa, cristales incipientes de clinopiroxeno y opacos granulares dispersos.
- D: A unos 400 al ONO del puesto fronterizo de Farhana, en la zona neutral. Las rocas presentes son semejantes de visu a las del afloramiento anterior.

Todos estos afloramientos son interpretables como coladas de espesor inferior a la decena de metros. Los afloramientos A, B y C se presentan asociados a una serie volcánico-sedimentaria (y sedimentaria) (unidad cartográfica 3), estando el afloramiento B (y, también, probablemente, el A) a muro relativo de la misma, mientras que el C está claramente a techo de ella. El afloramiento D se presenta en, o sobre, la unidad terciaria más alta (11). En línea con todo esto, en la Leyenda del Mapa Geológico de Melilla, los afloramientos C y D se indican como intercalados en la serie messiniense, o en la parte alta de la misma, pero hay que indicar que, por su naturaleza, también podrían corresponder a los últimos episodios volcánicos de edad pliocuaternaria y naturaleza basáltica alcalina del Macizo del Gurugú, según la cronología dada para esta serie por HERNÁNDEZ y BELLON (1985). Dada la escasa dimensión de estos afloramientos, esta problemática no ha podido resolverse durante la realización de la presente Hoja.

3.4.1.2. Tobas volcánicas, niveles volcano-sedimentarios (epiclásticos), a veces con arenas, margas, arcillas y calizas (3)

Esta serie presenta sus afloramientos al oeste-suroeste del aeropuerto, en los taludes de la carretera perimetral, o en sus proximidades, asociada a las rocas volcánicas descritas en el apartado anterior. La serie se conoce también en profundidad, en toda la mitad meridional del territorio e, incluso, al norte del río de Oro, siempre según datos de sondeos hidrogeológicos realizados por el IGME, el Instituto Nacional de Colonización (en 1962-1964) y la Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, del Ministerio de Medio Ambiente (en 1996). Según se deduce de los datos de estos sondeos, la serie se presenta intercalada entre las formaciones terciarias, y, concretamente, a muro de las facies de talud arrecifal (unidad cartográfica 7, ver más adelante).

En los afloramientos, la serie suele presentar litologías de naturaleza predominantemente volcánica. En los alrededores del cementerio musulmán y entre el fuerte de Sidi Guariach Alto y el aeropuerto, se observan tramos de espesor métrico, o mayor, de tobas (sin estructura o estratificación interna, constituidas por fragmentos pumíticos angulosos, centímetricos y de color blanco, en una matriz "arcillosa", parda o rosácea) y de niveles volcanosedimentarios dispuestos según bancos de espesor decimétrico, y con estratificación graduada. En zonas pró-

ximas del oeste, a estas litologías pueden asociarse niveles de "conglomerados" de cantes y bloques de tamaño decimétrico y naturaleza exclusivamente volcánica.

En algún afloramiento, esta serie presenta intercalaciones sedimentarias: es el caso del situado entre los p.k. 2 y 3 de la carretera perimetral. En este punto, sobre el afloramiento "B" de rocas volcánicas referido en el apartado anterior se disponen sucesivamente: 3 m de "conglomerado" de cantes decimétricos volcánicos, subangulosos; 2 m de niveles volcanosedimentarios grises, muy finos, en banquitos centí/decimétricos; 1,7 m de arenas blanquecinas; y después, silicificaciones (unidad cartográfica 4).

Hacia el norte y noreste, y según datos de los mencionados sondeos hidrogeológicos, la serie intercala, cada vez en mayor proporción, rocas sedimentarias tales como arcillas, margas y calizas, siempre acompañadas de silicificaciones.

Por su variabilidad litológica en relación con su contexto de aparición (composición exclusivamente, o casi, volcánica cuando se intercala con las coladas volcánicas, y presencia abundante o dominante de rocas sedimentarias cuando se presenta lejos de las anteriores), esta unidad cartográfica materializa, probablemente mejor que ninguna otra, la contemporaneidad que existe entre el volcanismo del Gurugú y la sedimentación terciaria.

Considerando datos de sondeos y de la cartografía de superficie, esta unidad posee un espesor variable entre 60 y 25 m, decreciente hacia el noreste.

3.4.1.3. Silicificaciones (4)

En el Mapa Geológico, esta litología se ha diferenciado como tal, únicamente, entre los p.k. 2 y 3 de la carretera perimetral, a unos 800 al NNO del puesto fronterizo de Hidúm. En este punto, sobre arenas de la unidad cartográfica 3, se dispone un paquete de unos 5 m de espesor de silicificaciones de color pardo, dispuestas en bancos de espesor decimétrico, a veces amalgamados, que alternan con materiales ocráceos finos.

Silicificaciones similares, pero de menor entidad (como pequeñas masas decimétricas, dispuestas a favor de la estratificación o de contactos litológicos, y por tanto, no diferenciadas en el Mapa), son observables en diversos puntos de los alrededores del cementerio musulmán, en la serie volcanosedimentaria (u.c. 3) o en el contacto de ésta con las costras carbonáticas suprayacentes (u.c. 5), así como dentro de las propias rocas volcánicas (véase el Apartado 2.1.1).

Los sondeos hidrogeológicos realizados dentro del territorio de Melilla han cortado silicificaciones (formando tramos de hasta 2-4 m de espesor) en la serie volcanosedimentaria (3) y también en las margas grises del Terciario (2), no aflorantes, que serán descritas más adelante. Estas circunstancias se han reflejado, de forma cualitativa, en los Cortes Geológicos que acompañan al Mapa.

3.4.1.4. Costras carbonáticas (calcretas) (5)

Esta diferenciación cartográfica se localiza en la parte oriental del territorio. Los mejores afloramientos se encuentran, una vez más, en los taludes de la carretera perimetral, desde el cementerio musulmán y a lo largo de unos 400 m hacia el sur.

Esta costra se presenta superpuesta a la serie volcano-sedimentaria (3) y de forma subparalela a la pendiente, circunstancia por la cual adquiere importancia cartográfica a pesar de su exíguo espesor. Es posible, incluso, que más que coronar la parte alta de la mencionada serie volcano-sedimentaria, pueda constituir una intercalación en ella, respetada por la erosión, dada su relativa mayor resistencia a la misma. En este sentido, algunos de los niveles de "calizas" cortados por los sondeos hidrogeológicos en esta serie, podrían ser costras comparables a ésta.

Litológicamente, se trata de una costra porosa, en parte laminada y de color grisáceo, de espesor métrico. Característicamente, presenta impregnaciones de óxidos negros de manganeso, y silicificaciones. Las silicificaciones suelen localizarse, preferentemente, en el contacto infrayacente de la costra con la serie volcano-sedimentaria.

3.4.2. La serie terciaria

Desde el punto de vista estratigráfico, en la cuenca de Melilla-Nador se pueden reconocer tres ciclos sedimentarios:

- El primero o inferior, de edad Tortoniense o incluso Serravalliene, se dispone discordantemente sobre las rocas metamórficas del Dominio de Alborán y está constituido por conglomerados basales, y, encima, una serie marina formada por margas limosas, limolitas y areniscas siliciclásticas ("unidad clástica"), con tobas riolíticas intercaladas.
- El segundo, de edad Messiniense, y Tortoniense en la base, se dispone mediante discordancia angular sobre las rocas metamórficas y sobre el conjunto anterior, basculado. Se localiza al sur de éste, y está constituido por facies de plataformas someras progradantes, biocárticas y arrecifales ("plataforma o complejo carbonático messiniense de Melilla"), que pasan hacia el sur a margas y diatomitas de cuenca.
- El tercero y último corresponde a las calizas y margas del Plioceno, que se disponen sobre el ciclo anterior mediante un contacto localmente erosivo.

En el segundo ciclo, Tortoniense-Messiniense, es el que, como se verá, se incluye la serie terciaria marina presente en el territorio de soberanía española de Melilla se reconocen las siguientes unidades sedimentarias, de más antigua a más reciente (CUNNINGHAM *et al.*, 1994; CORNÉE *et al.*, 1996; ROGER *et al.*, 2000):

- A. Materiales conglomeráticos-carbonáticos sublitorales, con gran acumulación de moluscos, que pasan hacia el centro de la cuenca a arenas biocárnicas y margas. En conjunto, definen una secuencia retrogradante.
- B. Unidad carbonática-conglomerática infralitoral, retrogradante ("Rampa carbonática de briozoos y algas rojas"), también con moluscos, y de edad Tortoniense.
- C. Unidad carbonática progradante (de unos 50 m de espesor), constituida por calizas biocárnicas con estratificación sigmoidal, que pasan rápidamente hacia el sur a margas y diatomitas de cuenca ("Plataforma biocárnea"), de edad Messiniense.
- D. Materiales coralinos arrecifales, progradantes, que se adapta a la pendiente deposicional de la unidad anterior.

- E. Materiales coralinos arrecifales agradantes, dispuestos generalmente sobre la unidad anterior o constituyendo plataformas aisladas de hasta 30 m de potencia. Localmente presentan oolitos y pasan lateralmente, hacia cuenca, a calizas micríticas. Estos materiales coralinos y los infrayacentes han sido denominados por algunos autores como "Complejo dolomitizado arrecifal litoral o de franja (*fringing-reef*)", progradante.
- F. Unidad agradante de trombolitos y estromatolitos gigantes, que pasa rápidamente hacia cuenca a calizas bioclásticas de aguas someras. Ha sido denominada como "Secuencia dolomitizada compuesta de "grainstones", arrecifes y estromatolitos", habiéndola hecho equivalente al Complejo Carbonático Terminal (CCT) de ESTEBAN (1979).
- G. Unidad agradante siliciclástica, constituida por areniscas finas.
- H. Unidad retrogradante-agradante que empieza con capas oolíticas y estromatolíticas y termina con areniscas. Hacia techo se instala un ambiente continental caracterizado por paleosuelos y calizas con gasterópodos helicídos. Estas dos últimas unidades han sido denominadas por algunos autores como "Complejo mixto, siliciclástico/carbonático".

Hay que indicar que algunos autores (MÜNCH *et al.*, 2001), a partir de las dataciones disponibles y de las correlaciones entre las partes proximales y distales de la cuenca, agrupan las unidades anteriores en dos episodios transgresivos principales: uno inferior -ET 1- (constituido por las unidades A-D) y otro superior -ET 2- (por las unidades E-H).

Como se ha expuesto en el apartado 2.1, los materiales volcánicos emitidos por el Gurugú se intercalan a diversas alturas en la serie estratigráfica del conjunto de la cuenca y son buenos marcadores cronológicos puesto que permiten una datación muy precisa mediante el método de isótopos de argón: ello ha sido utilizado para, en combinación con datos bio y magnetoestratigráficos, datar de forma absoluta los depósitos sedimentarios marinos.

A continuación se describen las diferenciaciones cartográficas realizadas en el Terciario del territorio de Melilla, que, como se verá, corresponden a las unidades C a H, indicadas anteriormente. Son de edad Messiniense, ofreciéndose conjuntamente con su descripción, las dataciones absolutas obtenidas en otros puntos de la cuenca.

3.4.2.1. Margas grises (2). No aflorantes

Esta unidad, no aflorante, se conoce por los sondeos hidrogeológicos, debido a que forma la base impermeable local de la Hidrogeología del territorio de Melilla.

Según las descripciones disponibles, procedentes de los sondeos, esta unidad de margas grises presenta, a veces, aspecto apizarrado y contiene silificaciónes como las descritas en el apartado 3.2.1. Parece disponerse, en gran parte, bajo la serie volcano-sedimentaria anteriormente descrita (u.c. 3) y, hacia el ESE, se puede apoyar sobre rocas volcánicas.

Probablemente corresponde a las facies de cuenca (con margas y diatomitas) de la "Plataforma bioclástica" (Unidad C, descrita anteriormente). Las dataciones absolutas realizadas en dicha unidad indican edades absolutas comprendidas aproximadamente entre 6,75 y 6,43 Ma.

3.4.2.2. Calizas arrecifales (6)

Constituye la unidad más baja, estratigráficamente hablando, de la serie terciaria aflorante en el territorio de Melilla, correspondiendo a las unidades D y E de la serie general de la cuenca de Melilla-Nador, citada anteriormente. Sus afloramientos se presentan en la costa, al norte de la ciudad y al pie de los acantilados, a lo largo de unos 1200 m, desde el faro de Melilla la Vieja hasta la punta de El Morrillo, y constituyen también los islotes rocosos de Peña Aislá, cercanos a dicha punta. En conjunto, estos afloramientos constituyen la parte emergida de un conjunto probablemente mayor, y son difícilmente accesibles desde tierra, dado el carácter fundamentalmente acantilado de la costa, salvo en el cabo Trapano, al este de la ensenada de los Galápagos, y bajo el faro de Melilla. En este último punto, pueden realizarse observaciones de gran interés.

Por las circunstancias de afloramiento mencionadas, no se conoce el muro de esta unidad, ni tampoco las formaciones sobre las que se dispone, aunque se supone se apoya sobre las margas grises (2) o sobre la serie volcano-sedimentaria (3) (en la región de Almería, arrecifes comparables comenzaron a desarrollarse sobre paleorrelieves volcánicos). A techo, y también lateralmente, pasan a facies de plataforma y de talud arrecifal (unidad cartográfica 7). La potencia mínima observada para esta unidad es del orden de 20 m.

En esta unidad, la morfología original del arrecife coralino está, a veces, perfectamente conservada. Bajo el faro de Melilla, las formas de afloramiento de estas calizas, a manera de pequeños montículos de dimensiones metrico/decamétricas, probablemente deben representar las formas originales de los arrecifes, exhumadas al desaparecer por la erosión actual las facies de talud, menos resistentes. En este mismo lugar, también es posible reconocer, en corte, el contacto irregular entre el arrecife y las facies laminadas de talud arrecifal, algunos bloques de arrecife caídos en éstas que deforman la laminación de las mismas, la presencia de sedimentos laminados intra-arrecifales, etc.

Litológicamente, esta unidad está constituida por calizas masivas, muy oqueras. Los corales (*Porites*, fundamentalmente) no están conservados, ya que, debido a su naturaleza aragonítica original, han sido disueltos, apareciendo, hoy día, como moldes externos cilíndricos entre litologías calcarenítico-calcisiltíticas. Estas contienen abundantes restos macrofósiles (concreciones de algas rojas, gasterópodos, bivalvos, etc.) y representan, por tanto, el sedimento originalmente depositado en los huecos entre los corales. En conjunto, estas litologías poseen una porosidad móldica muy alta, con un cemento rellenable de tipo dolomícrito.

La morfología, dimensiones, organismos involucrados y facies de estas bioconstrucciones, son muy similares a las descritas por ESTEBAN *et al.* (1996) como las típicas (*coral mounds*) del Messiniense del Mediterráneo occidental.

En diversos puntos de la cuenca de Melilla-Nador, se deducen para esta unidad edades absolutas del orden de 6,10 Ma.

3.4.2.3. Calcarenitas, calcirruditas y calcisiltitas, blancas (7). Facies de plataforma y de talud arrecifal

Esta unidad correspondería a la unidad F de la serie general de la cuenca de Melilla-Nador, descrita anteriormente. En diversos puntos de la cuenca de Melilla-Nador se deducen, para esta unidad, edades absolutas de 6,10 Ma o ligeramente menores. En el territorio de Melilla

se presenta en dos zonas, una meridional (entre el faro de Melilla la Vieja y la punta de El Morrillo), y otra septentrional (en la punta de Rostrogordo o zona de Aguadú), separadas ambas por la cota del nivel del mar. A su techo, se dispone, de forma aparentemente concordante, la unidad de arenas, limos y areniscas, amarillentos (facies deltaicas, unidad cartográfica 8).

Zona meridional (Melilla la Vieja-El Morrillo)

En esta zona se dispone a techo, y también en parte lateralmente, de la unidad arrecifal anterior (6).

Se presenta siempre con buzamiento generalizado hacia el suroeste. Por ello, y dependiendo de si conserva o no, sobre ella, restos de formaciones terciarias suprayacentes, muestra diferentes condiciones de accesibilidad: entre la ensenada de los Galápagos y la mencionada punta, aflora a media altura en los acantilados, sin embargo, constituye la casi totalidad del relieve sobre el que está edificada Melilla la Vieja y las laderas de enlace entre éste y el barrio del General Larrea. En estos lugares alcanza una potencia mínima de unos 25 m.

Se trata de una unidad carbonática bioclástica constituida, en la ensenada de los Galápagos, por:

- En su parte baja (17 m de espesor), hasta cuatro sets de clinoformas progradantes hacia el suroeste con pendientes de 10°-20°, finamente estratificadas, formadas por calcarenitas gruesas muy porosas, con fragmentos de moluscos, gasterópodos, algas rojas y serpúlidos.
- En su parte alta (8 m de espesor), y sobre una superficie suavemente buzante hacia el suroeste, que trunca la parte infrayacente, calcarenitas gruesas basales, calcarenitas y calcisiltitas finamente laminadas y, finalmente, arriba, una capa calcarenítica muy bioturbada.

Sedimentológicamente, la parte baja representa facies de talud arrecifal, y la alta, facies de "lagoon" que hacen "onlap" sobre el arrecife (Unidad 6), llegando a cubrirlo en la zona más alta (faro de Melilla).

Al microscopio, las calcarenitas presentan los bioclastos generalmente disueltos o neomorfizados a calcita, con una envuelta micrítica y, sobre ella, un cemento dolomítico de tipo rim. La porosidad móldica está parcialmente ocupada por un cemento gravitacional de calcita, lo que indica exposición subaérea de estas facies, posteriormente a su sedimentación.

Zona septentrional (Punta de Rostrogordo)

En la punta de Rostrogordo o zona de Aguadú, aflora a lo largo de unos 400-500 m de costa. La potencia mínima observada aquí (por encima del nivel del mar) es de unos 11 m.

En esta zona, la unidad está constituida por calcarenitas, de grano medio a muy grueso, con laminaciones cruzadas, e intercalaciones más finas, con "ripples" de oleaje. Las capas presentan 1-3 m de potencia y están formadas por fragmentos de moluscos, equinídos y granos de cuarzo, en matriz micrítica, dolomítica, pero con porosidad móldica alta. La serie presenta, típicamente, bioconstrucciones de algas rojas coralinas de 20-30 cm (y ocasionalmente hasta 2 m) de altura.

Estas facies someras deben constituir un cambio lateral, bien de la unidad arrecifal (6) o de la serie supra-arrecifal descrita en la zona de Melilla la Vieja-El Morrillo.

3.4.2.4. Arenas, limos y areniscas, amarillentos (8). Facies deltaicas

Esta serie corresponde a la unidad G citada anteriormente para el Messiense de la cuenca de Melilla-Nador. Se dispone de forma concordante sobre la anterior, pero de forma neta y brusca, sin niveles transicionales ni alternancias. De forma similar, queda recubierta por las calcarinatas de la unidad cartográfica 11. En conjunto, le es assignable un espesor máximo de unos 28-30 m y edades absolutas de 5,85 Ma., o ligeramente mayores.

Esta serie constituye, aproximadamente, la mitad superior de los acantilados existentes entre la ensenada de los Galápagos y la punta de El Morrillo, y la inferior de los que se presentan entre dicha punta y el extremo norte del territorio melillense. En la zona de Aguadul, en el talud de la carretera de acceso a la punta de Rostrogordo, se presenta un corte completo de esta serie, incluyendo sus contactos con las series infra y suprayacentes. También aflora en la parte baja de las laderas vertientes por el norte al río de Oro (aunque con malas condiciones de observación, dada la proliferación de edificaciones) y en las partes bajas del valle del río Nano, afluente del anterior, en el extremo noroccidental del territorio.

Se trata, fundamentalmente, de limolitas, más o menos arcillosas, y areniscas siliciclásticas de grano fino a grueso, ricas en cuarzo y con abundantes bioclastos y algún fragmento volcánico. Estas litologías se presentan en alternancias decimétricas y con característico color amarillento. Composicionalmente, son litoarenitas que, al microscopio, aparecen constituidas por granos de cuarzo, dolomita, bioclastos (la mayoría, disueltos), fragmentos de rocas metamórficas, de rocas volcánicas, y de rocas sedimentarias, y, accesoriamente, de feldespato, glauconita, micas, circón y turmalina, estando parcialmente cementadas por dolomita. Subordinadamente, algunos cortes del interior de la ciudad presentan algunos niveles más conglomeráticos.

En el corte de Aguadú (en la bajada a la punta de Rostrogordo) se distinguen tres tramos, en los que, de base a techo, va aumentando la relación arena/limo. Estos tramos son los siguientes:

- Tramo inferior, de 10,3 m de potencia, en el que dominan los limos sobre las arenas finas a muy finas, presentándose en capas de 10-40 cm de espesor, en secuencias generalmente granodecrescentes, con laminaciones paralelas, "ripples" de corriente y algo de fango a techo. Hacia la base se intercalan tres capas de arenisca de 20-40 cm de espesor, de grano medio-grueso, con laminaciones cruzadas a mediana escala.
- Tramo medio, de 11,2 m de potencia, con capas similares a las del tramo inferior pero presentándose frecuentemente amalgamadas, formando conjuntos de 3-4 capas areniscosas con láminas paralelas y "climbing ripples", separadas por capas limolíticas de 30-40 cm de espesor, con laminaciones paralelas.
- Tramo superior, de 7,1 m de potencia, constituido por capas areniscosas de grano fino, de 5-10 cm de espesor, con laminaciones cruzadas, "climbing ripples", bioturbaciones y algunos moldes de bivalvos.

Las características sedimentológicas exhibidas por estos tres tramos corresponden a un ambiente de depósito deltaico que, en la vertical, evoluciona desde frente deltaico distal

(tramo inferior, con paleocorrientes N 20-70°), a frente deltaico intermedio (tramo medio) y, finalmente, frente deltaico proximal (tramo superior).

Desde Aguadú, y siguiendo la costa hacia el sur, esta unidad se va haciendo más arenosa, adquiriendo las capas más espesor individual y mayor tamaño de grano, e interpretándose como depositadas en ambiente de llanura deltaica. En estos ambientes puede haber, localmente, depósitos eólicos como los que se presentan en el cementerio cristiano de Melilla, que están constituidos por arenas de 0,5 – 1 m de espesor, con "sets" de laminaciones cruzadas muy asintóticas en la base y con bioturbaciones por raíces. Las facies de canales de este ambiente de llanura deltaica se observan hacia el interior de la ciudad, estando caracterizadas por estratos de potencia métrica y base erosiva rellena por conglomerados y areniscas con laminación cruzada.

En el acantilado entre Aguadú y la central térmica se tiene, de hecho, un corte transversal del sistema deltaico, observándose cómo las líneas de progradación de las capas superiores del frente deltaico hacen "downlap" sobre las inferiores. Además, las capas frecuentemente presentan deformaciones hidroplásticas que, según MACHHOUR *et al.* (1993), son producto de actividad paleosísmica.

Los análisis de procedencia indican que el área fuente de esta unidad debía situarse al noroeste de Melilla, en las proximidades del Cabo Tres Forcas. El área fuente estaría constituida por rocas volcánicas y metamórficas (como las que afloran en dicho cabo y zonas próximas) y también por rocas sedimentarias detríticas y carbonáticas pertenecientes tanto a la unidad clástica tortoniense como a las plataformas bioclásticas y arrecifales tortoniense-messinienses.

3.4.2.5. Arenas, arenas calcareníticas y limos blanco-grises (9)

Esta diferenciación cartográfica se presenta bajo la mitad meridional de la ciudad de Melilla y, en general, al sur del río de Oro y del de Farhana. Constituye, pues, el basamento de las barriadas de la Virgen de la Victoria, del General Primo de Rivera, de Calvo Sotelo y de la Constitución. Su naturaleza litológicamente blanda, así como la presencia generalizada de edificaciones, hace que presente muy escasos y esporádicos afloramientos, en la mayoría de las veces en solares en construcción.

Cartográficamente, se deduce que se apoya sobre la serie volcano-sedimentaria (3) o sobre sus costras asociadas (5), y que se dispone a muro de la unidad de calcarenitas (11). Es por ello que también se deduce debe representar un paso lateral de las unidades 7 (facies de talud arrecifal) y, sobre todo, 8 (facies deltaicas), hacia el suroeste, hacia un probable paleorelieve volcánico (el Gurugú). Su potencia mínima es del orden de 60 m.

Litológicamente, esta unidad se compone de arenas, arenas calcareníticas y limos, blanco-grises. En algunos puntos (como, por ejemplo, en algún solar de la barriada de Calvo Sotelo) se han observado arenas muy blancas, poco consolidadas y masivas, es decir, sin estratificación notoria, aunque sí con hiladas de nodulizaciones calcáreas centimétricas. En otros, localizados más hacia el suroeste (como, por ejemplo, entre el barrio de la Virgen de la Victoria y el aeropuerto) se presentan materiales limosos blanquecinos, con estratificación decimétrica muy patente.

3.4.2.6. Calizas oolíticas con silicificaciones (10)

Esta unidad corresponde a un nivel de potencia métrica intercalado en la formación anterior (9). Su mayor dureza hace que contraste con ella, ofreciendo un ligero resalte en el relieve. Forma la parte alta de la loma de Sidi Guarach Bajo, donde presenta un ligero buzamiento (5°) al norte, cruza la zona de confluencia de los arroyos de Alfonso XIII y de Sidi Guarach, en las proximidades de la Huerta la Abastecedora, y continúa al oeste del barrio de la Virgen de la Victoria. En total, se sigue a lo largo de unos 1000 m.

Es en los afloramientos localizados al oeste del barrio de la Victoria donde el carácter oolítico original de la roca, y las silicificaciones, posteriores, son más patentes. Aquí, éstas son de color ocre y de formas redondeadas, con tamaños decimétricos, llegando a sustituir en algunos puntos a más de la mitad de la roca. Las silicificaciones (al microscopio, constituidas por cementos de cuarzo microcristalino y calcedonia) son de bordes muy netos, presentando una aureola de espesor centimétrico en la que es especialmente patente la mencionada textura oolítica.

3.4.2.7. Calcarenitas blanquecinas, a veces oolíticas, con niveles estromatolíticos (11). Facies de plataforma, rampa carbonatada

Esta serie corresponde a la unidad H citada anteriormente para el Messiense de la cuenca de Melilla-Nador, y es la más alta, estratigráficamente hablando, de la serie terciaria de Melilla. En conjunto, le es assignable una edad absoluta entre 5,85 y 5,77 Ma.

Se localiza en la mitad septentrional del territorio, al norte de los aluviales del río de Oro y del arroyo Farhana. Esta serie constituye, aproximadamente, la mitad superior de los acantilados existentes entre la punta de El Morrillo y el extremo norte del territorio melillense. Asimismo, aflora en la parte alta de las laderas vertientes por el norte al río de Oro (aunque con malas condiciones de observación, dada la proliferación de edificaciones) y en las partes altas del valle del río Nano, afluente del anterior, en el extremo noroccidental del territorio.

Esta serie, de color blanquecino, se dispone de forma concordante sobre la infrayacente de limolitas y areniscas amarillentas (8), pero de forma neta y brusca, sin niveles transicionales ni alternancias. No se conoce su techo "estratigráfico" puesto que, hacia arriba, queda recubierta por una costra calcárea cuaternaria (unidad cartográfica 13). La disposición inclinada de esta costra, en líneas generales hacia el sur, determina que sea en el norte del territorio donde se han conservado los mayores espesores de esta serie. Considerando todo lo anterior, su espesor mínimo supera los 50 m.

En la zona de Aguadu, y concretamente en el talud de la carretera que baja a la punta de Rostrogordo, se presenta un corte completo de esta serie, incluyendo sus contactos con la unidad infrayacente y con la costra de arriba.

La unidad se compone de calcisiltitas y calcarenitas (de tamaño de grano muy fino a grueso, y generalmente oolíticas), entre las que se intercalan diferentes niveles estromatolíticos. A 7,5 m de la base existe un nivel arenoso amarillento característico, de unos 4 m de espesor, formado por dos capas con numerosos pliegues internos debidos a deformaciones hidroplásticas. Las deformaciones de este nivel y las existentes en capas inmediatamente suprayacentes, podrían interpretarse como sismitas.

Las calcarenitas constituyen capas de hasta 6 m de espesor, presentando frecuentes laminaciones cruzadas y "ripples" de oleaje. Los "foreset" de las láminas y las superficies erosivas sobre las que se disponen se marcan, a veces, por alineaciones de cantos carbonáticos intramorfacionales, que pueden constituir pequeñas capas brechoides. También pueden presentarse pequeñas intercalaciones de 2-3 cm, de areniscas finas verdosas, con granos de cuarzo y de cuarcitas oscuras.

Composicionalmente, hay dos tipos de calcarenitas, dependiendo del contenido en terrígenos: oolíticas puras ("grainstones" oolíticos) y mixtas (con más del 50% de terrígenos). Ambos tipos están formados por oolitos, cuarzo, bioclastos, fragmentos de roca (metamórficos, volcánicos y sedimentarios) y, accesoriamente, por feldespatos, dolomita, glauconita, micas, circón y turmalina, con un cemento dolomítico que no llega a ocupar totalmente las porosidades intergranular o móldica. Los oolitos de las primeras suelen tener como núcleo, peloides o bioclastos disueltos, mientras que los de las mixtas tienen como núcleo cualquiera de los componentes terrígenos antes citados.

Los niveles estromatolíticos son más frecuentes en la parte superior de la unidad, habiéndose reconocido en Aguadul hasta 4 niveles, con espesores individuales comprendidos entre 0,4-1,6 m que constituyen tapices algales con morfologías domáticas o hemiesferoidales. Al microscopio se observan alternancias de láminas milimétricas de micritas recristalizadas a dolomicroesparita, con granos de cuarzo dispersos y abundante porosidad fenestral. En la parte superior de la serie de Aguadul, las facies calcareníticas se presentan endurecidas y con su estructura parcialmente borrada, debido a la recristalización asociada al desarrollo de la costra cuaternaria relacionada con la superficie suprayacente de Rostrogordo.

En su parte superior esta serie presenta rupturas o discontinuidades estratigráficas, observables por ejemplo, a unos 300 m al norte del Centro Penitenciario, en el talud de la carretera, y a unos 350 m al sur del Campo de Deportes localizado junto al Barrio de Cabrerizas, en el talud de la carretera que baja a la Cañada de la Muerte. Estas rupturas están materializadas por la existencia de un tramo, de unos 30-60 cm de espesor, de material limoso rojizo que probablemente representa un paleosuelo. Este tramo tiene nodulizaciones calcáreas, y, sobre todo, rellenos carbonatados de diaclasas subverticales, de espesor centimétrico. El contacto inferior de este tramo es irregular y gradual sobre las calcarenitas, mientras que el superior es neto, presentando, incluso, las calcarenitas suprayacentes, fenómenos de canalización sobre el tramo limoso rojizo.

En otros lugares, como por ejemplo en la carretera que bordea por el norte al barrio de la Reina Regente, al noroeste del cerro de la Carga, se encuentran nodulizaciones calcáreas centimétricas, concentradas a favor de planos de estratificación y de probables planos de diaclasas, en la parte media-superior de la serie. No está claro si estos fenómenos representan discontinuidades como las descritas en el párrafo anterior, pero menos evolucionadas, o si guardan relación con fenómenos de encostramiento cuaternarios.

En conjunto, esta unidad presenta facies depositadas en ambientes de plataforma carbonática somera de alta energía, con zonas algo más protegidas donde se habrían desarrollado los estromatolitos. Puesto que los componentes terrígenos de esta unidad son de la misma naturaleza que los de la unidad infrayacente (8), puede suponerse que el área fuente es la misma, es decir las zonas noroccidentales próximas al cabo Tres Forcas. En la plataforma se mezclaron con los granos carbonáticos (oolitos, bioclastos, peloides) producidos en ella.

3.4.2.8. Arenas y limos grises o amarillentos (12)

Esta unidad constituye diferenciaciones cartográficas dentro de la unidad anterior (11). Se presenta, pues, en la mitad septentrional del territorio, pero sólo en las laderas vertientes al río de Oro, donde su menor resistencia a la erosión respecto a la unidad 11, origina pequeñas rupturas de pendiente. No existe en los acantilados de Rostrogordo, al menos en su parte más septentrional (en la serie expuesta en la carretera de bajada a Rostrogordo).

Se trata de intercalaciones netas, de espesor métrico/decimétrico, de arenas grises, masivas, muy poco consolidadas, o amarillentas, similares entonces a las de la unidad 8. Representan, pues, diferenciaciones, distinguibles cartográficamente, de materiales terrígenos como los que componen total o parcialmente las unidades 8 y 11, respectivamente.

3.4.3. Formaciones cuaternarias

3.4.3.1. Costra calcárea (13)

Se localiza en la mitad septentrional del territorio. Constituye la parte alta, bastante plana, del relieve amesetado de Rostrogordo, existiendo también pequeños retazos en la parte alta de los relieves del Centro Penitenciario y del Parador de Turismo.

Se desarrolla, exclusivamente, sobre materiales de la serie calcarenítica (11), asociándosele una cierta karstificación. En conjunto, presenta una débil, pero patente, inclinación hacia el sur, lo que hace que se disponga sobre niveles estratigráficamente cada vez más bajos conforme se va en esa dirección.

Esta costra calcárea presenta espesor variable, pero generalmente inferior al metro. A veces se presenta como un banco de estructura aparentemente maciza pero que, en detalle, está constituida por nodulizaciones calcáreas blancas, de espesor decimétrico, alargadas subhorizontalmente y frecuentemente amalgamadas entre sí, entre las que quedan restos de material rojizo, puramente limoso o también carbonatado, pero más rico en detriticos. En otras ocasiones, la costra tiene una estructura acintada, constituida por "lechos" carbonatados, de espesor centimétrico, que a veces se amalgaman entre sí, y otras veces alternan con material limoso rojizo. Las costras acintadas pueden presentar estructuras "antiformales" relativamente agudas y de dimensiones métrico/decimétricas ("tepee structures"), que pueden ser el mero reflejo de estructuras preexistentes (paleoisomitas) en la roca afectada por el encastramiento.

La influencia del encostramiento se deja notar aún varios metros por debajo (hasta 3-4 m) en la serie calcarenítica: la roca está afectada por una cierta rubefacción, y aparecen nodulizaciones carbonatadas centimétricas, sobre todo en los niveles más finos y menos cementados.

En algunos puntos concretos (como, por ejemplo, en el talud de la carretera situado al norte del Centro Penitenciario) se han encontrado pequeños depósitos brechoides, de espesor métrico como máximo, relacionados con la costra. No se han diferenciado cartográficamente de ella. Están constituidos por cantos subangulosos oscuros, probablemente del Trías alpujarride/sébtide o de la serie de plataforma infrayacente (11), y de tamaño centí/decimétrico, en una matriz rojiza muy carbonatada. El depósito parece canalizado y encostrado.

La planitud de esta costra calcárea indica que representa el período final, estabilizado, de un proceso de erosión prolongado (una superficie de erosión), en el que la meteorización tiene tiempo de actuar sobre, y alterar a, la roca infrayacente: en este caso, la unidad calcarenítica (11). Probablemente, el material limoso rojizo representa restos del paleosuelo desarrollado en este proceso, y el material carbonatado, la calichificación desarrollada inmediatamente después, pudiendo ser la génesis de ambos, en conjunto, policíclica y repetitiva. Las diferencias entre costras "masivas" y costras acintadas suele ser reflejo de distintos estadios de evolución (las estructuras laminationes se forman por recristalización del propio caliche, generalmente como consecuencia de una erosión más intensa de los niveles edáficos superiores) o bien de las diferentes estructuras (tamaño de grano, espesor de los estratos, etc.) presentes en la roca calcarenítica original.

3.4.3.2. Cantos y bloques volcánicos, arenas, limos (14). Glacis y abanicos aluviales antiguos

Esta unidad corresponde a depósitos adosados al pie nororiental del Gurugú, que penetran en el territorio melillense, y constituyen una parte importante de la mitad meridional de éste.

Se disponen, por tanto, discordantemente sobre las formaciones volcánicas (1) y volcano-sedimentarias (3) del suroeste del territorio. Hacia el este, son recubiertos por otras formaciones cuaternarias, aluviales sobre todo.

Los cortes en estos depósitos son siempre poco frecuentes. No obstante, la presencia de grandes bloques volcánicos en las superficies de determinadas zonas, unido a las observaciones de foto aérea, permite deducir cuáles son sus áreas de aparición. Son dignos de mención los cortes existentes en el talud de la carretera perimetral, en las proximidades del p.k. 0,5 de la misma, al sur del territorio. Por las razones antes expuestas, es difícil asignar un espesor a estos depósitos, pero, dependiendo de su localización y génesis probable (ver más adelante), debe oscilar entre varios y más de una decena de metros.

Desde el punto de vista litológico, están formados por cantos y bloques de unos 12-15 cm de tamaño medio, y de hasta 0,5 m de tamaño máximo, englobados en una matriz aren-arcillosa de color rojizo o gris. En su mayor parte, debe de tratarse de depósitos caóticos, nada seleccionados, de tipo "debris-flow". Los cantos y bloques son todos de naturaleza volcánica, aunque de tipos petrográficos y colores variados. La matriz, cuando rojiza, es muy arcillosa; cuando gris, más arenosa o con restos de carbonataciones (pequeñas nodulizaciones calcáreas, de tamaño centímetrico).

Según las observaciones fotogeológicas realizadas, estos depósitos corresponden a abanicos aluviales antiguos, o a glacis. En el extremo meridional del territorio, el depósito representando en el Mapa es la parte septentrional, lateral, de un gran abanico aluvial (formado al pie de un gran barranco descendente del Gurugú), de cuya superficie de colmatación hay restos conservados; probablemente, las nodulizaciones calcáreas que presenta este depósito, en los cortes de la carretera perimetral, responden a calichificaciones desarrolladas en relación con dicha superficie. En otros casos, los depósitos se presentan sobre laderas entre barrancos, y gradúan en cabecera (en territorio marroquí) a laderas relativamente regularizadas, con alteración roja, arcillosa, desarrollada sobre las rocas volcánicas: en estos casos deben representar restos de glacis de depósito, con escaso transporte, como lo testimonia la presencia de dicho material rojo como constituyente fundamental de su matriz.

3.4.3.3. Cantos, generalmente calcáreos, limos y arcillas, rojos (15). Aluvial-coluvial

Estos depósitos corresponden, sobre todo, a antiguos rellenos de las vaguadas vertientes al río de Oro por su margen izquierda (septentrional), es decir de todas aquellas vaguadas que descienden del relieve amesetado de Rostrogordo hacia el sur. Al estar incididos por la red hidrográfica actual, presentan un grado de conservación variable: los restos más importantes y continuos se localizan en el valle del arroyo Nano, en la parte noroeste del territorio, mientras que las demás vaguadas sólo presentan muy pequeños restos, de extensión deca/hectométrica y circunscritos solamente a sus cabeceras. Originalmente, estos depósitos no han presentado nunca anchuras mayores de 100-300 m, dependiendo de su localización en las partes altas, medias o bajas de las vaguadas. Presentan, por tanto, espesor variable, pero generalmente inferior a los 5-6 m.

Depósitos comparables, que en la cartografía se han englobado conjuntamente con los anteriores, se localizan en el tramo costero más septentrional, dentro ya de la zona neutral, constituyendo el cabo de Muelle Colorado y otro inmediatamente al norte. En este caso no rellenan antiguas vaguadas, sino que constituyen a manera de restos de piedemontes mayores, localizados al pie de la costa abrupta o acantilada.

Son depósitos de color rojo, aunque de tonos más anaranjados, menos pardos y sombríos, que los depósitos procedentes de los relieves volcánicos, descritos en el apartado anterior. Están constituidos por cantos de tamaño centi-decimétrico, en una matriz límosa. Los cantos son, generalmente, de procedencia local, en su mayor parte de la costra (unidad cartográfica 13) que corona los relieves de Rostrogordo, y también de las calcarenitas de la u.c. 11, sobre las que generalmente se disponen. En su base, en el contacto con esta serie calcarenítica, pueden presentar un tramo con cementación carbonatada importante, atribuible a un encostramiento o calichificación desarrollado en ladera, dada la frecuente inclinación que presenta.

Todos los rasgos morfológicos y litológicos observados en estos depósitos sugieren una génesis coluvial-aluvial para los mismos.

3.4.3.4. Cantos, bloques, arenas, limos (16). Terrazas fluviales

Estos depósitos se localizan sólo en la margen derecha del arroyo Farhana, próximo a su zona de unión con el río de Oro, es decir, junto al barrio de la Constitución, en la parte central del territorio. Se trata de dos niveles de terrazas, solapados entre sí y con el aluvial principal del arroyo. Presentan longitudes (en el sentido del cauce) de 500 m (la terraza más alta) y 200 m (la más baja), y anchuras máximas del orden de 60-80 m.

Litológicamente, se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques de tamaño decimétrico y hasta casi semimétrico, redondeados, y de naturaleza predominantemente volcánica, con matriz arenosa. Su espesor es desconocido pero, probablemente no supera los 7-10 m.

3.4.3.5. Cantos, bloques, arenas, limos (17). Cauces fluviales actuales, abanicos aluviales, conos de deyección, fondo de valle

Estos depósitos se presentan en relación con dos grupos de redes fluviales:

- Un primer grupo, localizado en el centro del territorio, constituido por los cauces del río de Oro y de su afluente el arroyo Farhana, así como por los de los barrancos de

Alfonso XIII y de Sidi Guarach, que se unen poco antes de confluir al río de Oro.

- Un segundo grupo, en el sur del territorio, formado por barrancos descendentes directamente del Gurugú al mar (barranco de la Mezquita y algunos pequeños afluentes por su margen derecha).

En conjunto, se trata siempre de depósitos fluviales depositados en régimen dominante torrencial (ramblas).

Los depósitos asociados a los cauces del río de Oro y arroyo Farhana son aluviales de anchura hectométrica, variable entre 100 y 500 m. Sus espesores están generalmente comprendidos entre 7 y 10 m, aunque, excepcionalmente, pueden alcanzarse cerca de 20 m, según datos de sondeos hidrogeológicos. Desde el punto de vista litológico, se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques de tamaño decimétrico y hasta casi semimétrico, redondeados, y de naturaleza predominantemente volcánica, con matriz arenosa.

Los depósitos de los barrancos de Alfonso XIII, de Sidi Guarach y de la Mezquita y afluentes, éstos en su parte alta, son depósitos de fondos de valle, de anchura deca-hectométrica, variable entre 40 y 80 m y de espesor normalmente inferior a los 5 m. Están constituidos por cantos y bloques exclusivamente volcánicos, redondeados y de hasta 40 cm de tamaño, en una matriz muy arcillosa, roja, procedente directamente de la meteorización y edafización desarrolladas sobre el volcánico en glaciares próximos (ver anteriormente).

Los depósitos del curso bajo del arroyo de la Mezquita son más anchos (hasta 500-1000 m), y representan una coalescencia de abanicos aluviales. En su matriz, además del material arcilloso rojo, hay una cierta proporción de material arenoso, debido a que proceden, en parte, de la erosión de abanicos aluviales antiguos, próximos.

3.4.3.6. Cantos, arenas, limos (18). Coluviones

En el Mapa Geológico se han diferenciado formaciones coluviales (siempre de extensión máxima, hectométrica, y espesor desconocido pero, probablemente, inferior a los 5 m) en tres zonas concretas del territorio de Melilla:

- En la parte baja de laderas vertientes a la margen izquierda (septentrional) del río de Oro.
- En la parte baja de laderas vertientes a la margen izquierda (septentrional) del arroyo Farhana. En este caso, sólo se localizan en la franja neutral del territorio.
- En la zona neutral del sur del territorio, junto a la Huerta de Mohatar, y a unos 500-800 m al OSO del puesto fronterizo de Beni Enzar.

La naturaleza de los depósitos es función de la litología próxima, de cabecera de los mismos. Así, en la primera de las zonas dominan los depósitos finos, arenoso-limosos, ya que se han generado, fundamentalmente, a partir de la disagregación de la unidad cartográfica 8. En la segunda de las zonas aparece una mayor proporción de cantos y bloques calcareníticos, debido a que son producto de la erosión de la unidad 11. Finalmente, en la tercera zona, aparece una gran proporción de cantos y bloques volcánicos, como los de la unidad 14, de la que proceden.

3.4.3.7. Bloques (19). Deslizamientos y desprendimientos

Estas formaciones sólo se encuentran en la parte inferior, y al pie, de los acantilados existentes en la mitad septentrional del territorio.

Son debidos al socavamiento que el oleaje ejerce sobre los acantilados, que, descalzando su base, genera inestabilidad en los mismos y, consecuentemente, dos tipos de fenómenos:

- Deslizamiento de grandes láminas, subverticales, de la fachada del acantilado.
- Desprendimiento de grandes bloques de las partes superior o media del acantilado.

Las mencionadas láminas poseen dimensiones deca/hectométricas (consideradas según altura y longitud costera del acantilado) y espesores métrico/decamétricos (considerados en sentido perpendicular a la fachada del mismo). Probablemente, su individualización previa a su deslizamiento, está favorecida por la presencia de diaclasas. Al deslizarse no pierden la estructura estratificada de la serie terciaria que constituye el acantilado: un notable ejemplo de este tipo de fenómenos se encuentra en el acantilado inmediatamente al SSO de la punta de Rostrogordo, siendo el mejor lugar para su observación la parte superior de la punta del Morrillo, junto a la incineradora. Tras su deslizamiento, el oleaje sigue ejerciendo su acción socavadora, lo que puede terminar desmoronando la lámina que, consecuentemente, pierde su estructura estratificada, generándose, finalmente una acumulación caótica de bloques, nuevamente retrabajada por el oleaje, en la zona del deslizamiento: un excelente ejemplo de ello se tiene en el acantilado situado entre la punta de Rostrogordo y la frontera septentrional.

En zonas inestables del borde o de la pared de los acantilados, se producen desprendimientos, masivos o paulatinos, de bloques de tamaño métrico y hasta decamétrico, que se acumulan al pie del mismo.

Estas formaciones y acumulaciones de materiales, debidas a los procesos descritos de deslizamiento y desprendimiento en los acantilados, presentan dimensiones cartográficamente hectométricas, con longitudes variables entre 250 y 500 m (en la dirección de la costa), anchuras entre 30 y 100 m (en sentido perpendicular a la misma), y alturas de hasta 35 m.

3.4.3.8. Limos arenosos (20). Marismas

Se han diferenciado, cartográficamente, dos zonas con este tipo de depósitos. Ambas se localizan en la desembocadura de los cursos fluviales principales del territorio, estando hoy en día recubiertas o modificadas por la acción antrópica.

La primera de ellas se sitúa en pleno centro urbano de Melilla, en la zona de la Plaza de España y el Parque Hernández: en esta zona desembocaba en el mar el río de Oro, antes de ser desviado a su desembocadura actual. La segunda se encuentra inmediatamente al este del puesto fronterizo de Beni Enzar, al sur del territorio y en la zona de desembocadura de barrancos nororientales del Gurugú.

Ambas zonas presentan dimensiones cartográficas semikilométricas o mayores. Sus límites son muy imprecisos debido a que, sobre ellas, se ha verificado una muy importante actividad constructiva. Por la misma razón, los depósitos limo-arenosos constituyentes son de muy difícil observación.

3.4.3.9. Arenas, gravas (21). Playas

Las únicas playas diferenciadas en el Mapa Geológico de Melilla corresponden a:

- La playa de Melilla (constituida, en sentido estricto, por las denominadas playas de San Lorenzo, de los Cárabos y de la Hípica), localizada en la mitad sur del territorio, entre el puerto de Melilla y la franja neutral.
- La playa de los Cortados de Horcas, entre las puntas del Morrillo y de Rostrogordo, en la mitad norte del territorio.

La playa de Melilla está constituida por arenas, tiene unos 2 km de longitud, y una anchura máxima hoy en día observable, inferior a la centena de metros. No obstante, en sentido estricto, las arenas de playa deben alcanzar mayor anchura, habiéndose supuesto hasta unos 200-400 m en el Mapa Geológico de Melilla, lo cual implica que una buena parte de los barrios Industrial y del General Sanjurjo están edificados sobre arenas de playa. Realmente, esto es difícil de saber, por la carencia de afloramientos, al tratarse de una zona completamente urbanizada; además, el sustrato de la playa es, sobre todo en la parte más al norte, una formación terciaria arenosa, blanda (unidad cartográfica 9), fácilmente confundible, en una primera y ligera observación, con las arenas de la playa.

Todo esto implica que el borde cartográfico occidental de la playa, marcado como contacto discordante con el Terciario o con otras formaciones cuaternarias, es de posición imprecisa. En la parte más septentrional, hay que considerar que el trazado del antiguo ferrocarril minero probablemente nunca se planteó por la playa y sí por el mencionado contacto, o sus proximidades: esta consideración ha ayudado a la hora de delimitar las arenas de playa en una zona tan densamente urbanizada.

La playa de Melilla es hoy en día un espacio de disfrute público de enorme importancia para la ciudad: por tanto, sus arenas son repuestas, periódicamente, de forma artificial, ya que los temporales más fuertes llegan a provocar corrientes de deriva litoral (aun a pesar de la relativa protección que los espigones de los puertos de Melilla y Nador ofrecen a la playa) y pérdidas progresivas de arena.

La playa de los Cortados de las Horcas es una playa localizada al pie de acantilados. Está constituida por arenas, y también por gravas y hasta bloques del material aflorante en las paredes de los mismos, debiendo proceder mucho de este material, del retrabajamiento extremo de materiales deslizados o desprendidos (ver anteriormente). Es una playa pequeña (de unos 700 m de longitud) y, sobre todo, estrecha (de unos 30 m de anchura máxima).

3.4.3.10. Bloques, arenas, limos, hormigones (22). Depósitos antrópicos

En el territorio de Melilla, dadas su pequeñez e intensa antropización, abundan los depósitos de este origen, sobre todo, los de tipo incontrolado (vertidos, escombreras espontáneas, etc.), y, particularmente, en las partes centro y sur del territorio.

Sin embargo, en el Mapa Geológico de Melilla sólo han sido dignos de representación, por sus dimensiones, depósitos antrópicos de tipo controlado. Los depósitos representados son los siguientes:

- Muelles y escolleras del Puerto de Melilla.
- Espigones y dique sur (escolleras) de la playa de Melilla.
- Muelles y escolleras del Puerto de Nador, en la zona neutral.
- Rellenos de las pistas del Aeropuerto.
- Depósitos del vertedero (controlado) junto a la Incineradora.

Las escolleras, sobre todo las portuarias, están constituidas por bloques rocosos de dimensiones notables, en muchos casos próximas al metro cúbico, siendo menores los bloques constitutivos de los espigones de playa. Por lo general, el material empleado (generalmente, volcánico) procede de fuera del territorio melillense, y, muy frecuentemente, es artificial (bloques de hormigón). Los muelles están constituidos por hormigonados sobre escolleras.

En cuanto al Aeropuerto, y puesto que éste se ha construido a media ladera, una parte de sus instalaciones (las más "altas": el edificio terminal, el aparcamiento, etc.) han sido construidas en excavaciones, habiéndose empleado, en gran parte, los materiales de dichas excavaciones para el terraplén de las pistas.

Los materiales del vertedero junto a la Incineradora son, en gran parte, de origen urbano y, por tanto, de naturaleza y tamaños diversos.

3.5. TECTÓNICA

Como se ha indicado en el apartado de Introducción, el territorio de Melilla se localiza en una cuenca neógena post-orogénica, la cuenca de Melilla-Nador, y junto a emisiones volcánicas, la más importante de las cuales, por su proximidad y volumen, es la del Gurugú. No obstante este carácter post-orogénico, la región de Melilla evidencia una importante actividad neotectónica desde el Tortoniense, con la presencia de diversos sistemas de fracturación, algunos de ellos relacionados con las emisiones volcánicas neogeno-cuaternarias.

La historia tectónica de la cuenca de Melilla-Nador fue descrita por RAMPOUX *et al.* (1979) y, sobre todo, por GUILLEMIN y HOUZAY (1982), que reconocieron cuatro fases tectónicas diferentes:

- Fase fundamentalmente extensional, tortoniense-(serravallense?). Esta etapa deformativa estuvo caracterizada por la creación de fallas sinistrales de dirección N-S, NNE-SSO y NNO-SSE, en algunos casos con actividad sinsedimentaria. Pero, sobre todo, los datos disponibles indican la existencia de un episodio distensivo de orientación ESE-OSO, que crea la cuenca (comenzando la sedimentación de la misma: "unidad clástica", véase el Apartado 3.2.2). Este episodio está caracterizado por la formación de planos fuertemente inclinados (70°), con inyecciones volcánicas a su favor (volcanismo riolítico del cabo Tres Forcas).
- Fase compresiva tortoniense. La etapa deformativa tortoniense finalizó mediante una compresión, con una dirección de acortamiento N-S, que deformó los depósitos previos, e hizo bascular la unidad clástica durante el levantamiento de algún núcleo metámorfico (probablemente, el anticlinal de Tarját, por ejemplo).
- Fase extensional messiniense, que pudo haber comenzado en el Tortoniense final. Caracterizada por una extensión NE-SO, con pliegues y fallas sinsedimentarias normales que habrían limitado las cubetas de sedimentación de la serie messiniense ("plata-

forma o complejo carbonático messiniense”, véase el Apartado 3.2.2). Esta fase estuvo acompañada por emisiones volcánicas en el cabo Tres Forcas y en el Gurugú.

- Fase compresiva probablemente durante el Plioceno superior. Probablemente acompañada por el desarrollo de desgarres aproximadamente N-S sinistrales y NO-SE dextrales, habiendo ascendido nuevamente el volcanismo, ahora mediante fallas NNO-SSE, algunas de las cuales pueden ser rejuegos de fracturas preexistentes. Esta fase es la que hizo bascular hacia el sur a la plataforma carbonatada messiniense, hecho acompañado de numerosas pequeñas fallas normales. Además, produjo fallas inversas, que cortan las coladas de lavas cercanas al límite Mioceno-Plioceno, en las proximidades de Farhana.

En el territorio de Melilla no existen sedimentos más antiguos que los messinienses. Es por ello que, de las fases tectónicas acabadas de describir para el conjunto de la cuenca de Melilla-Nador, solo se reconocen efectos de las dos últimas. En Melilla, el efecto principal de la fase extensional messiniense es el propio apilamiento de la serie terciaria, y de los materiales volcánicos del Gurugú. A la fase compresiva pliocena son atribuibles, probablemente, y en parte, la ligera inclinación hacia el suroeste que presenta dicho apilamiento, así como algunas fallas que afectan a éste.

Además, y como ha sido anticipado anteriormente en varias ocasiones, la geología del territorio de Melilla presenta dos zonas bien diferenciadas, la zona septentrional y la meridional. La zona de unión entre ambas constituye la parte central del territorio, que se presenta muy cubierta por los depósitos aluviales del río de Oro y del arroyo Farhana. Desde el punto de vista de la estructura de conjunto, las tres zonas presentan características distintas, por lo que describirán separadamente, a continuación.

Finalmente, serán objeto de un apartado específico, aquellos accidentes o discontinuidades (tales como fallas, etc.) posteriores a la estructura de conjunto de las mencionadas tres zonas, y que, por tanto, suponen una pequeña modificación de ella. Son, por tanto, neotectónicas.

3.5.1. Estructura de la zona septentrional

La zona septentrional se enmarca, pues, entre los acantilados de la costa y el aluvial del río de Oro. Está constituida por el apilamiento de materiales sedimentarios terciarios, en disposición tabular, presentando un espesor aflorante de unos 135 m.

En el corte ofrecido por los acantilados se observa una ligera inclinación del apilamiento, de componente NNO, lo que implica la desaparición progresiva, en ese sentido, de las unidades terciarias más bajas (unidades cartográficas 6 y 7). Además, dichas unidades presentan también una inclinación hacia el SSO, mayor que la anterior (hasta 10°, a veces), observable en la punta de Rostrogordo y, sobre todo, en los alrededores de Melilla la Vieja. Todas estas inclinaciones, preferentemente marcadas en las facies de talud arrecifal (unidad cartográfica 7) y en su contacto con las calizas arrecifales (u.c. 6) pueden ser consideradas de origen deposicional, no tectónico, aunque, en parte, la serie puede estar también afectada por un basculamiento hacia el sur, de edad pliocena. En conjunto es, pues, deducible la existencia de relieves arrecifales al NNE o al NE de la actual Melilla, lo que conlleva una inclinación original hacia el SO ó SSO de la base del apilamiento terciario, al que se amolda el resto del mismo. En este sentido, es notable destacar la existencia de valles decapitados (por los acantilados) vertientes al SSO, tales como el del Barrio del Carmen y el localizado inmediatamente al oeste del anterior (véase capítulo de Geomorfología), lo que implica que el apilamiento terciario alcan-

zó al NE de Melilla mayores alturas que las actuales, disponiéndose sobre los mencionados relieves arrecifales.

No obstante, la parte superior del apilamiento actualmente conservado no está inclinada hacia el SSO, como cabría esperar de una superficie estructural labrada sobre la última capa del mismo, ya que existe una superficie de erosión, con una costra calcárea asociada (u.c. 13), que bisela dicho apilamiento. La costra calcárea origina, por su mayor dureza, un replano alto, también original, no tectónico, inclinado unos 1°-2° hacia el SSE.

3.5.2. Estructura de la zona meridional

La zona meridional se enmarca entre los depósitos aluviales del río de Oro y de arroyo Farhana, y la costa, aquí notablemente baja y no acantilada, comprendiendo, básicamente, el pie nororiental del relieve volcánico del Gurugú.

En esta zona, la parte baja de las laderas del Gurugú están constituidas por un apilamiento de materiales volcánicos, lávicos (u.c. 1) o volcano-sedimentarios y asociados (u.c. 3, 4 y 5), con alguna intercalación terciaria (u.c. 2). El apilamiento está inclinado unos 5°-10° hacia el N ó NE, es decir, periclinalmente respecto del centro o cima del Gurugú, tal y como cabría esperar de un relieve de construcción volcánica. Esta inclinación es, por tanto, original, no tectónica. Su espesor mínimo visible (o deducible, según datos de sondeos hidrogeológicos) es del orden de 100 m; sin embargo, debe ser considerablemente mayor, dependiendo ello de la época en que comenzó la actividad volcánica, lo cual estará materializado a una cota topográfica desconocida, pero seguramente a nivel inferior al actual del mar, sobre todo si se tiene en cuenta la importancia de este relieve que culmina a 893 m sobre el nivel del Mediterráneo.

3.5.3. Estructura de la zona central

La zona central del territorio melillense, en los alrededores de las vegas del río de Oro y del arroyo Farhana, está labrada en formaciones terciarias blandas, e intensamente antropizada por lo que presenta escasos afloramientos.

Es una zona donde confluyen o se unen los dos apilamientos descritos: el de la zona norte, de materiales terciarios, inclinado hacia el SSO, y el de la zona sur, de materiales volcánicos y volcano-sedimentarios, inclinado hacia el NE/NNE. Para esta zona es necesario deducir, por tanto, la existencia de una estructura sinclinal muy laxa, cuyo eje probablemente se inclina hacia el este, en el mismo sentido que el drenaje actual del río de Oro, lo cual podría ser, entonces, un rasgo heredado de dicha estructura previa.

Esta estructura sinclinal sería, lógicamente, original, no tectónica, como las inclinaciones de los apilamientos que la construyen. Resultaría de la interrelación entre la sedimentación terciaria (que se apila amoldándose a relieves arrecifales localizados al NE de Melilla) y las sucesivas emisiones volcánicas, relativamente puntuales, que originan un apilamiento periclinal del Gurugú.

3.5.4. Estructuras tectónicas posteriores

La única estructura de origen tectónico detectada en campo, que afecta a la estructura deposicional de las zonas descritas, corresponde a una fractura. Se localiza en la ladera oriental

(izquierda) del arroyo Nano, en la parte ONO del territorio, muy cerca de la desembocadura de éste en el río de Oro.

La falla parece tener una dirección norte-sur, no habiéndose podido apreciar si es de naturaleza directa (falla distensiva) o inversa (falla de compresión). La fractura provoca un salto vertical aparente de unos 15 m., con labio hundido occidental, en un banco calcarenítico basal de la unidad cartográfica 11. Es, probablemente, de edad pliocena.

3.6. GEOMORFOLOGÍA

3.6.1. Descripción fisiográfica

Como se ha anticipado en el apartado 3.1, el territorio de Melilla se localiza en la parte occidental de una amplia ensenada delimitada por los cabos de Agua y Tres Forcas; la costa es abrupta o acantilada desde Melilla hacia el norte, hasta el cabo de Tres Forcas, mientras que hacia el sur es más baja, presentando incluso albuferas (Mar Chica, junto a la población marroquí de Nador). Los relieves circundantes a Melilla, relativamente aislados entre sí, forman la terminación oriental de la Cordillera del Rif, siendo el más importante, por su proximidad a Melilla, el monte Gurugú (893 m), un relieve volcánico relativamente reciente.

La red de drenaje del territorio está compuesta por unos pocos barrancos de escaso recorrido que nacen la falda septentrional y nororiental del Gurugú. El barranco principal es el río de Oro, que recoge las aguas de varios arroyos que descienden por la ladera norte de dicho monte y desemboca junto al puerto de Melilla.

La ocupación del territorio es muy alta, por lo que las modificaciones antrópicas del relieve son muy intensas.

La climatología es de tipo mediterráneo semiárido, con temperaturas templadas en invierno (13°C, de media), sin llegar a templadas extremas en verano (25°C). Las precipitaciones son escasas, con un promedio de 368 mm anuales.

3.6.2. Análisis geomorfológico

Estudio morfoestructural

Las diferentes litologías presentes en el substrato de Melilla no presentan grandes diferencias de resistencia frente a la erosión, por lo que condicionan poco la configuración del relieve. Tan solo la costra cuaternaria que corona la sucesión terciaria en el norte del territorio forma un relieve tabular, amesetado, al proteger de la erosión a los sedimentos infrayacentes. Además, los materiales volcánicos que se localizan en el área fronteriza con Marruecos conforman zonas también ligeramente elevadas.

Estudio del modelado

Laderas

Las laderas del área cartografiada tienen su origen en el encajamiento de los arroyos y ríos que descienden del Gurugú hacia el mar Mediterráneo, así como de los relieves tabulares situados en la parte alta de la mitad septentrional del territorio. El desnivel de estas laderas

rara vez supera los 60 o 70 metros. Sin embargo, las pendientes llegan a ser localmente importantes. Los deslizamientos solo son frecuentes en los acantilados costeros del norte. Las laderas suelen ser de perfil rectilíneo, aunque también las hay de perfil cóncavo que presentan acumulación de coluviones en su parte inferior y, en raras ocasiones, de perfil convexo.

Formas fluviales

Las formas fluviales son, junto con las litorales, las que más contribuyen a definir el relieve de Melilla.

El río de Oro presenta un fondo de valle o vega, de forma llana y de anchura moderada (200 a 400 m). El canal o "talweg" es de pocos metros de anchura y suele estar ligeramente incidiendo en este fondo de valle. Este canal está muy modificado por la acción antrópica, ya que además de haber sido excavado y encauzado en diversos lugares, finaliza en un canal artificial (desvío del río) que lo encauza directamente hasta el mar.

Las terrazas fluviales están representadas de forma puntual en el sur del valle del río de Oro, habiéndose distinguido dos niveles.

Los conos de deyección son frecuentes junto al fondo de valle del río de Oro, y se sitúan en la salida al valle principal de los pequeños barrancos situado al norte del río. Pero donde estos conos alcanzan mayor desarrollo es al sur de Melilla, en las salidas de los barrancos que descienden directamente del Gurugú.

La densidad de la red de drenaje es media a baja, siendo los cursos de agua ("talwegs") bastante incisos. Estos barrancos producen localmente erosiones laterales que contribuyen a destabilizar las laderas.

Formas de litoral

La costa de Melilla se divide en dos tramos de características bien distintas. La mitad norte de la costa está formada por un acantilado cuya altura aumenta paulatinamente de sur a norte, hasta superar los 100 m de altura. Se trata de un acantilado en rocas relativamente blandas, bastante inestable, en el que los deslizamientos son muy frecuentes, y que sin embargo se mantiene bastante vertical debido a la presencia de una importante costra calcárea en su culminación.

La mitad sur de la costa forma parte de una pequeña bahía o ensenada en la que se asienta el puerto de Melilla. Dicha bahía está ocupada por una playa y pequeñas marismas cuyos límites exactos no es posible precisar, ya que se trata de una zona intensamente antropizada. La presencia de una antigua zona de marismas situada al norte de la bahía, y conformada en la antigua desembocadura del río de Oro, ha sido supuesta basándose en varios indicios de su presencia, ya que en la actualidad esta zona está ocupada por el casco urbano de Melilla. La zona de marismas situadas al sur está también muy alterada, pero su existencia y sus límites todavía pueden reconocerse en la foto aérea y en el campo.

Formas antrópicas

Al tratarse de un territorio pequeño y muy ocupado, la incidencia de la actividad antrópica en el conjunto del territorio es muy alta. Se han destacado en la cartografía exclusivamente aquellos elementos que representan alteraciones o modificaciones del relieve y de la morfo-

dinámica, muy importantes. Entre ellos pueden destacarse, por sus dimensiones, los rellenos realizados para la construcción del aeropuerto, los diques y malecones del puerto y las canalizaciones de los desvíos del río de Oro y del barranco de la Mezquita, al sur del aeropuerto y en el Barrio Real (Igsar Armanien). Otras morfologías de origen antrópico corresponden a canteras y graveras, escombreras, superficies intensamente remodeladas para su urbanización y laderas degradadas.

Además, hay otras acciones antrópicas muy intensas, tales como las carreteras y núcleos urbanos, que no han sido señaladas en la cartografía geomorfológica, ya que figuran en la base topográfica.

Formas poligénicas

En el extremo norte del territorio de Melilla existe una extensa superficie de erosión, que se encuentra ligeramente inclinada en dirección SE, y cuya altitud sobre el nivel del mar descende desde unos 150 a menos de 70 metros. La inclinación media de la superficie es de 2°-3°. Toda la superficie está recubierta por una potente costra calcárea o caliche, a la que se asocia una cierta karstificación. El desarrollo vertical de dicha karstificación (tubos verticales de sección aproximadamente circular, de aproximadamente 1 m de anchura y hasta 3-5 de longitud) es apreciable en la parte alta de los acantilados de Rostrogordo.

Al S y SO de Melilla existen dos niveles de glacis. El más alto se desarrolla exclusivamente sobre los materiales volcánicos y es un glacis de cobertura. El inferior alcanza un desarrollo mayor, apoyándose tanto sobre el substrato volcánico como sobre los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno. Sobre los primeros constituye un glacis de cobertura, y sobre los segundos constituye un glacis de acumulación, esto es, es el techo o superficie superior de dichos depósitos.

También se han cartografiado algunas acumulaciones mixtas, de tipo aluvial-coluvial, que se localizan en diversos barrancos situados al norte de río de Oro.

Formaciones superficiales

Las principales formaciones superficiales presentes en la Hoja han sido descritas previamente en el apartado de estratigrafía del Cuaternario, por lo que solamente se comentarán en este apartado algunos aspectos relativos a las diversas formas que presentan.

La costra calcárea o caliche situado en el extremo norte del territorio de Melilla se asocia a la presencia de una superficie de erosión inclinada 2°-3° en dirección SE.

Los glacis de cobertura desarrollados sobre materiales volcánicos se caracterizan por la presencia de suelos de color rojo muy intenso y algunos cantos de materiales volcánicos, que han sido ligeramente removidos a lo largo de su superficie.

3.6.3. Evolución morfodinámica

La evolución geomorfológica de la zona comienza con la emersión de la cadena Bético-Rifeña y la extrusión de diversos materiales volcánicos desde finales del Mioceno (GUILLEMIN *et al.*, 1983).

Tras un largo periodo de erosión, del que no existe registro geomorfológico alguno, se desarrolló una superficie de erosión sobre la que se formó un potente caliche. La edad de esta superficie es probablemente Plioceno superior a Pleistoceno inferior, ya que por su localización cercana al mar y a una altitud sobre el nivel de este último de más de 70 metros hay que suponer un nivel de base bastante alto, esto es Villafranquense (GUILLEMIN, M. et al., 1983). La presencia de una costra calcárea de gran desarrollo asociada a esta superficie confirmaría su antigüedad.

A partir de ese momento, la evolución geomorfológica estuvo controlada fundamentalmente por la variación del nivel del mar acaecida durante el Cuaternario.

Entre la formación de la superficie y costra calcárea, y la deposición de los abanicos aluviales procedentes de los relieves volcánicos, se produjo un encajamiento importante de la red de drenaje, que debió de desarrollarse durante buena parte del Pleistoceno inferior y el Pleistoceno medio. El Pleistoceno medio no tiene una representación claramente reconocida en Melilla. Se han atribuido a esa edad el nivel de glacis de cobertura superior, ya que ocupa una posición temporal intermedia entre las costras calcáreas y los abanicos aluviales.

El Pleistoceno superior está representado fundamentalmente por los depósitos de abanicos aluviales, cuya deposición finalizó en un periodo de relativa estabilidad, durante el cual se generaron una serie de glacis que descendían de los relieves volcánicos y enlazaban con la superficie de dichos abanicos aluviales.

A finales del Pleistoceno y comienzos del Holoceno la red fluvial se encajó nuevamente y disectó los glacis y abanicos. Durante este encajamiento se formaron dos pequeñas terrazas en el río de Oro.

Ya en el Holoceno, la línea de costa alcanzó una posición similar a la actual, dando lugar a la formación de los acantilados, playas y marismas. Al norte del río de Oro se depositaron materiales de tipo aluvial-coluvial en los que finalmente terminó por encajarse la red fluvial.

3.6.4. Morfodinámica actual, subactual y tendencias futuras

Como en muchos otros lugares, son las actuaciones antrópicas las que dominan los últimos cambios morfológicos ocurridos en el territorio de Melilla.

Las laderas han sido intensamente transformadas y, al perder su cubierta vegetal natural, están siendo sometidas a procesos de erosión del suelo bastante acusados. Los cauces principales se encuentran canalizados, habiendo perdido su lecho natural. Las zonas de marismas han sido desecadas hasta que prácticamente han desaparecido. Los diques y malecones han modificado completamente y, consecuentemente entorpecido, la dinámica costera.

Además, existen diversas actuaciones directas que modifican intensamente el relieve, y que ya se han señalado en el apartado referido al modelado antrópico (canteras, aeropuerto, urbanización, etc.).

Una de las actuaciones antrópicas más importantes en el territorio de Melilla ha sido el desvío del cauce del río de Oro, debido a su influencia en los antiguos límites y en el crecimiento urbanístico de la ciudad. Los datos anteriores sobre el funcionamiento fluvial, las causas y fechas del desvío, así como las vicisitudes ligadas al mismo pueden ser consultadas, con detalle, en BRAVO NIETO (1997), y se resumen a continuación.

El río de Oro (o Uad Medduar, nombre indígena que significa "el de los meandros") corría antes por el Parque Hernández, desembocando en el mar por, aproximadamente, la actual Plaza de España. En esta zona, a finales del S. XV, existen referencias a su comportamiento torrencial, y a su carácter semi-inundado en ciertos períodos, dando lugar a una cierta morfología de marisma es la zona de dicha Plaza. A finales del S. XVIII se encuentra formada la playa del Mantelete, por aportes del río (ya que existen referencias anteriores de que, en 1690, las aguas del mar batían junto al baluarte de San José).

Un primer desvío, ajeno en este caso a las necesidades de Melilla, se produce en 1773-1790, durante el sitio de la ciudad. En esa época el río era la frontera natural de la plaza de soberanía, que se circunscribía, básicamente a la actual Melilla la Vieja y poco más. Por ello, las trincheras enemigas se establecieron en la orilla derecha (sur) del río, con lo que la protección y consolidación de dichos puestos obligó al río a una cierta desviación hacia la izquierda (norte). Las consecuencias de esta primera desviación derivaron en que en 1804 desembocara junto a la torre de Santa Bárbara (en el borde de la actual Plaza de España), y en 1816 cerca de la Puerta de San Jorge, corriendo una riada por la actual calle del Duque de Almodóvar, durante una crecida en 1837.

Cuando, en 1862, se establecen los límites actuales del territorio de Melilla, la ciudad inicia su crecimiento y expansión, planteándose enseguida el desvío hacia la derecha (hacia el sur) para facilitar los mismos. De esta manera se presenta en 1863, y por el Ingeniero Francisco Arajol y de Solá, un Anteproyecto del desvío actual. Las obras comienzan en 1871 y el desvío comienza a funcionar en 1872, pero con una anchura que es sólo la mitad (16 m) de la proyectada originalmente, lo que dà lugar a inundaciones en la calle del Duque de la Victoria, en el Parque Hernández y en la Plaza de España, al retomar el río su antiguo cauce, en época de crecidas. La urbanización posterior de la zona entre el cauce original y el desviado conllevo, además, la eliminación del cerro (y fuerte) de San Lorenzo, que se debía localizar en la actual plaza de toros o en sus alrededores.

Una vez consolidados los cauces fluviales y construídos los muelles y malecones del puerto, que interfieren las corrientes de deriva litoral, el único proceso activo que sigue actuando más intensamente en el territorio es el retroceso y desplome de acantilados, en la costa al norte de la ciudad. Es éste un proceso relativamente rápido desde el punto de vista de tiempo geológico.

3.7. HISTORIA GEOLÓGICA

Realmente, la Historia Geológica reconstruible a partir de los fenómenos observados en el territorio de Melilla, se inicia en el Mioceno superior (Messiniense), que es la edad de los materiales aflorantes. Para detalles sobre la Historia Geológica anterior, véanse datos de los apdos. 3.2.2 y 3.3, referentes a la Estratigrafía e Historia tectónica de la cuenca de Melilla-Nador.

Hay que suponer que, en el Messiniense, ya estaba iniciado el volcanismo relativamente puntual del Gurugú y edificios satélites. El Gurugú debía constituir un edificio volcánico de unos 400-450 m de altura, que emitía coladas y niveles tobáceos y volcano-sedimentarios, inclinados hacia el NE/NNE, y cuyo cráter o zona puntual de emisión debía estar localizada no lejos del actual vértice topográfico culminante, es decir a unos 6,5 km al SSO del territorio melillense. Al NE del territorio, fundamentalmente en zonas hoy en día cubiertas por el mar Mediterráneo, probablemente existían arrecifes coralinos. Las facies de talud arrecifal se inclinaban hacia el SSO. De esa manera, entre ambas zonas altas, existía un surco más profundo, en la parte central del territorio, aproximadamente centrado bajo el actual curso del río de Oro.

Las construcciones arrecifales y las facies de talud asociadas cesan después, siendo sustituidas en el norte del territorio, y de forma relativamente efímera, por un ambiente de plataforma carbonatada. El volcanismo del Gurugú queda temporalmente inactivo, o al menos, sus emisiones no llegan hasta el territorio melillense.

A continuación, el ambiente de plataforma es sustituido por otro deltaico, cuyos aportes procedían del noroeste, de la erosión de relieves emergidos constituidos por afloramientos de las Zonas Internas Rifeñas y volcánicos, en las proximidades del cabo de Tres Forcas. El volcanismo del Gurugú sigue aparentemente inactivo, o sin llegar sus manifestaciones al territorio de Melilla.

El ambiente deltaico es después sustituido por otro, nuevamente de plataforma carbonatada. El Gurugú o sus edificios satélites emiten coladas, bien durante el depósito de las facies de esta plataforma, o bien tras su finalización (quizá, entonces, en el Plioceno o Pliocuaternario).

No existen, dentro del territorio de Melilla, formaciones pliocenas como para deducir la historia geológica durante este período, aunque posiblemente la inclinación hacia el suroeste que presenta el apilamiento terciario debe, en parte, ser fruto de un cierto basculamiento de edad pliocena.

Al iniciarse el Pleistoceno, toda la serie terciaria y el Gurugú aparecen como relieves emergidos, comenzando por tanto, su destrucción erosiva. Sobre el apilamiento terciario del norte del territorio se termina generando una superficie de erosión (con encostramiento y karstificación asociadas), inclinada hacia el SE: probablemente, este hecho guarda relación con la existencia y estabilización temporal de un primitivo río de Oro, a mayor altura que la actual pero con su misma situación y sentido de drenaje, y seguramente con su desembocadura más lejana hacia el este. La erosión sobre el Gurugú comienza a generar abarrancamientos y, más abajo, depósitos detriticos gruesos (hoy día constituidos por los glaciares y abanicos aluviales antiguos), que se van acumulando a su pie.

Prosigue el Pleistoceno y sigue actuando la erosión. Se comienza a crear una red de barrancos en la zona norte del territorio, que disectan la costa superior, mientras que en el Gurugú prosigue el encajamiento de los barrancos anteriormente creados. La zona norte era más extensa, en aquella época, ocupando áreas hoy día cubiertas por el Mediterráneo, es decir, que la costa al norte de Melilla se situaba más al noreste.

Durante el resto del Pleistoceno, la red de barrancos de la zona norte del territorio se comienza a encajar, depositándose los sedimentos rojos aluvio-coluviales en las vaguadas. La acción erosiva del Mediterráneo actúa sobre la costa, haciéndola acantilada. El retroceso de los acantilados hacia el suroeste decapita algunos barrancos vertientes al sur. El río de Oro existe, prácticamente, en su configuración actual.

El encajamiento de la red hidrográfica guarda relación con una bajada relativa del nivel de base (nivel del mar), debido probablemente a un ascenso de la parte emergida, lo que crea mayor potencialidad erosiva en los cursos fluviales y en los acantilados. A este respecto, es interesante señalar que en los alrededores septentrionales y noroccidentales de Melilla, el Ouljiense (equivalente al Tirreniense de la costa mediterránea española) se encuentra a alturas comprendidas entre los 3 y los 6 m. Por el contrario, la costa baja existente de Melilla hacia el sureste ha sido subsidente durante el Pleistoceno (ver Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977).

En el Holoceno se configura la disposición actual, con la red hidrográfica un poco más encajada, lo que determina la creación de las pequeñas terrazas del arroyo Farhana y el carácter colgado de los depósitos aluvio-coluviales del arroyo Nano y otros más orientales. El acantilado al norte de Melilla sigue en retroceso, mediante deslizamientos y desprendimientos. El Gurugú sigue denudándose, acumulándose sus derrubios en abanicos aluviales que contac- tan con el mar, al sur de la ciudad.

Finalmente, y sobre todo a partir del siglo XX, sobre la imagen del territorio anteriormente descrita, tiene lugar la influencia antrópica. Sus rasgos más relevantes a la escala del Mapa son la creación de los puertos de Melilla y Nador, y el desvío de la parte baja de los cauces del río de Oro y del arroyo de la Mezquita, para facilitar el crecimiento urbanístico de la ciudad de Melilla.

3.8. GEOLOGÍA ECONÓMICA

3.8.1. Recursos Mineros

En el pequeño territorio de Melilla tan sólo existen algunas pequeñas explotaciones, hoy en día inactivas, de sustancias aprovechables para su uso en la construcción, o para áridos. Una de ellas se localiza en la parte baja de un barranco que confluye con el río de Oro, entre los barrios de Batería Jota y de Hernán Cortés, y aprovechaba arenas, más o menos limosas, de la unidad 8. La otra se sitúa cerca del fuerte de Sidi Guariach, habiendo explotado rocas volcánicas.

Por lo demás, existen pequeñas y esporádicas excavaciones, hoy en día inactivas, para usos constructivos muy locales y modestos, en la costra que corona la zona de Rostrogordo (unidad cartográfica 13), en las areniscas y calcarenitas terciarias (u.c. 8 y 11) de la misma zona. De la zona de Rostrogordo se extrajeron bloques (cantera de Horcas Coloradas) para el inicio de la construcción del puerto de Melilla, que se transportaban mediante un pequeño ferrocarril hasta el mismo), así como en determinadas formaciones cuaternarias (u.c. 15 y 17).

La exigua extensión del territorio de Melilla y el alto grado de urbanización del mismo, además de la relativa carencia de materiales adecuados, hace que, hoy en día, las necesidades de piedra natural para mampostería ornamental o de bloques para escolleras, se cubran con materiales (frecuentemente volcánicos) procedentes del vecino Marruecos.

3.8.2. Hidrogeología

En el presente capítulo se hace referencia tanto a los niveles acuíferos existentes en el territorio de Melilla, como al funcionamiento hidrogeológico de éstos. Asimismo, se hace referencia a la hidrología de superficie y se describen las características hidrogeológicas de los distintos materiales diferenciados, en función de su permeabilidad. Los materiales diferenciados aparecen delimitados en el Esquema Hidrogeológico adjunto al Mapa Geológico. Algunos de ellos agrupan varias diferenciaciones cartográficas de dicho Mapa.

Antecedentes

La particular situación de Melilla como territorio de soberanía nacional enclavado en otro continente, junto con lo limitado de su extensión superficial, condicionan en gran medida sus disponibilidades de recursos de agua. En un principio, Melilla se abastecía fundamentalmen- te de manantiales y captaciones situados en formaciones, generalmente volcánicas, del terri-

torio marroquí, al oeste y muy cerca de la frontera.

Tras el crecimiento de la demanda, y las actuaciones del IGME en la captación de nuevos recursos, y una vez subsanada la escasez de agua por la renovación de la red de distribución, el abastecimiento de Melilla está cubierto en la actualidad por medio de los recursos explotados en dos acuíferos principales de la zona: calcáreo y volcánico. Estos recursos totalizan un caudal continuo de 200 l/s, lo que se traduce en una dotación de 300 l/hab./día.

Hidrología superficial y datos climatológicos

Como se ha indicado en los apartados 3.1.1 y 3.4.1, la orografía del territorio de Melilla está dominada por una topografía que desciende de oeste (y noroeste) a este (y sureste), hacia el mar. La red hidrográfica superficial está escasamente representada en el territorio de Melilla, naciendo, generalmente, en territorio marroquí. El eje principal lo constituye el río de Oro, que nace en la vertiente norte del Gurugú y discurre de oeste a este, dividiendo la ciudad en dos partes (norte y sur), y encontrándose canalizado, en su tramo final. Entre la frontera y la ciudad forma meandros, a cuyos lados se asientan algunas áreas de regadío. La cuenca hidrográfica del río de Oro se ve completada, en territorio melillense, por los arroyos y ríos Nano (N-S), Farjana (O-E), y los barrancos de Alfonso XIII y de Sidi Guarach (suroeste-noreste), los tres últimos también nacientes en territorio marroquí. Finalmente, hay que mencionar el arroyo de la Mezquita, que desemboca en la zona fronteriza del sur de la ciudad. Todos estos ríos y arroyos son de tipo rambla y carácter torrencial, llevando agua sólo en ciertas épocas.

Desde el punto de vista climatológico, la temperatura media anual del territorio es algo elevada, ya que supera los 18º C (MOPMA, 1995). La variación anual de temperatura es moderada, siendo enero (media 13º C) y agosto (media 25º C) los meses más extremos. La precipitación media anual es escasa (368 mm), con una variabilidad estacional alta. El clima es mesotérmico y semiárido (mediterráneo), de verano tórrido y muy seco. La estación lluviosa corresponde al otoño. Existe un exceso de agua moderado durante el invierno y una falta de agua en verano también moderada.

Permeabilidad de los materiales. Acuíferos. Unidades hidrogeológicas

Los materiales presentes en el territorio de Melilla se pueden agrupar, atendiendo a la permeabilidad, de la siguiente manera:

Materiales con permeabilidad media-alta:

- **Acuíferos aluviales:** Están formados por gravas, arenas y arcillas (depósitos cuaternarios aluviales, de fondo de valle y de terrazas), con permeabilidad por porosidad intersticial. Los más importantes, con unos 5-10 m de espesor (excepcionalmente, 20 m) y anchuras hectométricas, se presentan en el río de Oro, en el Farhana y en el arroyo de la Mezquita. En los demás cursos fluviales, su anchura es decamétrica y no suelen superar los 5 m de espesor.
- **Acuíferos carbonatados:** Están constituidos por las rocas carbonatadas (calizas recifales y calcarenitas) del Mioceno superior. Estas formaciones tienen un espesor a veces importante (entre 20 y más de 50 m) y una permeabilidad alta, por porosidad primaria media y secundaria elevada. Algunas de ellas, al estar en contacto con el mar, presentan problemas de salinización por intrusión marina.

- Rocas volcánicas y volcanosedimentarias: Comprenden tanto las coladas andesítico-basálticas como las tobas volcánicas y los niveles volcanosedimentarios. Estos materiales tienen una porosidad eficaz, comprendida entre 0,02 y 0,07%, siendo la permeabilidad muy anisótropa y con rangos muy variados. Según datos proporcionados por la Confederación Hidrográfica del Sur, en pozos realizados para el abastecimiento de la ciudad de Melilla, se han obtenido en la zona de los materiales volcánicos y volcanosedimentarios, caudales comprendidos entre 25 y 60 l/s.

Materiales con permeabilidad media:

- Materiales detríticos: Los materiales que se han agrupado aquí son arenas limosas, areniscas y limos del Mioceno superior, intercalados entre los niveles carbonatados. Estos materiales presentan espesores máximos de 30 m, y tienen una permeabilidad media, por porosidad intersticial, que proporcionan al conjunto de materiales una capacidad de almacenamiento y transmisión de agua subterránea al sistema.

Materiales con permeabilidad muy baja:

- Margas grises: Estos materiales, de escaso interés hidrogeológico por su muy baja permeabilidad, no florran, habiéndose detectado a partir de datos de subsuelo (columnas de sondos). Se conocen, sobre todo al sur del río de Oro, descendiendo hacia el este (hacia el mar). Estos materiales representan un nivel impermeable, que limitaría y condicionaría el acuífero anisótropo formado por los materiales volcánicos y los materiales suprayacentes (materiales carbonatados y detríticos), favoreciendo el drenaje y la dirección del flujo hacia el este.

En cuanto a Unidades hidrogeológicas, no se ha definido ninguna como tal (al menos con la categoría existente en la Península) en el territorio melillense, dada la exigüedad del mismo.

Funcionamiento hidrogeológico

El acuífero calcáreo funciona en régimen de acuífero libre, presentando agua de calidad variable. Este acuífero limita al este con el mar, pero hacia el norte y oeste presenta gran continuidad dentro del territorio marroquí; hacia el sur, su extensión lateral queda establecida, aproximadamente, en el paralelo del río de Oro. El caudal de extracción se estima en unos 100 l/s, siendo su área de alimentación de más de 50 km². La recarga es casi sólo pluvial, existiendo una conexión hidráulica con el acuífero aluvial, siendo este último el que cede agua al acuífero calizo. Las salidas ocultas al mar no están cuantificadas, al menos en su límite este. No están definidas las relaciones hidráulicas con el acuífero volcánico, infrayacente en el sector meridional.

El acuífero volcánico es el de mayor importancia y complejidad. Presenta rendimientos hídricos diferentes de unos puntos a otros, hecho éste relacionado con la litología predominante y con el grado de permeabilidad secundaria (por fisuración) y primaria (por porosidad). Es un acuífero multicapa que presenta transmisividades de hasta 3.000 m³/día, y que no presenta intrusión marina, estando sus niveles por debajo de la cota -30 m. Los caudales máximos extraídos son de unos 184 l/s, utilizados para abastecimiento urbano.

El acuífero volcánico se recarga por infiltración de agua de lluvia, estando la mayor parte de su zona de recarga fuera del territorio melillense, ya que ocupa las laderas del Gurugú. Funciona en régimen cautivo y presenta una calidad de agua más constante que la del acuí-

fero calizo. La descarga, antes de las explotaciones, se realizaba hacia el mar, a través de las areniscas con que se comunica lateralmente. Este acuífero se explota fundamentalmente por medio de sondeos (sondeos del Aeropuerto, del Alto del Real, de Maestranza y de Sidi Guariach) y presenta una ligera sobreexplotación, como parece deducirse de la no estabilización de niveles.

El acuífero aluvial se recarga por las precipitaciones en su cuenca de recepción y por infiltración directa del río de Oro, que cede agua al acuífero. Sus límites laterales lo constituyen arenas y limos del Mioceno. Su base está constituida por arenas, calizas y margas. No se conocen con detalle las interconexiones hidráulicas con otros acuíferos, aunque se supone una conexión con el acuífero calizo, y una desconexión con el acuífero volcánico. Debido a su alta vulnerabilidad a cualquier tipo de contaminación y a problemas de salinización por intrusión marina, se ha restringido su explotación, utilizándose únicamente con fines agrícolas.

Sondeos hidrogeológicos. Inventario de puntos de agua

Los datos disponibles sobre los sondeos de explotación o investigación hidrogeológica se resumen en la Tabla 1.

3.9. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Durante la realización de la Hoja de Melilla se han seleccionado 6 Puntos de Interés Geológico (PIG) representativos del compendio geológico del territorio, que se describen brevemente a continuación. Todos ellos presentan contenido notablemente didáctico, con buenas posibilidades de observación, generalmente panorámicas (con integración en el paisaje del fenómeno geológico representado en el PIG), y frecuentemente, también puntuales (de detalle y complementarias de las anteriores).

PIG 1.

Se trata de uno de los 3 afloramientos de rocas volcánicas existentes en la carretera perimetral, en concreto del más meridional de ellos (afloramiento A, interpretable como restos de una colada, y descrito en el apartado 3.2.1. de esta Memoria). Es de interés petrológico, por cuanto las rocas volcánicas son poco frecuentes en el territorio melillense, observándose en las de este afloramiento, silicificaciones y estructuras planares inclinadas, de flujo magmático. Desde el mismo PIG se observa, al fondo, el imponente macizo volcánico del Gurugú, de donde procede la colada.

PIG 2.

Es otro de los afloramientos de rocas volcánicas existentes en la carretera perimetral (afloramiento B), observándose sobre ellas una serie estratificada de limos, arenas y silicificaciones.

PIG 3.

Se trata de los arrecifes messinienses y parte de la serie de talud arrecifal, existentes bajo el faro de Melilla. Se aprecian las estructuras internas de los arrecifes, su probable morfología original y el contacto con la serie de talud. El punto óptimo de acceso y observación se encuentra en la curva inmediata a la puerta de entrada a Melilla la Vieja.

Nº	Denominación	Coord. X UTM	Coord. Y UTM	Cota aprox. (m.s.n.m.)	Prof. (m)	Litología	Caudal (l/s)
1	Altos del Real						40
2	Maestranza						40
3	Aeropuerto 2						60
4	Aeropuerto 1						60
5	Sidi Guariach II						25
6	Sidi Guariach I						25
7	Farhana						25
8	Cabrerizas						35-40
1	Barranco La Muerte	503751	3906700	65,9	111,2	Aluvial+ Calizas+ Margas	
2	Barranco Nano	503350	3907100	40	75,2	Aluvial + Calizas+ Margas	
3	Barranco Nano	503250	3906100	34,9	68,7	Aluvial+ Calizas+ Margas	
4	Plaza Hernan Cortes	504200	306100	24	80,1	Aluvial +Calizas+ Tobias volcánicas+ Margas	
5	Margen derecha Río Oro	504210	305705	14,1	80	Aluvial+Calizas + Tobias+ Margas	
6	Cabrerizas	503100	3906400	26,4	109	Aluvial+Calizas+ Margas+ Tobias+Margas	
7	Arroyo Farhana	503050	3905725	28,5	68	Aluvial + Calizas+ Margas grises	
8	La Legión	504120	3905125	30,1	132	Aluvial + Calizas + Margas +Tobas	
9	Barranco	503720	3904925	38,1	77	Tobas + Calizas+Margas	
10	Barranco Sidi Guariach	503505	3905425	29,7	97	Aluvial+Calizas+Margas+Dacitas	
11	Barranco Sidi Guariach	503240	3905255	36,5	112	Aluvial + Calizas+Dacitas	
12	Próximo Mojón IV	504170	3904010	34,2	52,7	Aluvial+Dacitas	
13	Barranco	503305	3904675	94,5		Aluvial+Tobas+Margas	

Tabla 1.- Sondeos hidrogeológicos de la Hoja de Melilla

PIG 4.

Se localiza en el borde norte de la ensenada de los Galápagos, apreciándose los arrecifes messinienses y, sobre todo, la disposición de la serie calcarenítica de talud arrecifal (con clinoformas progradantes) y de la serie de plataforma que recubre el conjunto. La progradación de las clinoformas, así como la inclinación general del conjunto, son hacia el suroeste.

PIG 5.

Está constituido por la mayor parte de la serie terciaria de Melilla, aflorante en la carretera de Aguadú, que asciende desde la punta de Rostrogordo hasta la alta superficie del mismo nombre. Se presentan la serie limo-arenosa amarillenta deltaica (unidad cartográfica 8) y, encima, la serie calcarenítica de plataforma (u.c. 11), pudiendo seguirse la evolución vertical de ambas, de estrato en estrato, sin interrupciones. Son dignos de interés las deformaciones hidroplásticas (probables sismitas) de la base de la u.c. 11, los cortes de la costa cuaternaria (u.c. 13) que recubre el conjunto, así como la karstificación que se le asocia, y, en la misma punta de Rostrogordo, la serie de plataforma infrayacente (u.c. 7) y sus montículos algales.

PIG 6.

Se presenta en la parte alta de la carretera que asciende desde la punta de Rostrogordo hasta la alta plataforma del mismo nombre. Desde el borde de la carretera se observa la costa más septentrional del territorio de Melilla, con su carácter típicamente acantilado y presentando un antiguo desplome de una gran lámina del mismo.

4. ISLAS CHAFARINAS

4.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

Descripción de las islas

Las islas Chafarinas se encuentran a 48 km al ESE de Melilla, a 3,2 km al norte del Cabo de Agua (Ras El Maa) y a 11 km al noroeste de la desembocadura del río Muluya, próxima al límite fronterizo entre Marruecos y Argelia. El archipiélago tiene una superficie total de 0,75 km².

Las Chafarinas son tres abruptas islas denominadas Congreso ("Tenenfa" para los magrebíes), Isabel II (roca "Kebdana", para los mismos) y Rey Francisco, nombradas de este a oeste y según los mismos nombres que recibieron en el momento de la ocupación. Se inscriben dentro de un área de 2,4 km (según la dirección E-O) X 1 km (según la N-S), y están comprendidas entre los paralelos 35° 10' y 35° 11' de latitud norte, y los 2° 24' y 2° 27' de longitud oeste.

En la actualidad, Isabel II es la única isla que está habitada de modo permanente, por una pequeña guarnición militar del Grupo de Regulares de Melilla y por personal adscrito al Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Por ello, es también la única que tiene un puerto de atraque para barcos medianos y pequeños.

La isla del Congreso (35°10'46"N - 02°26'38"O) tiene una forma irregular y es la mayor y más occidental del archipiélago. Sus dimensiones son de 1.009 m de longitud mayor, en dirección

norte-sur, con un perímetro de 3,4 km, y una cota máxima de 137 metros. Sus costas son notablemente acantiladas y abruptas, mientras que su parte alta está conformada por una ladera inclinada al este.

La isla de Isabel II (35°10'50"N - 02°26'00"O) está situada a 800 m al este de Congreso. Es de contorno sensiblemente circular, y mucho más baja y plana que ella, poseyendo 2 km de perímetro y 35 m de cota máxima. Sus costas son acantiladas bajas, estando su parte superior constituida por una ladera dominante al sur.

La isla del Rey Francisco (35°10'54"N - 02°25'33"O), más comúnmente conocida como isla del Rey, es la menor y más alargada, con forma de semiluna abierta a oriente, y sin otra particularidad que la de ser donde se halla el cementerio del archipiélago. Se encuentra a 175 m al este de Isabel II y su perímetro es de 2,3 km, con una altura máxima de 95 m. La costa oriental es acantilada media, muy abrupta, mientras que la occidental es acantilada baja. Su parte superior está constituida por una ladera inclinada al oeste.

Desde finales del siglo XIX se proyectó la unión de esta isla con la de Isabel II a través de un dique. En octubre de 1907 se contrataron las obras, terminándose en 1910. El dique duró poco tiempo ya que fue destruido por un temporal el 13 de marzo de 1914 y, desde entonces, no se ha vuelto a reconstruir.

El carácter árido de la región, la influencia del mar y los vientos hacen que no existan árboles en el archipiélago, salvo los plantados por el hombre en Isabel II, siendo su vegetación dominante la formada por matorrales adaptados a estas condiciones, así como la herbácea. Debido a su condición de aislamiento y su configuración rocosa, constituyen uno de los lugares preferidos por ciertas especies de aves consideradas hasta hace poco en peligro de extinción: la pardela cenicienta (*Calonectris diomedea*), el águila pescadora (*Pandion haliaetus*), el ave rapaz con mayor peligro de desaparición de todo el territorio español dada su extrema sensibilidad a la presencia humana, y la gaviota de Audouin (*Larus audouinii*) o de pico rojo. Debido a estas circunstancias, en 1989, se designó al archipiélago como Zona de Especial Protección para las Aves (ZEPA). Los fondos marinos próximos son también de gran valor medioambiental, con praderas de posidonia, varias especies notables de invertebrados, y visitas ocasionales de focas monge.

Además del interés medioambiental mencionado, existen un yacimiento neolítico de hace 6000-6500 años A.C., descubierto en el año 2000 en la isla del Congreso, y una de las iglesias más antiguas del Norte de África, construida entre 1851 y 1853 en la isla de Isabel II.

Los fondos marinos del entorno

Según los datos batimétricos, las islas se encuentran en el borde de una amplia plataforma marina de poca profundidad (8-9 m en los 2 km más próximos a la costa norteafricana, y 12-15 m en la parte más cercana a las islas). La proximidad del río Muluya aporta una gran cantidad de sedimentos a esta plataforma, habiendo sido el responsable de la creación del fondo de fango. En el límite norte de la plataforma, donde se asientan las islas, las paredes rocosas descinden verticalmente desde los doce hasta los cincuenta metros.

Los freus o canales que separan las islas entre sí tienen una profundidad escasa (14-35 m entre Congreso e Isabel II, y 5-8 m entre Isabel II y Rey). Como particularidad, existe un promontorio rocoso muy marcado, en la parte norte del canal entre Congreso e Isabel II, deno-

minado La Laja, a tan solo 3 m de profundidad.

La disposición de las curvas batimétricas muestra que la isla de Congreso y La Laja constituyen una unidad morfológica, y las islas de Isabel II y Rey, otra distinta. El canal entre ambas unidades se presenta con profundidades progresivamente crecientes hacia el norte, como si fuera un antiguo valle sumergido.

La costa norteafricana próxima

El accidente geográfico más marcado de la costa norteafricana cercana es el Cabo de Agua, frente a las islas. Hacia el oeste, entre este cabo y el de Tres Forcas, la costa forma un amplio arco, pasando por Melilla y la Mar Chica. Hacia el este y aproximadamente hasta el límite con Argelia, la costa dibuja un arco similar, que contiene la desembocadura del Muluya. Es decir, las islas se presentan justo enfrente del cabo más notable de un amplio sector del litoral norteafricano.

La costa es moderadamente acantilada (10-20 m) en el Cabo de Agua. Hacia el oeste, la altura de los acantilados desciende progresivamente hasta conformar una costa baja, arenosa, en la albufera de la Mar Chica. Desde el Cabo de Agua hacia el este, la costa es más baja y arenosa, al menos hasta la desembocadura del Muluya.

El Muluya es el más importante río mediterráneo de Marruecos, y uno de los más importantes del país. Nace en las montañas del Atlas Medio y corre de suroeste a noreste, a lo largo de unos 500 km. Entre el Muluya y la región costera del Cabo de Agua se encuentra la sierra de Kebdana, de altura inferior a los 1.000 m y elongada también de suroeste a noreste.

Rasgos geológicos de las islas y de la región vecina

Las islas Chafarinas son de origen volcánico y forman parte de la provincia volcánica neógena nor-magrebí, encontrándose dentro de una lineación aproximadamente E-O, definida por los macizos de Marset ben M'hidi, Ghazaouet, Beni Saf (que incluye la isla de Rachgoun), Ain Temouchent y Cap Figalo-Tifaraouine-islas Habibas, y que se extiende desde el macizo de Ras Tarf, en la costa marroquí, hasta Orán, en Argelia. Esta lineación E-O que, en origen, pudo corresponder con una fisura eruptiva, se encuentra dentro de una zona muy activa desde el punto de vista sísmico.

Las islas Chafarinas están constituidas por rocas volcánicas que, en detalle, por sus características petrológicas, y aun a pesar de la carencia de dataciones absolutas, pueden ser assimiladas a los volcanismos neógeno y pliocuaternario, mencionados en el apartado 2.

A las rocas volcánicas de las islas se les superponen restos de formaciones cuaternarias antiguas, tales como depósitos de ladera, costras carbonatadas y arenas eólicas.

Por lo demás, el abrupto contorno de las islas presenta esporádicas formaciones cuaternarias recientes, tales como playas, canchales de desprendimientos y coluviones.

La región costera norteafricana frente a las Chafarinas está constituida por el antepaís rifeño, con sierras de materiales mesozoicos aflorantes según fallas NE-SO, entre las que se disponen cuencas y formaciones sedimentarias de edad terciaria y cuaternaria. Todo el tramo costero entre la zona de Cabo de Agua y la Mar Chica está formada por glacijs rojos pliocua-

ternarios que descienden de la sierra mesozoica de Kebdana, mientras que la zona de Cabo de Agua presenta formaciones dunares eólicas sobre los glaciares.

Antecedentes sobre los estudios geológicos de las Chafarinas

Las primeras referencias geológicas sobre las Chafarinas se deben a VÉLAIN (1874), quien indica que las islas están formadas esencialmente por "traquitas granitoides de color violáceo, muy feldespáticas, con grandes cristales hexagonales de mica bronceada", cubiertas por travertinos, citando también la existencia de "fonolitas porfídicas" (posteriores a las "traquitas") en la isla de Congreso. Estas primeras observaciones se hicieron sin estudios petrográficos, por lo que la clasificación petrológica es, como se verá, estimativa y errónea.

Posteriormente, CALDERÓN (1894) realiza un estudio petrográfico sobre muestras de las islas, distinguiendo andesitas compactas oscuras (en Congreso), andesitas compactas rojizas (preferentemente, en Isabel II), escorias y tobas, así como "calizas compactas", a veces "oolíticas", a las que supone origen marino. La escasa proporción de bombas y lapilli, y la existencia de las calizas, le lleva a suponer un origen submarino para las islas.

FERNÁNDEZ NAVARRO (1908) es el primer geólogo español que pisa las islas, en el contexto de una expedición más amplia por las posesiones españolas del norte de África. Establece la primera volcanoestratigrafía de las islas, con dos niveles andesíticos y otro, superior, de basaltos, indicando que la serie volcánica está cubierta por un "travertino calizo" en Isabel II y Rey, y considerando que las islas son restos de un macizo volcánico de importancia mucho mayor.

MARÍN (1921) visita y muestrea las islas, confirmando la presencia de andesitas y describiendo, equivocadamente, los basaltos de Congreso como traquiandesitas-andesitas, citando también la existencia de nódulos esferulíticos con feldespato, oligisto, magnetita y haüynoseana (?). Concluye considerando que las islas son un macizo único, enfriado lentamente, y fragmentado en las actuales tres islas, por la erosión y la tectónica.

En 1998, un grupo de geólogos y biólogos de las Universidades de Huelva y Sevilla publican un estudio del Medio Físico del archipiélago, en el que realizan un estudio geológico más completo que los anteriores. Aportan, por primera vez, un estudio estructural de la fracturación frágil y de las estructuras de flujo magmático en las tres islas. También realizan un estudio petrográfico bastante completo en el que concluyen que la mayoría de las rocas aflorantes en el archipiélago son andesitas piroxénicas, con biotita, que tienen, como minerales accesorios, corindón, hercinita y espinela, entre otros. En ningún momento explican la existencia tan anómala de estos minerales accesorios. En la cima de la isla del Congreso, describen, como ya lo hicieran los autores anteriores, basaltos. Igualmente, hacen referencia a la existencia de enclaves pequeños de rocas plutónicas de grano fino o de fragmentos no volcánicos.

También se debe a este mismo grupo de técnicos la primera cartografía geológica del archipiélago, realizada para el organismo Parques Nacionales. En ella distinguen andesitas (alteradas y no alteradas), basaltos, depósitos piroclásticos (con brechas líticas) y recubrimientos sedimentarios (depósitos de ladera, dunas y caliches), además de las pequeñas playas de cantos.

4.2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA

4.2.1. Los Materiales Volcánicos

Las rocas volcánicas de las islas Chafarinas pueden ser agrupadas en dos grandes conjuntos o episodios magmáticos: un primer episodio representado por materiales de naturaleza andesítica, y un segundo, representado por materiales basálticos. Aunque hasta el momento no se poseen datos geocronológicos ni geoquímicos de ninguno de ellos, se puede suponer que, dada la similitud magmática de estas islas con el resto de la provincia volcánica norteafricana, el primer episodio sería calcoalcalino y de edad mioceno superior, mientras que el segundo sería alcalino y plioceno.

Los materiales del Episodio calcoalcalino están presentes en las tres islas (y también en el afloamiento submarino de La Laja), distinguiéndose las siguientes unidades cartográficas (de mayor a menor antigüedad):

- Unidad inferior: Brechas volcánicas (depósitos de “debris-avalanche”, brechas líticas); andesitas alteradas. Es la unidad cartográfica 1, presente sólo en la isla del Congreso.
- Unidad superior: Andesitas biotítico-piroxénicas (domos y coladas). Corresponde a la unidad cartográfica 2, localizada en las tres islas y en La Laja.
- Unidad intrusiva (andesitas piroxénicas) del Pitón de Punta de la Ermita. Es la unidad cartográfica 3, que se encuentra solamente en la isla del Congreso.

Los materiales del Episodio alcalino están presentes sólo en la isla del Congreso, habiéndose distinguido las siguientes unidades cartográficas (de mayor a menor antigüedad):

- Niveles piroclásticos s.l. (de caída e hidromagmáticos, a techo): Unidad cartográfica 5.
- Coladas basálticas, con intercalaciones piroclásticas: Unidad cartográfica 6.
- Diques basálticos: Unidad cartográfica 4.

4.2.1.1. Brechas volcánicas (*Depósitos de “debris avalanche”, brechas líticas*); andesitas alteradas (1). Unidad calcoalcalina inferior. Mioceno

La Unidad calcoalcalina inferior constituye la parte inferior o más baja de la isla del Congreso, siendo sus mejores puntos de observación las laderas de Playa Larga, en el sur de la isla, y la costa septentrional de la misma (Playa de la Sangre y alrededores).

Esta unidad, de unos 80-90 m de espesor (mínimo, puesto que no se conoce su base), está compuesta por depósitos caóticos brechoides, de tipo “debris avalanche”, con grandes bloques (algunos métricos) de rocas andesíticas s.l., a veces con colores claros, amarillento o gris, y fuerte alteración hidrotermal, dentro de una matriz de tipo arenoso-arcilloso con cantos volcánicos. En esta unidad no existen fragmentos juveniles. Estos depósitos pueden corresponder a grandes colapsos o derrumbes de los primeros edificios volcánicos, tal vez domáticos, surgidos en el área. Asociados con estos depósitos brechoides aflora de forma discontinua en la Playa de la Sangre, prácticamente a nivel del mar, una colada andesítica, delgada y en posición subhorizontal, que puede representar algún episodio lávico previo a las brechas masivas.

Igualmente, en Playa Larga hay otro nivel lávico en la parte más baja de la ladera.

En cantes rodados de la Playa de la Sangre se han encontrado enclaves grises de grano muy fino y tamaños centimétricos, incluidos en una roca andesítica y procedentes, probablemente, de esta unidad calcoalcalina inferior.

Petrografía de las andesitas basales

Los materiales aflorantes en la base de esta unidad son lavas de andesitas biotíticas más o menos similares a las presentes en la unidad superior.

En Playa Larga, la colada aflorante en la base de la ladera es una andesita biotítica porfídica muy alterada por efecto de la oxidación y carbonatación. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa con zonado oscilatorio y tamaños entre 0,8 y 2,7 mm. La biotita está prácticamente transformada a un mosaico granular de óxidos de Fe-Ti sobre una base de plagioclasa, que seudomorfiza a cristales de tamaños grandes entre 1,1 y 2,7 mm. El clinopiroxeno es menos abundante; tiene hábitos idiomorfos-subidiomorfos, está fresco y con tamaños de hasta 2,5 mm. Hay pequeños cristales prismáticos de apatito muy anubarrado por las inclusiones. La matriz es criptocristalina-afanítica anubarrada con microlitos incipientes de plagioclasa y opacos secundarios dispersos.

En la Playa de la Sangre, la colada aflorante en la parte baja del acantilado es una andesita biotítica bastante fresca. Tiene una textura porfídica (algo glomeroporfídica) seriada fluidal con una matriz criptocristalina-afanítica. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa con tamaños entre 0,4 y 1,2 mm y una textura "sieve" ocupando gran parte de la zona central del cristal, bordeado por plagioclasa de nueva cristalización. Presentan zonado oscilatorio. El clinopiroxeno tiene hábitos sudidiomorfos, tamaños entre 0,7 y 1,8 mm y maclado polisintético. La biotita está en láminas estrechas de color marrón rojizo frescas sin casi oxidación, como ocurre con todas las andesitas de la unidad superior. Sus tamaños más frecuentes están entre 0,4 y 1,0 mm. También destacan prismas de apatito de hasta 0,5 mm, con multitud de inclusiones diminutas marronáceas. La matriz está compuesta por gran cantidad de microlitos de plagioclasa marcando flujo sobre un fondo marronáceo seudovitreo. Hay un microenclave compuesto por un mosaico plagioclásico de grano fino recristalizado, con opacos subidiomorfos que recuerdan a las espinelas que tienen enclaves similares en las andesitas de las islas de Isabel II y del Rey. Tienen también biotitas, a veces oxidadas, de recristalización.

Petrografía de los enclaves encontrados en los cantes rodados

La descripción petrográfica que sigue procede del estudio de dos enclaves, encontrados en cantes rodados de la Playa de la Sangre.

El enclave de mayor tamaño de grano, corresponde a una roca granoblástica microbandeada muy rica en plagioclasa. Las bandas son todas de un mosaico de plagioclasa alotriomorfa subredondeada, casi sin maclado, y con inclusiones diminutas, que configuran una textura corneánica. El resto de la roca son abundantes e incipientes cristalitos de biotita fresca de neoformación, con tamaños inferiores a 0,025 mm. Como mineral accesorio hay frecuentes opacos granulares, dispersos, de tamaños muy pequeños.

El otro enclave es similar al anterior aunque algo alterado. Tiene un grano más fino y las

supuestas biotitas están alteradas.

4.2.1.2. Andesitas biotítico-piroxénicas (domos y coladas) (2). Unidad calcoalcalina superior. Mioceno

Isla del Congreso

La Unidad calcoalcalina superior recubre a la anterior en la isla del Congreso, pudiendo ser estudiada en los acantilados orientales y noroccidentales de la misma. Dada la naturaleza acantilada de los afloramientos, el estudio y muestreo de esta unidad debe realizarse necesariamente desde lancha, y con mar poco movido.

Esta unidad es de colores más oscuros (grises, a veces con tonos rojizos) que la inferior, estando constituida por rocas masivas, y rocas brechoides. Las rocas masivas pueden mostrar disyunción columnar generalmente subvertical, representando entonces, diques o conductos de emisión subvolcánicos de tamaño decamétrico. Las rocas brechoides están formadas por grandes bloques, métricos o mayores, de andesitas con escasa matriz y pueden ser interpretadas como brechificación autoclástica de las partes emitidas por los conductos anteriores. Las rocas de esta unidad son también de tipo andesítico, característicamente con cristales milimétrico-semicentimétricos de biotita, perfectamente visibles, y contienen a veces enclaves redondeados de tamaño centí a decimétrico (tal como se observa en el extremo meridional de la isla). El espesor visible mínimo para esta unidad (de la que no se conoce su techo, erosionado) es de unos 90-100 m.

Los materiales de esta unidad se han estudiado petrográficamente, a partir de muestras tomadas en el acantilado de la pequeña playa existente en la costa este, junto a la punta meridional de la isla.

Islas de Isabel II y Rey

Las islas de Isabel II y Rey están constituidas por un único tipo rocoso, de andesitas grises o rojizas, frecuentemente con cristales de biotita, similar a las de la Unidad calcoalcalina superior de la isla de Congreso, por lo que cabe suponerles contemporáneas con ellas. Los mejores puntos de observación se localizan en la antigua cantera existente en la parte nororiental de la isla de Isabel II y en la parte centro-norte de la isla de Rey, además de en las costas acantiladas de ambas.

Característicamente, estas andesitas presentan estructuras de flujo magmático y disyunción columnar, perpendiculares o subperpendiculares entre sí. Las estructuras de flujo son planares y responden a variaciones en el tamaño de grano, o de la proporción de matriz vítreo, así como a orientación magmática de los fenocristales. Estas características son típicas de estructuras domáticas.

En las andesitas de estas islas (y sobre todo, en la de Rey) se encuentran enclaves, de tamaño centí-decimétrico, de los siguientes tipos (nombrados por orden de mayor a menor abundancia):

- Xenolitos de color gris-verdoso y grano fino, que corresponden a rocas pirometamorfizadas, procedentes del sustrato cortical de las islas.

- Fragmentos de venas silíceo-carbonatadas zonadas, como las que se describen en el siguiente apartado.
- Fragmentos de andesitas como las que contienen los enclaves, si bien de distinto tamaño de grano.

Los mejores lugares para la observación y muestreo de enclaves son el extremo septentrional de la isla de Rey, y la cantera de Isabel II.

Además, las andesitas de la Unidad calcoalcalina superior (2) se presentan atravesadas por venas fundamentalmente silíceas, en las Islas de Isabel II y, sobre todo, Rey.

Hay un tipo de venas prácticamente monomineral, de sílice microcristalina a opalina y de color ocre o amarillento, con espesor centi-decimétrico y disposición irregular.

Otro tipo, representable cartográficamente a menor escala (1/5.000 o menor), está formado por venas NE-SO, subverticales, con espesor decimétrico y hasta métrico. Su estructura es típicamente zonada, con bandas alternantes de sílice micro a mesocristalina (cuyos cristalitos crecieron perpendicularmente a los bordes de la vena), y carbonato dolomítico-ankerítico, con diseminaciones de óxidos de Fe y de Mn.

Cabe interpretar estas venas como de origen hidrotermal, íntimamente relacionado con el emplazamiento y consolidación posterior, de las estructuras domáticas que les albergan.

Afloramiento submarino de La Laja

Gracias al personal que tiene en las islas el Organismo Parques Nacionales, que se sumergió para tomar una muestra, se puede conocer la composición de este afloramiento submarino, localizado entre las islas de Congreso e Isabel II. La roca corresponde a una andesita biotítica-co-anfibólica, similar a las de la Unidad calcoalcalina superior de las islas.

Petrografía de las andesitas

En la isla del Congreso, las andesitas de esta unidad son andesitas biotítico-anfibólicas, con textura porfídica fluidal, matriz criptocristalina y una cierta alteración. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa idiomorfa-sudidiomorfa frescos, con tamaños más frecuentes entre 0,4 y 2,5 mm. El clinopiroxeno está en cristales subidiomorfos frescos. Hay anfibol frecuente idiomorfo, de color marrón, con bordes oxidados en distintos grados, aunque en los cristales mayores se distinguen los núcleos frescos. La biotita está totalmente transformada a un mosaico de gránulos de óxidos de Fe-Ti sobre base de plagioclasa. Como mineral accesorio están los prismas de apatito anubarrado de 0,2-0,3 mm y algún grano de ¿circón?. La matriz es de color marronácea criptocristalina.

Los diques de Congreso presentan una composición similar a las andesitas masivas descritas, aunque sin ninguna alteración. Las andesitas de los diques tienen textura porfídica seriada fluidal con matriz criptocristalina-afanítica. Los fenocristales más abundantes son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa con tamaños más frecuentes entre 0,6 y 2,3 mm, zonado oscilatorio acusado y textura "sieve". El clinopiroxeno es frecuente en cristales idiomorfos-subidiomorfos con tamaños más habituales entre 0,4 y 1,8 mm. La biotita tiene hábitos planares muy frescos con tamaños más frecuentes entre 0,3 y 2,0 mm. Debido a la escasa alteración

que tiene la roca, se observa la presencia accesoria de anfibol marrón con tamaños de hasta 0,9 mm. De manera accesoria hay apatitos prismáticos idiomorfos de hasta 1,0 mm. La matriz tiene una parte vítrea marronacea y abundantes microlitos de plagioclasa de incipiente nucleación. Hay opacos dispersos escasos con tamaños medios de 0,3 mm. El dique arrasta un microenclave microgranulado de composición piroxenítica.

En la isla de Isabel II, el tipo litológico que constituye la isla es una andesita biotítica (y ¿anfibólica?) muy oxidada. Tiene una textura ligeramente glomeroporfídica fluidal con matriz criptocristalina-afanítica. El 80% de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa muy frescos, con zonado oscilatorio y tamaños más frecuentes entre 0,7 y 3,5 mm. El resto de los fenocristales son de placas rectangulares de biotita marrón-rojiza prácticamente transformadas en un mosaico granular de óxidos de Fe-Ti sobre una base de plagioclasa. Los tamaños más frecuentes están entre 1,2 y 3,7 mm. En algunos pseudomorfos aun se conserva algún núcleo del cristal original. De manera accesoria hay fenocristales de clinopiroxeno prismático idiomorfo-subidiomorfo con tamaños más frecuentes entre 1,0 y 1,3 mm, excepcionalmente de hasta 3,4 mm. En sus bordes hay un principio de oxidación similar al de las biotitas. Como mineral accesorio hay prismas de apatito idiomorfos con tamaños de microfenocristales de 0,4-0,7 mm y, excepcionalmente, hasta 1,2 mm. Tiene muchas inclusiones diminutas que anubarran todo el cristal. En ocasiones, estas inclusiones tienen un tono rojizo. Como mineral secundario hay carbonatos llenando huecos e intersticios. En la matriz no se aprecian minerales salvo incipientes prismas de plagioclasa. A partir del estudio de muestras, cabe indicar que los afloramientos de la costa este (zona de la cantera) están más alterados que los del norte.

En la isla del Rey, el tipo litológico dominante es una andesita similar a la de Isabel II, es decir, una andesita biotítica (y ¿anfibólica?) muy oxidada, con una textura ligeramente glomeroporfídica fluidal con matriz criptocristalina-afanítica. Está afectada por un proceso de oxidación generalizado que transforma la biotita a un mosaico granular de óxidos de Fe-Ti sobre una base de plagioclasa secundaria. En el extremo sur de la isla, la andesita tiene el 80% de fenocristales frescos de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa con zonado oscilatorio y tamaños más frecuentes entre 0,6 y 2,7 mm. Del resto de los fenocristales, los pseudomorfos oxidados de biotita son los más frecuentes, con tamaños entre 0,4 y 2,6 mm. En los núcleos de algunos de estos pseudomorfos aún permanecen los restos de las biotitas primarias. Los clinopiroxenos tienen hábitos idiomorfos-subidiomorfos con tamaños más frecuentes entre 0,6 y 1,9 mm. Los cristales mayores tienen el borde negro por efecto de la oxidación generalizada de la roca, mientras que los menores ya están totalmente transformados a óxido. Como mineral accesorio típico están los prismas pequeños de apatito idiomorfo llenos de inclusiones opacas diminutas, que llegan a tener tamaños de hasta 0,6 mm. Hay también algún opaco primario disperso. La matriz es criptocristalina, de color negruzco, en la que destacan microlitos de plagioclasa de incipiente nucleación.

En la zona media de la isla del Rey, la andesita es muy similar a la anterior, pero presenta una carbonatación secundaria mayor que impregna toda la roca y al clinopiroxeno, del que no hay cristales frescos. También el apatito es más abundante y de mayor tamaño (hasta 1,0 mm).

En la costa norte de la isla del Rey, la andesita sigue siendo similar a las del resto de la isla, ya descritas. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa fresca zonada, la biotita está transformada a un mosaico de óxidos de Fe-Ti y el clinopiroxeno se presenta carbonatizado. La roca presenta algunas microfisuras de carbonatos.

La andesita del afloramiento submarino de La Laja tiene textura porfídica seriada fluidal con matriz cripto-cristalina, habiendo sufrido un intenso proceso de oxidación que ha transformado a la biotita y el anfíbol, casi en su totalidad. La mayoría de los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa algo alterados, con zonado oscilatorio y tamaños más frecuentes entre 0,5 y 1,8 mm. Hay alguno mayor, de 3 mm, de aspecto xenocrystalino con una textura "sieve" que ocupa gran parte de la zona central del cristal. La biotita está en láminas grandes con tamaños más frecuentes entre 0,4 y 2,6 mm (algún cristal es mayor y alcanza los 3,0 mm). Está casi en su totalidad transformada a un mosaico granular de óxidos de Fe-Ti con base plagioclásica. En los cristales mayores aun se conservan zonas puntuales del cristal original sin transformar. Del anfíbol original no queda nada. Se reconoce su presencia por los hábitos exagonales que tienen algunos pseudomorfos de opacos. El clinopiroxeno es prácticamente inexistente o, de existir, debe estar totalmente oxidado. También destacan prismas de apatito de hasta 0,6 mm, con multitud de inclusiones diminutas rojizas. La matriz está compuesta por una masa criptocristalina anubarrada con bandeados de flujo y óxidos secundarios dispersos. La roca está carbonatizada parcialmente en algunos puntos.

Petrografía de los enclaves

Los enclaves que contienen las andesitas de la isla del Congreso son de textura diabásica, y están compuestos por cristales alargados de plagioclasa, y cristales mayores de clinopiroxeno y anfibol marrón, oxidado casi en su totalidad.

En la isla de Isabel II, se presentan enclaves del sustrato no volcánico cuya descripción petrográfica (a continuación) procede del estudio de tres enclaves centimétricos de la cantera del noreste de la isla. Todos los enclaves presentan un mosaico granoblástico de feldespato alcalino (mayoritariamente plagioclasa) con cantidades accesorias de minerales acompañantes, tales como agregados bióticos marrón-rojizo muy recristalizados, opacos idiomorfos de pequeño tamaño dispersos, cristales de alto relieve y alta birrefringencia creciendo a veces simplectíticamente (*epidota?*), posibles circones, prismas alargados de *sillimanita*? y cristales cúbicos algo oxidados de espinelas verdes. De manera intersticial, hay algo de cuarzo entre el mosaico de feldespatos.

En cuanto a la isla del Rey, se han estudiado dos enclaves centimétricos de la costa norte, que tienen cierta similitud composicional con los de la isla de Isabel II. Ambos tienen una textura granoblástica de plagioclasa de grano fino a medio, con frecuentes opacos dispersos alotriomorfos (*secundarios* originados en un proceso de oxidación generalizado?). Como paragénesis acompañante, en uno de los enclaves, hay prismas incoloros alargados (de hasta 3,0 mm), de alto relieve y alta birrefringencia, de un mineral indeterminado (*epidota?*). En el otro enclave hay pseudomorfos de un mosaico granular de óxidos similar al que se encuentra en la roca caja andesítica. Asociado con estos seudomorfos hay un mineral con hábitos ameboideos, de alto relieve y baja birrefringencia (*corindón?*) que crece simplectíticamente. También se encuentran biotitas rojizas de neoformación que están desflecadas y oxidadas en su mayor parte.

4.2.1.3. Andesitas piroxénicas (Pitón de Punta de la Ermita) (3). Unidad calcoalcalina intrusiva. Mioceno

La Unidad calcoalcalina intrusiva de Punta de la Ermita está constituida por un pitón de unos 350 m de diámetro aproximado, que corta la unidad calcoalcalina inferior (1) de la isla del Congreso, suponiéndose debe cortar también la superior (2), aunque ello no se observa dada la erosión existente, tanto a techo del pitón como de dicha unidad. Forma la extremidad más

occidental, también acantilada, de la isla.

Esta unidad, que presenta disyunción columnar vertical, está constituida por una roca andesítica masiva, de tonos grises a rosados, pero de menor tamaño de grano que las andesitas de la Unidad superior (2).

Petrografía

La masa principal ha sido muestreada en el acantilado marino del oeste de la isla. Está compuesta por una andesita anfibólica microporfídica de matriz criptocristalina fluidal alterada por un proceso de ¿silicificación? y carbonatación que rellena vacuolas. Destacan fenocristales de plagioclasa idiomorfos-subidiomorfos con zonado oscilatorio y marcando el flujo, con tamaños de hasta 2 mm. De manera esporádica hay fenocristales de clinopiroxeno fresco y de opacos idiomorfos secundarios, con tamaños de hasta 1,2 mm, que seudomorfizan a anfíboles primarios. La matriz, anubarrada, es criptocristalina muy rica en microlitos incipientes de plagioclasa y opacos diminutos dispersos, de carácter secundario, que enturbian la roca.

La facies de borde de este intrusivo, en la zona de contacto de la ladera este de la isla, tiene la misma composición que la roca masiva descrita. Corresponde a una andesita anfibólica microporfídica, menos alterada que las muestras anteriores ya que el anfibol marrón idiomorfo, aunque oxidado en todos sus bordes, todavía conserva en los cristales mayores sus núcleos frescos. La plagioclasa sigue siendo el fenocristal más abundante. Hay algún fenocristal esporádico de clinopiroxeno fresco y de un seudomorfo de opacos granulares algo alargados formando un mosaico de probables biotitas primarias totalmente oxidadas. La matriz, criptocristalina, es muy rica en microlitos de plagioclasa de incipiente nucleación, que marcan flujo junto a opacos granulares dispersos.

4.2.1.4. Niveles piroclásticos s.l. (de caída, e hidromagmáticos a techo) (5). Parte inferior de la Unidad alcalina. Plioceno probable

Estos materiales se encuentran en la parte más alta de la isla del Congreso, disponiéndose sobre los materiales calcoalcalinos (Unidad superior -2- y Unidad intrusiva de Punta de la Ermita -3-). Aunque el contacto no se observa, debido a estar cubierto por depósitos de ladera, se le supone discordante, por las distintas condiciones de formación que presentan ambos tipos de materiales en el mismo.

Estos materiales forman la parte baja de un apilamiento tabular, subhorizontal y ligeramente inclinado al este, de unos de 20-30 m de espesor. El apilamiento está constituido, fundamentalmente, por niveles piroclástico-escoriáceos, rojizos o grises, con una intercalación blanquecina de materiales finos, de 1,5 m de espesor, a techo.

Los niveles piroclástico-escoriáceos, de 0,5-8 m de espesor, están constituidos por fragmentos basálticos vacuolares, de caída, de tamaño decimétrico, que pueden presentarse soldados entre sí o empastados en una matriz rojiza de grano fino.

El nivel blanquecino de materiales finos se presenta, en detalle, constituido por capas de espesor individual decimétrico-centimétrico de tobas hidrovولcánicas amarillentas, blanquecinas y grises. Por sus características, podría tratarse de un nivel de origen hidromagmático, lo cual plantea un nivel del mar más alto que el actual en la época de su depósito (Plioceno).

Petrografía

Los niveles piroclástico-escoriáceos presentan características petrográficas similares a los que se describen en el siguiente apartado.

Las tobas hidrovolcánicas son niveles muy compactos, con fragmentos basálticos vacuolares, de tamaño decimétrico, que pueden presentarse soldados entre sí o empastados en una matriz amarillo, gris o rojiza de grano fino. Petrográficamente, destacan dos tipos de fragmentos incluidos en una pasta marronácea de tipo palagonítico en la que hay cristales aislados de plagioclasa y clinopiroxeno. En los niveles grisáceos y más blanquecinos, unos fragmentos son negros afaníticos de composición probablemente basáltica, con algún fenocristal de plagioclasa, y otros son esquirlas vítreas muy vesiculares, marrón amarillentas, en las que solo hay incipientes acículas de plagioclasa en proceso de nucleación y una ausencia total de opacos primarios. En los niveles ocres de estas tobas, solo hay esquirlas de vidrio craqueladas amarillentas, muy vesiculares (similares a las que se encuentran en los niveles grisáceos), en las que únicamente hay acículas de plagioclasa en incipiente nucleación. La pasta es toda criptocristalina de color amarillo-anaranjado de tipo palagonita y en ella destaca solo un cristal idiomorfo de alto relieve y birrefringencia extrema (¿zircón?), con tamaños entre 0,15 y 0,37 mm.

4.2.1.5. Coladas basálticas con intercalaciones piroclásticas (6). Parte superior de la Unidad alcalina. Plioceno probable

Estos materiales suceden concordantemente a los anteriores, formando la parte superior del apilamiento alcalino de la isla del Congreso. Presentan unos 10-15 m de espesor mínimo, ya que su techo está erosionado.

Está constituido por coladas basálticas, característicamente vacuolares, de hasta 5-6 m de espesor individual. Las vacuolas presentan disposición alargada en el sentido del flujo (y, pues, paralela a los límites de la colada), pudiendo estar llenas de calcita.

Los niveles piroclásticos se encuentran, preferentemente, a techo de las coladas, en la parte superior del apilamiento.

Petrografía de las coladas

Desde el punto de vista petrográfico, los materiales de estas coladas son basaltos olivínicos microporfídicos y microcristalinos, vesiculares y fluidales. Destacan fenocristales prismáticos de plagioclasa con tamaños más habituales entre 0,7-1,1 mm y, en menor proporción, fenocristales de clinopiroxeno fresco. Los olivinos son abundantes, con tamaños menores que el resto de fenocristales, y están totalmente iddingsitizados. La matriz es rica en prismas de plagioclasa marcando el flujo, cristalitos de clinopiroxeno y opacos primarios granulares dispersos. Algunas vesículas están llenas parcialmente de carbonato.

Petrografía de los niveles piroclásticos

Los niveles piroclásticos son lapillis basálticos compactos, en una matriz rojiza afanítica. Los fragmentos rocosos tienen forma subredondeada y textura muy vesicular, con tamaños entre 0,7 y 3 mm. Son de composición basáltica y textura negra afanítica, en la que destacan microfenocristales de plagioclasa y, esporádicos, de clinopiroxeno. En la pasta afanítica rojiza que envuelve a los fragmentos, hay cristales sueltos de plagioclasa y clinopiroxeno.

4.2.1.6. Diques basálticos (4) de la Unidad alcalina. Plioceno probable

El apilamiento de materiales alcalinos (5 y 6) es cortado por un dique basáltico subvertical, de dirección norteada y varios metros de espesor, que forma la parte apical de la isla del Congreso. La roca es gris oscuro, de grano fino, lajeada en el contacto y no vacuolar.

Además del mencionado dique apical, hay en la isla del Congreso, diques basálticos de color negro o verde oscuro, subverticales y de 0,5-1 m de espesor. Cortan los materiales calcoalcalinos (1, 2 y 3) y se supone son, en parte, los conductos de alimentación de las coladas y niveles piroclástico-escoriáceos del apilamiento alcalino (5 y 6). Sus direcciones varían entre N 30° y N 80° E. Pueden observarse en diversos puntos de la isla, tales como Las Cuevas, Las Cuevas de Lara y, más accesible, en la ladera oriental de Playa Larga.

Petrografía

Todos estos diques son de igual composición: basaltos olivínicos.

El dique apical de la isla, que constituye la cumbre de la misma y que está cortando todo el apilamiento de materiales, es un basalto olivínico con textura porfídica microcristalina fluidal. Los fenocristales son de plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa muy fresca con tamaños de hasta 3 mm. De manera esporádica hay algún fenocristal de clinopiroxeno y olivino (iddingsitizado). La matriz es rica en microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivinos iddingsitzados y opacos granulares dispersos. Es un dique con una composición similar a la de las coladas vacuolares basálticas que atraviesa.

El dique de la parte oriental de Playa Larga es un basalto olivínico microporfídico, vesicular, con matriz negruzca afanítica. Destacan pequeños fenocristales de plagioclasa esquelética (alguno de tamaño mayor) y clinopiroxenos esporádicos. Son frecuentes los cristales menores de olivino iddingsitzado. El dique tiene un microenclave de una roca andesítica muy oxidada en la que solo se reconocen plagioclásas. Los ferromagnesianos (supuestas biotitas y anfíboles) están totalmente sustituidos por un mosaico granular de óxidos de Fe-Ti.

El dique que aflora en el acantilado del este (Cuevas de Lara) es un basalto olivínico microporfídico fluidal. Tiene una textura más cristalina que el dique de Playa Larga. Como fenocristales, tiene plagioclasa idiomorfa-subidiomorfa fresca y, con menor tamaño pero en cantidades apreciables, olivino totalmente transformado a un compuesto amarillo-anaranjado. Hay algún cristal esporádico de clinopiroxeno fresco. La matriz es marronácea y en ella destacan opacos granulares dispersos primarios y microlitos de plagioclasa.

4.2.2. Los Depósitos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios (formaciones superficiales) corresponden a los materiales ligados a las laderas altas, más suaves y menos tendidas, de las islas, a los resultantes de la destrucción acantilada de las mismas, y a los derivados de la intervención de hombre. Esta clasificación y la relación de las formaciones superficiales con el relieve de las islas y su evolución, se desarrollarán más detalladamente en el capítulo de Geomorfología. A continuación, se describen los distintos tipos de depósitos, diferenciados cartográficamente en el Mapa Geológico.

4.2.2.1. Limos y arcillas pardas con gasterópodos, cantes y costras calcáreas minoritarias (Depósitos de ladera); arenas (Depósitos eólicos) (7). Pleistoceno

Esta unidad cartográfica 7 comprende dos tipos litológicos de origen distinto pero indiferenciables a la escala 1/25.000. Un primer tipo corresponde a depósitos de ladera (limos y arcillas pardas, con gasterópodos, cantes, y costras calcáreas generalmente esporádicas o minoritarias). Otro corresponde a Arenas eólicas.

Los Depósitos de ladera

Los depósitos de ladera alcanzan su mayor extensión en la isla del Congreso, conformando gran parte de su superficie. En las islas de Isabel II y Rey forman niveles alternantes con otras formaciones superficiales (arenas eólicas y costras carbonatadas) y, especialmente en esta última, se disponen sobre un sustrato volcánico calichificado (encostrado).

Están constituidos por limos y arcillas pardas, con gasterópodos continentales ("Helix"), y cantes volcánicos, generalmente de tamaño deci-centimétrico, subangulosos a subredondeados. Todos estos componentes se presentan en proporciones variables. Son depósitos de color característicamente marrón, sobre todo cuando la matriz limo-arcillosa domina volumétricamente, y son más grises cuando ésta es escasa.

En algunas zonas, la matriz limo-arcillosa es muy minoritaria, lo que define depósitos clasto-soportados, en los que los gasterópodos, cuando los hay, pueden presentarse rotos. En determinados lugares (como, por ejemplo, en algunos puntos del borde oriental de Congreso), estos depósitos clasto-soportados pueden formar pequeñas sucesiones de hasta 4 m de espesor, cuya estratificación se marca por la variación del tamaño de cantes, y la proporción de matriz limo-arcillosa y de gasterópodos.

En otros puntos, la proporción de cantes es exigua o casi nula, pudiendo ser preponderante la de gasterópodos, enteros, no rotos. Los limos y arcillas suelen presentar, entonces, laminado original del depósito y rasgos edáficos (con marcas verticales de raíces y estructura prismática vertical). No cabe descartar que, en estos casos, una parte de la matriz limosa sea de origen eólico.

Estos depósitos de ladera pueden presentarse afectados por calichificación (costas en enrejado), sobre todo en los lugares en los que la pendiente es menor. Por otro lado, hay que señalar que las costras más importantes de esta (unidad 7) se describen, por afinidad petrográfica, en el apartado siguiente.

Las arenas eólicas

Las arenas eólicas solo se presentan en las islas del Rey y de Isabel II, formando capas entre otras formaciones superficiales (depósitos de ladera y costras carbonatadas) de las laderas altas y/o suaves de las islas.

En la isla del Rey forman un tramo, de unos 3 m de espesor, de arenas medias-finas, amarillentas, bastante homogéneas y con abundantes restos fósiles de gasterópodos continentales. Se localiza en la parte alta de la sucesión cuaternaria (unidad 7) existente en la parte central de la isla.

En la isla de Isabel II, el tramo de arenas eólicas es menos potente, de unos 0,5 m de espesor. Se encuentra en la parte superior de la sucesión cuaternaria (unidad 7) que se presenta junto al puerto.

Para el tramo arenoso de la isla del Rey, existe una datación de edad absoluta (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1999), realizada mediante aminoácidos e isótopos de carbono, en conchas de gasterópodos. La edad obtenida es superior a 40 Ka BP.

Petrografía y mineralogía de las arenas eólicas

El estudio microscópico realizado sobre arenas eólicas de la isla del Rey indica que son de naturaleza organógena, siendo la mayoría de los granos (85%) de microorganismos carbonatados o de fragmentos de conchas. Los granos tienen formas subredondeadas, salvo los de fragmentos de conchas que son alargados y curvos. Los granos de naturaleza no organógena son mayoritariamente de cuarzo (10%), subredondeado y de tamaño homogéneo, con una extinción ondulante moderada, aunque en algunos granos aislados la extinción es intensa y, en otros, se llega a la recristalización. En cantidades accesorias, hay granos de plagioclasa maclada y fresca, con formas subredondeadas y tamaños similares a los del cuarzo. También, de manera esporádica, se encuentran pequeños fragmentos subangulosos de andesitas, similares a las de la isla, con tamaños algo mayores que la media del resto de granos; en ellos se observan los fenocristales frescos de plagioclasa y clinopiroxeno, dentro de una matriz criptocristalina.

La fracción pesada esta representada exclusivamente por granos subredondeados de clinopiroxeno y ¿epidota?. Hay que destacar que no existen minerales opacos.

Según la composición descrita se deduce que la mineralogía de estos niveles arenosos procede, en parte, de las andesitas que constituyen los afloramientos de la isla, y, en el caso del cuarzo, tal vez procedan de la zona litoral continental.

4.2.2.2. Costras calcáreas (8). Pleistoceno

También se presentan asociadas a las laderas de las partes altas de las islas, sobre todo en las de Rey e Isabel II. Las costras calcáreas representadas en esta unidad 8 conforman niveles únicos (es decir, no intercalados en otras litologías cuaternarias), de mayor espesor y de extensión cartografiable. No obstante esta aclaración, en este apartado se describen todos los niveles de costra más importantes de las islas.

En la isla del Rey es donde alcanzan más desarrollo, habiendo dos niveles importantes. El nivel inferior se presenta intercalado en la sucesión cuaternaria de depósitos de ladera y arenas eólicas (unidad 7), de la parte central de la isla y, por ello, no ha sido diferenciado cartográficamente. El nivel superior corona y rebasa la mencionada sucesión y recubre gran parte de la superficie insular, habiendo sido representado cartográficamente (unidad 8).

El nivel inferior es una costra laminar caliza, con algunos cantos andesíticos dispersos, de 5-10 cm. de tamaño, subredondeados a subangulosos, más abundantes a techo. Hacia muro, la costra presenta un aspecto pulverulento, mientras que a techo adquiere una estructura acintada (bandeado muy fino), siendo su espesor total, de unos 70 cm.

El nivel superior (unidad 8) tiene unos 0,5-1 m de espesor, y características similares al nivel

inferior. Su evolución lateral, ladera abajo y en la parte central de la isla, presenta una disposición de crecimiento progradante, con láminas sigmoidales.

Existen dataciones de edades absolutas de ambas costras y de la calichificación del sustrato volcánico (RODRÍGUEZ VIDAL *et al.*, 1999). Para la inferior, una datación mediante isótopos de uranio indica una edad de $86,2 \pm 1$ Ka BP. Para la superior, una datación mediante isótopos de carbono indica $20,3 \pm 0,3$ Ka BP. Para la calichificación del sustrato volcánico, una datación mediante isótopos de uranio indica una edad poco acorde con las citadas: $22,4 \pm 1,8$ Ka BP.

En la isla de Isabel II se presenta una situación similar a la descrita en la isla del Rey, con un nivel de costra principal y cartografiable (unidad 8), generalmente desarrollado directamente sobre el sustrato volcánico. Sin embargo, en un pequeño corte junto al puerto, se observa que este nivel recubre una sucesión cuaternaria (unidad 7, no representable), con depósitos limosos y algunos niveles de costra intercalados.

Petrografía de las costras

Se realizó un estudio microscópico de muestras de las partes alta y baja del nivel superior de costra de la isla del Rey, corroborando que ambas partes son, petrográficamente, muy similares. Están compuestas por una roca carbonatada micrítica de textura oolítica-pisolítica difusa, sin ningún tipo de laminación, que incorporan granos minerales subangulosos en una proporción aproximada del 15%.

La mayoría de los granos son de cuarzo, con una ligera extinción ondulante, siendo alguno policristalino. El resto de los granos son de plagioclasa fresca maclada, con algún cristal de mayor tamaño que la media, y clinopiroxeno muy escaso. También hay pequeños fragmentos de andesitas, similares a las de la isla, y fragmentos bioclásticos de conchas, algunos con formas alargadas.

La parte alta del nivel de costra tiene algo más de cristales que la parte baja.

4.2.2.3. Cantos, arenas, limos (9). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno

Los coluviones cartografiados se presentan sólo en la isla del Congreso, que es la que tiene un mayor relieve. Están constituidos por cantos y bloques andesíticos, subangulosos, con una escasa matriz limo-arenosa resultante de disgregación de materiales volcánicos.

En un caso, se localizan por debajo de la ladera alta de la isla, constituyendo el pie de pendientes elevadas, casi acantiladas, junto a la playa más importante de la misma (Playa Larga, en el sur). En otras ocasiones, conforman acumulaciones por encima de los acantilados, como ocurre junto a la Punta de la Ermita, en el oeste de la isla.

4.2.2.4. Bloques (10). Canchales de desprendimientos. Pleistoceno-Holoceno

Como los coluviones, se presentan sólo en la isla del Congreso, la de mayor relieve.

El depósito más notable se encuentra en la parte occidental de la isla, a nivel del mar, donde consiste en una acumulación cónica de 150 x 80 m de extensión y 45 m de altura máxima, en su parte visible, emergida, de bloques métricos o mayores, sin matriz. El depósito es fruto de la acumulación de bloques desprendidos de la pared del acantilado, de unos 115 m de

altura, y quizá también de derrumbes masivos del mismo.

4.2.2.5. Gravas, arenas (11). Playas. Holoceno

Las playas son escasas y de fuerte pendiente, como cabe esperar de unas islas cuyo perímetro es generalizadamente acantilado. Están constituidas por gravas redondeadas (a veces, de tamaño bloque) y arenas, éstas muy minoritarias o ausentes.

En su mayor parte, las gravas proceden del retrabajamiento de bloques desprendidos o de coluviones. Es ésta la razón por la cual, de las tres Chafarinas, la isla del Congreso es la que más playas posee (ya que, al ser la de mayor relieve, es la que más bloques y coluviones tiene, listos para su suministro a las playas). Las playas de la isla del Congreso tienen longitudes máximas de 250-100 m y anchuras de 20-10 m (Playas Larga y de la Sangre, respectivamente, al sur y noroeste de la isla).

Las islas de Isabel II y Rey sólo tienen una pequeña playa cada una (no representables a escala 1/25.000), de 20-40 m de longitud, y 10-20 m de anchura. Dada su localización, inmediatamente al sur de los restos del dique que unía ambas islas, sus gravas pueden provenir de dichos restos.

4.2.2.6. Bloques, hormigones y arenas (12). Depósitos antrópicos. Holoceno

Los depósitos antrópicos son, proporcionalmente, abundantes, sobre todo si se tiene en cuenta la exigüedad del territorio.

Como es lógico, es en la isla de Isabel II, la única con ocupación humana permanente, donde son más importantes. Los depósitos cartografiados corresponden al muelle, dique y escoleras relacionados con el puerto y sus anejos (con 350 m de longitud y 15-25 de anchura).

4.3. TECTÓNICA

4.3.1. Estructura de la isla del Congreso

La isla del Congreso se presenta constituida por un apilamiento de materiales volcánicos, y por una unidad intrusiva (intrusivo de Punta de la Ermita). El apilamiento ocupa todo el centro y este de la isla, y el intrusivo la parte oeste. Hay que indicar que Congreso es la única de las tres Chafarinas que presenta restos de un apilamiento de materiales volcánicos.

El apilamiento está constituido por los diversos materiales volcánicos emitidos sucesivamente, y que, de abajo a arriba son:

- Unidad inferior del Episodio Calcoalcalino.
- Unidad superior del Episodio Calcoalcalino.
- Materiales del episodio alcalino (cuyos componentes se disponen, asimismo, apilados).

La unidad intrusiva de Punta de la Ermita, calcoalcalina, corta a las dos primeras unidades. Los materiales del episodio alcalino se disponen discordantemente sobre los calcoalcalinos.

El apilamiento mencionado se presenta ligeramente inclinado hacia el ESE, lo que indica que sus centros de emisión más importantes estaban localizados, sobre todo, al oeste de la actual

isla. Ello está corroborado por la presencia de la unidad intrusiva de Punta de la Ermita, precisamente en la parte occidental de la misma.

El apilamiento volcánico y la unidad intrusiva de Punta de la Ermita se presentan atravesados por diques, y afectados por fracturas.

Los diques, aunque no muy frecuentes, son basálticos, subverticales, de espesor métrico y de naturaleza alcalina. En su mayor parte, cuando cortan los materiales calcoalcalinos, estos diques muestran direcciones variables entre N 30° y N 80° E. El único dique que se conoce cortando el episodio alcalino es algo más potente y tiene dirección norteada.

Las fracturas reconocidas presentan pautas semejantes a las de los diques, reconociéndose tres sistemas de fracturación predominantes, generalmente de tipo distensivo, y con saltos de magnitud métrica:

- NNO-SSE, con inclinación 50°-75° al oeste, observable en la costa oriental de la isla (Cuevas de Lara) y en la parte norte de la misma. Posiblemente, esta fracturación ha influido en el modelado acantilado de la costa oriental de la isla.
- ENE-OSO, probablemente con labio hundido norte. Se observan fracturas de esta orientación en la parte oriental de Playa Larga y en algunos puntos de la costa oriental.
- NNE-SSO, buzante 70° al oeste, representado por una fractura localizada en la parte noroeste de la isla, al sur de la Playa de la Sangre.

4.3.2. Estructura de la isla de Isabel II

La isla de Isabel II se presenta constituida por un único tipo litológico, calcoalcalino, masivo, con estructuras de flujo magmático y disyunción columnar, características todas ellas indicativas de una estructura intrusiva, domática, para el conjunto de la isla. Discordantemente, sobre la estructura domática, existen restos de una cobertura cuaternaria (constituida por costras calcáreas, depósitos de ladera y arenas eólicas) relativamente plana y ligeramente inclinada (inclinación original, no tectónica) hacia el SE.

Las orientaciones de los planos de flujo varían entre N 20°-30° O e inclinaciones 15°-30° OSO, en la parte oriental de la isla, y orientaciones N-S, subverticales, en la parte occidental de la misma. La disyunción columnar, no muy conspicua, se dispone de forma perpendicular a los planos de flujo. Las orientaciones de estas estructuras parecen indicar que la costa oeste de la isla podría constituir, aproximadamente, el borde de la estructura domática.

Por lo demás, la estructura domática se presenta atravesada por algunas fracturas y venas silíceas. La fractura más notable, probablemente distensiva, se presenta en la costa norte de la isla, con orientación NNE-SSO e inclinación 80° oeste. Las venas silíceas, subverticales y orientadas N 50°-60° E, se presentan, sobre todo, en el extremo noreste insular.

4.3.3. Estructura de la isla del Rey

La isla de Rey también se presenta constituida por un único tipo litológico, del mismo tipo que el de Isabel II y, por tanto, también calcoalcalino y masivo, con estructuras de flujo y de disyunción columnar, indicativas, asimismo, de una estructura domática. Sobre ella, se pre-

sentan restos de una cobertura cuaternaria discordante, inclinada al oeste y suroeste (inclinación original, no tectónica), y constituida por costras calcáreas y, en menor medida, depósitos de ladera y arenas eólicas.

La orientación que presentan los planos de flujo magmático varía progresivamente, disponiéndose de forma paralela a la elongación arqueada que presenta la isla: así, en el norte de la misma se presentan con orientación N 45° E e inclinación 20-25° SE; en el centro, se orientan N-S e inclinan 25°-30° E; finalmente, en el sur insular la orientación puede llegar a N 30° O y la inclinación a 50°-60° ENE. De la misma manera, los planos de la disyunción columnar varían progresivamente entre inclinaciones 65°-70° NO, en el norte de la isla, 60°-65° O en el centro, y 30°-40° SO en el sur. Todos estos datos parecen indicar que el borde de la estructura domática deducible coincide, aproximadamente, con el borde oriental de la isla.

Toda la estructura domática se encuentra atravesada por un sistema de venas silíceas, subverticales, orientadas N 20°-60° E.

4.3.4. Estructura de conjunto del archipiélago

Para las islas de Isabel II y Rey, la similitud litológica y los datos estructurales de flujo magmático parecen indicar que ambas conforman una única estructura domática. Ello estaría de acuerdo con los datos batimétricos, según los cuales, estas islas constituyen una misma unidad morfológica. No se conservan restos (erosionados posteriormente) de las rocas volcánicas encajantes del domo. Las venas silíceas deben ser de origen hidrotermal y, pues, localizadas en la parte interna del domo, razón por la cual sólo se presentan en estas islas.

La isla del Congreso es un resto muy erosionado, sobre todo por el oeste, de un apilamiento volcánico y de una estructura intrusiva (Punta de la Ermita), siendo la segunda unidad apilada (unidad calcoalcalina superior) probablemente contemporánea del domo de Isabel II - Rey.

4.4. GEOMORFOLOGÍA

Desde el punto de vista geomorfológico, las islas están formadas por restos altos de laderas generalmente suaves (relieves antiguos), delimitados y cortados abruptamente por acantilados y/o laderas muy pronunciadas. Las islas constituyen, pues, a manera de cerros testigos de antiguos relieves de mayor extensión que la actual.

4.4.1. Análisis Geomorfológico

Estudio morfoestructural

De las disposiciones estructurales descritas para cada uno de los distintos edificios insulares, sólo tiene un cierto reflejo morfológico la de la isla del Rey, donde su perímetro arqueado, abierto hacia el noreste y que tiene su correspondencia con las orientaciones de flujo magmático, responde a la probable morfología original, más o menos erosionada, de un domo endógeno.

Estudio del modelado

En el modelado que ha dado lugar a la Geomorfología actualmente observable en las islas, conviene distinguir entre:

- El que originó los suaves relieves antiguos, conservados en las partes altas de las islas.
- El que dio lugar a la morfología actual (mayormente acantilada) de las mismas.
- El ligado a la intervención y modificación antrópica

El modelado antiguo

Los suaves y altos relieves antiguos de las islas presentan aún rasgos fisiográficos propios, no destruidos por la erosión, además de estar materializados, o tapizados, por formaciones superficiales características (depósitos de ladera pardo-rojizos con intercalaciones de arenas eólicas, y costras carbonatadas). Como rasgos fisiográficos asociados a estos antiguos relieves, aún se identifican cabeceras de vaguadas, paleovaguadas, puntos culminantes y divisorias hidrográficas originales.

Las cabeceras de vaguadas se reconocen en la ladera oriental de la isla del Congreso y en las partes occidental y suroriental de la de Isabel II. La de Congreso presenta un cierto retoque erosivo actual, materializado por un inicio de incisión por abarrancamiento.

La paleovaguada más notable existe en la parte central de la isla del Rey, donde se presenta dirigida hacia el suroeste, con unos 150 m de ancho y 10 de profundidad, y rellena de costras carbonatadas, depósitos de ladera y depósitos eólicos. Es una paleovaguada de cabecera desconocida, procedente del noreste de la isla y, hoy en día, decapitada por la erosión acantilada de la costa nororiental de la misma.

Los puntos culminantes y las divisorias hidrográficas originales, sólo se reconocen en la isla del Congreso, constituyendo la parte somital de la misma y su prolongación hacia el norte, donde está parcialmente interrumpida por el acantilado occidental de la isla. En las islas de Isabel II y de Rey, sus puntos culminantes se encontraban al noreste de las mismas.

Como formas geomorfológicas propias de estos antiguos relieves, se han marcado en el Mapa Geomorfológico, las siguientes:

- Formas estructurales: Trazas de capas (de coladas, o niveles piroclásticos, en este caso), con indicación de inclinación (1, en el Mapa Geomorfológico). Solo se aprecian en la parte somital de la isla del Congreso, donde la naturaleza muy estratificada y contrastada litológicamente, de los materiales alcalinos, resalta su carácter apilado.
- Formas de laderas: La superficie, muy regularizada, de los depósitos de ladera de la isla del Congreso (4, en el Mapa Geomorfológico).
- Formas poligénicas: La mencionada divisoria insular (8, en el Mapa Geomorfológico), original y aún conservada, de la isla del Congreso; y las antiguas superficies insulares (9, en el Mapa Geomorfológico), materializadas por alteritas (carbonataciones), cuando no existen costras propiamente dichas.

Son notables el carácter relativamente maduro y el escaso vigor de estos antiguos relieves, como lo testimonia la presencia generalizada de costras carbonatadas y alteritas (carbonataciones sobre el sustrato volcánico), así como la regularización de laderas. Estos relieves (cuyos correlativos deben encontrarse en la zona costera norteafricana) deben haberse originado en relación con un nivel de base bastante más lejano (y, por tanto, más bajo) que el definido por el perímetro insular actual. Es, por tanto, posible que correspondan a una época durante la

cual, las islas debían estar unidas entre sí y podrían haber estado unidas al continente.

La fase de elaboración de estos relieves debe haber tenido lugar hace al menos, 86.000-20.000 años, según las dataciones absolutas obtenidas en algunas de sus formaciones superficiales características (véase el Apartado 4.2.2).

El modelado actual, acantilado

La erosión marina actúa sobre el litoral de las islas, generando acantilados (o laderas muy pendientes, como variante de los mismos) y formas asociadas, cuya evolución por retroceso conlleva una reducción de los perímetros insulares y la creación de una rasa litoral. Asimismo, genera depósitos o formaciones superficiales propias (canchales de desprendimiento, coluviones y playas, localizados, sobre todo, en la isla del Congreso, la de mayor relieve), efímeras en términos de tiempo geológico, ya que la dinámica marina tiende a redistribuirlas y, finalmente, a eliminarlas.

Como formas geomorfológicas propias de este modelado, en el Mapa Geomorfológico se han identificado las siguientes:

- Formas de laderas: Corresponden a las formas definidas por los canchales de desprendimientos y coluviones (2 y 3, respectivamente, en el Mapa Geomorfológico).
- Formas fluviales: Se identifican incisiones de barrancos, así como crestas (divisorias) entre los mismos (5 y 6, en el Mapa Geomorfológico), en algunas laderas muy pendientes de la isla del Congreso, tales como las de Playa Larga y las que se encuentran sobre el intrusivo de La Ermita, en la parte oeste de la isla, y encima del acantilado.
- Formas poligénicas: Como tales, sólo se han reconocido escarpes poligénicos (7, en el Mapa Geomorfológico). Los escarpes poligénicos sustituyen y relevan a los escarpes de acantilados, en aquellas zonas donde, en vez de acantilados, existen laderas muy pendientes. Como su nombre indica, su origen es, o puede ser, múltiple: desprendimientos, erosión pluvial, etc.
- Formas litorales: Se han identificado escarpes de acantilado, rasa litoral y las formas correspondientes a las playas (10, 12 y 13, en el Mapa Geomorfológico, respectivamente), en todas las islas, pero sobre todo en Congreso.

Además, en el norte de la isla del Congreso, existe una forma peculiar: un "bufadero", denominado "El Embudo" (11, en el Mapa Geomorfológico) en la geografía local de las islas. "El Embudo" se ha generado por el socavamiento litoral por el oleaje, y a favor de una fractura NO-SE, actuando sobre materiales con distinta resistencia a la erosión, buzantes hacia el interior de la isla. El socavamiento, al actuar sobre los materiales duros, se concentra en la fractura y va creando a manera de un pequeño túnel a favor de la misma, que progresiva hasta contactar con la base de los materiales blandos. Después, la menor resistencia y cohesión de los materiales blandos produce inestabilidad y colapsos del techo del túnel, que terminan por contactar con la superficie, generándose a partir de ese momento una cavidad irregular en la ladera suprayacente. La evolución de esta cavidad tiende rápidamente a buscar la estabilidad o equilibrio de sus laderas, lo que se va consiguiendo mediante desprendimientos y deslizamientos, cuyos materiales siguen siendo evacuados por el oleaje que penetra por el interior del túnel.

El modelado antrópico

El modelado antrópico es, a veces, muy importante, dada la exigüedad del territorio insular. Es fundamental en la isla de Isabel II, dado que es la única que ha estado habitada de forma permanente.

Como formas antrópicas se han diferenciado la superficie fuertemente remodelada por el hombre (14, en el mapa Geomorfológico), los escarpes artificiales en general (15), relacionados con remodelaciones constructivas, y los de cantera (16), en todos los casos, en la isla de Isabel II.

Formaciones superficiales

Las formaciones superficiales (o depósitos) generadas por el modelado, pueden ser agrupadas, al igual que éste en:

- Formaciones superficiales, asociadas al modelado de los relieves antiguos.
- Formaciones superficiales, relacionadas con el modelado reciente-actual de acantilado.
- Formaciones superficiales, derivadas de la actividad antrópica.

En lo que sigue, se describirán estas formaciones en sus aspectos de relación con el relieve. Para datos adicionales sobre litología, espesor, etc., consúltese el correspondiente apartado de Estratigrafía (4.2.2. Los depósitos cuaternarios).

Asociadas a los relieves antiguos

Se han diferenciado depósitos de ladera y arenas eólicas, por un lado (a, en el Mapa Geomorfológico), y costras carbonatadas (d) por otro.

Los depósitos de ladera son de tonos pardo-rojizos, con abundantes restos de gasterópodos continentales ("Helix"), y con proporción variable de fragmentos de rocas volcánicas. Son más importantes en las laderas de mayor pendiente, tales como la oriental de la isla del Congreso.

Los depósitos de arenas eólicas son de tonos blanco-amarillento y espesor métrico. Existen en la parte central de la isla del Rey, y en el extremo meridional de la de Isabel II (junto al puerto), intercalándose entre dos niveles de costras carbonatadas.

Las costras carbonatadas o caliches son más importantes en la isla del Rey y, en menor medida, en la de Isabel II, siendo prácticamente inexistentes en la del Congreso.

Del modelado de acantilado

El modelado de acantilado genera canchales de desprendimientos, coluviones y playas.

Los canchales de desprendimientos (b, en el Mapa Geomorfológico) se presentan en el litoral occidental de la isla del Congreso. Se han generado al pie de paredes verticales de acantilado, labradas en rocas homogéneas, tales como las del intrusivo de La Ermita, cuya disyunción columnar y diaclasado favorecen tanto la verticalidad de la pared, como la individualización y caída (probablemente, masiva a veces) de grandes bloques. Dado que el fenómeno de

caída es más rápido que la redistribución y erosión litoral de los bloques, éstos se han ido acumulando, formando un cono de más de 40 m. de altura.

Los coluviones (c, en el Mapa Geomorfológico) se presentan en laderas muy pendientes, sobre todo al sur de la isla del Congreso (en la ladera vertiente a Playa Larga). Se forman en una zona donde la heterogeneidad litológica de los materiales (generalmente brechoides, clásticos) determina, por un lado, la generación de laderas no verticales (no acantiladas) y, por otro, sirve de suministro al propio material coluvial, heterométrico.

Las playas (e, en el Mapa Geomorfológico) son generalmente de gravas y bloques. Se han diferenciado en la isla del Congreso. Sus materiales provienen fundamentalmente de depósitos coluviales que, tras ser retrabajados y redistribuidos por la erosión y dinámica litorales, tienden a acumularse en las partes más cóncavas y protegidas de la costa.

Antrópicas

Las formaciones superficiales antrópicas son, típicamente, las escolleras y muelles portuarios, así como algunas construcciones, de las islas de Isabel II y Rey. Estas formaciones (f, en el Mapa Geomorfológico) están constituidas por bloques, hormigones y arenas.

4.4.2. Evolución Dinámica

La fase erosiva más antigua reconocible en las islas es la correspondiente a los relieves antiguos de la parte alta, más suave, de las mismas, labrados en las rocas volcánicas que les constituyen. La datación de algunas formaciones superficiales asociadas a dichos relieves, indican una edad de 86.000-20.000 años para su fase final de elaboración. Por sus características de relativamente débiles pendientes, y por la importancia de las costras carbonatadas asociadas, es posible que estos relieves se hayan generado en relación con un nivel de base marino más bajo que el actual, habiendo seguramente en esta época una conexión física de las islas entre sí, y posiblemente también con la costa norteafricana.

La posibilidad de que, en el pasado, las Chafarinas formaran un cabo unido al continente africano, fue ya planteada geológicamente por VALLE DE LERSUNDI (1927), quien ofrece además unos posibles mecanismos de desconexión. Desde el punto de vista geológico y fisiográfico, hay datos que abundan en dicha posibilidad de conexión, siendo los más importantes los siguientes:

- La existencia de bajos fondos (con profundidades de sólo 8-15 m) entre las islas y la costa norteafricana.
- La propia existencia del cabo de Agua frente a las islas, como promontorio de la costa apuntando a las mismas.
- La línea cóncava de la costa, a ambos lados del cabo, lo que sugiere que es una costa afectada por procesos de hundimiento o de retroceso por erosión litoral.
- Los fenómenos de retroceso costero que se observan en la costa norteafricana, particularmente al oeste del cabo.

Si la conexión existió, la desconexión pudo deberse a la elevación del nivel de base marino durante la transgresión cuaternaria, flandriense o anterior. A este respecto, hay que indicar que el litoral comprendido entre Melilla y más al este, al menos, de la desembocadura del Muluya, es considerado como subsidente durante el Cuaternario por el GRUPO DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977).

La reconstrucción morfométrica de los relieves antiguos de las islas indica ya la existencia de tres edificios correspondientes a las actuales tres islas, pero algo más extensos, sobre todo hacia el oeste de Congreso y el este de Rey.

La reducción de extensión insular que se observa actualmente, ha sido debida a la dinámica litoral, que genera acantilados en progresivo retroceso.

4.4.3. Morfodinámica actual-subactual y tendencias futuras

Así pues, el proceso erosivo dominante hoy en día en las islas es la erosión lateral marina que, mediante la creación y retroceso de acantilados (y, consecuentemente, el desplome de los mismos), reduce progresivamente los perímetros insulares, y forma una pequeña rasa litoral alrededor de las islas. La erosión por escorrentía superficial es importante sólo cuando se presenta en relación con la evolución de los acantilados, siendo casi insignificante en los relieves antiguos.

La acción erosiva de la dinámica litoral es muy importante en las islas, sobre todo en las fachadas norte y noreste de las mismas, abiertas a los temporales de levante. Recuérdese, a este respecto, cómo el dique de unión entre Isabel II y Rey duró tan sólo cuatro años, desde su inauguración hasta su destrucción por un temporal.

La erosión litoral tiende a estrangular la isla del Rey, por su parte central. De hecho, se ha construido un muro artificial en esta zona, para evitar que el oleaje pase de este a oeste de la isla, durante los temporales.

La tendencia de la erosión litoral a la reducción y fragmentación de las islas como tales conducirá, fatalmente, a la eliminación de las mismas, en un futuro geológico lejano, a no ser que, en tanto, se produzcan variaciones negativas del nivel del mar.

4.5. HISTORIA GEOLÓGICA

El relieve inicial de las islas fué generado como consecuencia de apilamientos progresivos de materiales volcánicos (fase de volcanismo activo), encima de los puntos de salida de los mismos: es el proceso de crecimiento volcánico. Pero, como todo relieve terrestre, las islas están sometidas a fenómenos de erosión que reducen progresivamente su tamaño, tanto en altitud como en extensión: es el proceso de desgaste erosivo (tanto más notorio cuando el volcanismo es inactivo) de los relieves anteriormente creados.

A partir de los datos geológicos regionales, de la disposición de los materiales de las islas, y de la morfología que actualmente presentan, puede reconstruirse la historia geológica de las mismas, en la que los procesos de crecimiento volcánico y los de desgaste erosivo, siempre en conflicto, han alternado en el tiempo.

Nacimiento insular y Primera etapa de crecimiento volcánico (calcoalcalino)

Según los datos de edades absolutas para rocas volcánicas semejantes del entorno norteafricano, puede suponerse que el volcanismo que dá lugar a las islas (episodio calcoalcalino) se inicia hace aproximadamente 9-8 millones de años, edad que podrá ser precisada cuando existan dataciones propias de las rocas de las islas.

La etapa de crecimiento volcánico calcoalcalino se verifica mediante la combinación de apilamiento externo de materiales emitidos (unidades calcoalcalinas inferior y superior, de la isla del Congreso) y el emplazamiento poco profundo, a veces en los propios materiales apilados, de masas intrusivas (rocas de las islas de Isabel II y Rey, e intrusivo de Punta de la Ermita, en Congreso). La naturaleza viscosa de los materiales calcoalcalinos tiende a formar estructuras domáticas encima del punto de salida, cuyo colapso genera facies de brechas.

Pueden deducirse, al menos, dos puntos de salida principales del volcanismo calcoalcalino: uno al oeste de Congreso y otro en la zona Isabel II – Rey. Por coalescencia de emisiones, es posible que en esta etapa se llegara a formar un único edificio volcánico, quizá de unos 800-1000 m de altura mínima. Este edificio estaría localizado en las cercanías de la costa, bien constituyendo un promontorio en la zona del continente, o un relieve insular.

Período erosivo post-calcoalcalino

El volcanismo calcoalcalino debió cesar hace unos 7,5 millones de años, deteniéndose a partir de entonces el crecimiento del edificio volcánico, e iniciándose una etapa de desgaste erosivo del mismo.

En el final de esta etapa erosiva (materializada por la discordancia entre materiales calcoalcalinos y alcalinos en la isla del Congreso), el edificio volcánico calcoalcalino presentaría alturas probablemente no superiores a los 100 m, constituyendo, quizá, dos edificios insulares.

Segunda etapa de crecimiento volcánico (alcalino)

Se debió iniciar hace unos 5-3 millones de años, con la reanudación del volcanismo, ahora alcalino (episodio alcalino). La etapa de crecimiento volcánico alcalino se verificó mediante el apilamiento tabular de coladas y niveles piroclásticos, cuyos espesores y características petrológicas indican una naturaleza más fluida que la de los materiales calcoalcalinos.

Para esta etapa de crecimiento se deduce la existencia de un probable único punto de emisión, localizado al oeste de la isla del Congreso. La singularidad del punto y el probable menor volumen de materiales emitidos, debieron dar lugar a un crecimiento focalizado solo en el relieve relacionado con la futura isla del Congreso, que debió alcanzar una altura no mayor de 125-250 m respecto a la que actualmente presenta. Aunque hay que indicar que la presencia del nivel hidromagmático a 125 m de altura sobre el nivel del mar actual puede indicar que el nivel del mar plioceno estaba considerablemente más alto que el actual.

Si, como parece, la etapa de crecimiento alcalino se focalizó sólo en la isla del Congreso, los relieves correspondientes a las futuras islas de Isabel II y Rey, habrían seguido estando sometidos a erosión.

Etapa erosiva post-volcánica

El volcanismo alcalino debió cesar hace unos 2-1 millones de años. Desde entonces se ha generado un proceso de desgaste erosivo (segundo proceso de desgaste, en la historia insular) que conduce a la generación de relieves con pendientes generalmente poco tendidas, labrados tanto sobre el apilamiento calcalino como sobre el alcalino, conservados en las partes altas de las islas. Como se ha indicado antes, estos relieves se debieron generar en una época en la que las islas podrían haber estado unidas entre sí y posiblemente también con la vecina costa norteafricana.

La datación absoluta de algunas formaciones superficiales asociadas a dichos relieves y superficies (véase el Apartado 4.2.2), indican una edad de 86.000-20.000 años para su fase de elaboración.

Etapa erosiva actual

En la actualidad, las islas se encuentran sometidas fundamentalmente a un proceso erosivo "lateral", debido a la dinámica litoral. La acción erosiva de esta dinámica genera acantilados, cuya inestabilidad y colapso posteriores tienden a reducir progresivamente los perímetros insulares. Lógicamente, este proceso erosivo lateral debió comenzar hace mucho tiempo, en las costas orientadas hacia el mar abierto, coexistiendo probablemente con la fase de crecimiento alcalino y/o con la etapa erosiva post-volcánica.

4.6. ASPECTOS DE GEOLOGÍA ECONÓMICA

Minerales y rocas industriales

La principal utilidad de los materiales de las islas, en concreto de las andesitas, ha sido la construcción de edificaciones, esquollerías, muelles, etc., en las mismas. El material empleado en estos menesteres ha provenido, sobre todo, de la cantera existente en la parte noreste de la isla de Isabel II.

Hay también referencias acerca de antiguos empleos de las costras calcáreas cuaternarias para la elaboración de cal.

Venas silíceas con óxidos de Fe-Mn, como las que existen en las islas de Rey e Isabel II pero más potentes y con mayor proporción de óxidos, han sido explotadas para manganeso, en regiones geológicamente similares (Cabo de Gata, Almería, por ejemplo).

Hidrogeología

Hay varios factores responsables de la inexistencia de aprovechamientos de aguas subterráneas en las islas, tales como:

- La exigüedad de los territorios insulares.
- El carácter fundamentalmente impermeable de la mayor parte de las rocas (masivas) de las islas de Isabel II y Rey.
- Las necesidades de abastecimiento, limitadas a la isla de Isabel II, la única siempre poblada y/o con una guarnición permanente.
- La existencia de altos acantilados (que deben facilitar un rápido drenaje y pérdida late-

ral de la posible agua subterránea) en otras islas con mayor proporción de rocas volcánicas, quizás más permeables (Congreso).

Al no existir aprovechamientos de aguas, las necesidades de abastecimiento de las islas se resuelven mediante el aprovisionamiento por buques-cisterna.

4.7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Aun siendo las islas Chafarinas un territorio exiguo, sus características volcánicas e insulares le confieren un interés añadido, presentando varios lugares de interés geológico. En lo que sigue, se relacionan dichos lugares en cada isla, siendo unos visitables a pie y otros observables o accesibles desde el mar. El orden en que se presentan a continuación es el mismo que el aconsejable de visita, considerando condiciones de luz, temática y, por supuesto, logística.

Isla de Isabel II

La visita de los cuatro lugares seleccionados puede durar medio día, siendo recomendable realizarla por la mañana.

I-1. Camino perimetral de la isla (parte occidental), hasta el faro: Geomorfología de Congreso y rasa litoral de Isabel II

Desde este lugar se tiene una magnífica observación de las características geomorfológicas de la isla del Congreso, características comunes a las tres islas. Se observan los relieves antiguos (laderas altas), cortados por los acantilados. En Isabel II, y si el día está soleado y el mar claro, se observa la rasa litoral, creada por el retroceso de los acantilados. Por las condiciones de luz, se recomiendan estas observaciones por la mañana, hasta primera hora de la tarde.

I-2. Serie estratigráfica cuaternaria en el corte del puerto

Se observan las alteritas sobre las rocas volcánicas (carbonatación en enrrejillado), algunos niveles de costras calcáreas y depósitos de ladera y, a techo (de más difícil observación directa) un nivel de arenas eólicas. Se pueden observar también las variaciones laterales de estos depósitos, hacia el oeste.

I-3. Andesitas en la antigua cantera del noreste de la isla

Es el mejor punto de la isla para observar las andesitas (volcanismo calcoalcalino) que la constituyen. Se observan estructuras de flujo magmático y algunos enclaves, así como venas sílicas con óxidos de Mn y Fe.

I-4. Junto a la Torre de la Conquista: Geomorfología de la isla del Rey

Desde este lugar, el más alto de la isla de Isabel II, se tiene una estupenda observación de la isla del Rey, y sus características geomorfológicas, siendo perfectamente distinguible la costa que materializa la ladera alta antigua.

Isla del Rey

La visita de los tres lugares seleccionados puede durar medio día, siendo recomendable rea-

lizarla por la tarde y en el orden en que se presentan.

R-1. Serie estratigráfica cuaternaria en la parte centro-norte de la isla

Se observan las alteritas sobre las rocas volcánicas (carbonatación en enrrejillado), dos niveles importantes de costras calcáreas e, intercalados, depósitos pardos de ladera y un nivel de arenas eólicas, con gasterópodos terrestres. Se observa también cómo estos depósitos relleinan una antigua paleovaguada cuya cabecera está decapitada (erosionada) por el acantilado de la costa oriental de la isla.

R-2. Parte centro-meridional de la isla: Vena silícea y erosión litoral

En la costa occidental se observa una importante vena silícea con óxidos de Mn y Fe. Esta vena atraviesa la isla de suroeste a noreste, observándose en la costa oriental cómo la erosión marina se ha concentrado a favor de la zona de debilidad que esta vena representa.

R-3. Extremo septentrional de la isla: Andesitas con estructuras de flujo y disyunción columnar, enclaves y silicificaciones

Es el mejor punto de la isla para estudiar las andesitas que la constituyen. Son observables estructuras de flujo muy notables y constantes, buzantes 30° al sureste, y disyunción columnar perpendicular al flujo. Las andesitas contienen frecuentes enclaves (de rocas profundas, de venas silíceas y de las propias andesitas), y venas silíceas amarillentas, irregulares.

Las estructuras de flujo y disyunción columnar son especialmente notables, vistas desde el mar.

Isla del Congreso

Se han seleccionado siete lugares, varios de los cuales son observables (o accesibles, sin posibilidad de ir por tierra a otro lugar) desde el mar. Su visita puede durar algo más de medio día, siendo recomendable realizarla por la mañana, y en el orden en que los lugares se presentan. Esto implica un desembarco en el pequeño muelle de la isla, para visitar a pie los lugares C-2 a C-5, y observaciones desde el mar, desembarcando a veces en playas, para los demás.

C-1. Dique basáltico alcalino y fractura, en la cala de Cuevas de Lara

Dique basáltico alcalino, subvertical, que aprovecha en parte una fractura inclinada en las brechas andesíticas calcoalcalinas. Se encuentran en la pared de un acantilado y son observables desde el mar, siendo necesario un desembarco en la playa si se pretende una observación directa más cercana. En este caso, hay un cierto peligro de desprendimientos de la parte alta del acantilado.

C-2. Depósitos de ladera en la parte alta del acantilado nororiental de la isla

Se observan más de tres metros de depósitos de ladera, estratificados, con abundantes gasterópodos terrestres.

C-3. El Embudo, en el extremo septentrional de la isla

Si no se puede acceder a pie, hay que efectuar un desembarco en la playa de la Sangre.

C-4. Canchal de desprendimientos, al pie de acantilado, en la costa occidental de la isla

Observación de la morfología del canchal y del gran tamaño de sus bloques, desde la parte alta del acantilado cercano.

C-5. Parte culminante de la isla: Serie tabular alcalina, Geomorfología de la isla de Isabel II, y entorno norteafricano de las islas

Es el único punto del archipiélago donde se puede observar la serie volcánica alcalina, con lavas basálticas vacuolares, niveles piroclásticos y diques. También es observable (aunque con cierto peligro en el acceso) un nivel blanquecino intercalado, de probable origen hidromagmático.

Dado que es el punto más alto del archipiélago, resultan óptimas sus observaciones sobre los rasgos geomorfológicos de la isla de Isabel II y de la costa norteafricana.

C-6. Intrusivo de la Ermita

Desde el mar se observan su carácter masivo y su disyunción columnar vertical.

C-7. Dique basáltico alcalino, en la cala de las Cuevas

Observable desde el mar, sin posibilidad de desembarco. Dique vertical encajante en el intrusivo de Punta Ermita, inmediatamente al sureste de la misma.

5. BIBLIOGRAFÍA

- ADARO, L. Y VALLE, A. DEL (1910). "Nota acerca de la constitución geológica de Guelaya". *Ingeniería*, 119.
- AIT BRAHIM, L. (1986). "Tectonique messinienne et plioquaternaire du piedmont septentrional des Kebdana (Rif oriental, Maroc)". *Réunion sur les Bassins Sédimentaires Marocains, Rabat. Resumés*, 1 p.
- AIT BRAHIM, L. ET CHOTIN, P. (1984). "Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avant-pays rifain (Maroc) au cours du Tertiaire et du Quaternaire". *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 26 (4), 681-691.
- ALONSO, F. M.; CÁCERES, L.M.; CLEMENTE, L.; GARCÍA FERNÁNDEZ, L.V.; MARAÑÓN, T.; OJEDA, F. Y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1998). "Estudio del medio físico y vegetación de las Islas Chafarinas". *Informe inédito*.
- ALSAC, C.; CORNET, G.; DESTOMBES, J. P.; HENTINGER, R. ET LAVIGNE, J. (1969). "Etude géothermique du Maroc oriental". *Rapport B.R.G.M.*, 69, SG 1, 264, GTM., 97 págs.
- ANDRÉ, J.P.; BENMOUSSA, A.; CORNÉE, J.J.; MULLER, J.; SAINT MARTIN, J.P. ET BESEDIK, M. (1993). "Les corps carbonatés bioclastiques progradants du Messinien d'Afrique du Nord". *En: Carbonates Intertropicaux, Réunions Spécialisée de la Société géologique de France. Paris, 3-4, Resumés: 8.*
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTÉ, M. ET MATTAUER, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth and Planetary Sc. Let.*, 12 (2), 191-198.
- ARAÑA, V. AND VEGAS, R. (1974). "Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc". *Tectonophysics*, 24, 197-212.
- ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F. P.; MORLOTTI, E.; RADICATI DI BROZOLO, F.; RIO, D.; TORELLI, L.; BRIGATTI, M. F.; GIULANI, O. AND TIARELLI, G. (1976). "Chronostratigraphy of the Izarorene section in the Melilla basin (Northeastern Morocco)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 95, 1681-1694.
- BALANYÁ, J.C.; AZAÑÓN, J. M.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. AND GARCÍA-DUEÑAS, V. (1993). "Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujárride Complex, western Betics Spain)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, vol. 316, Série II*, 1595-1601.
- BALANYÁ, J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986). "Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta*, vol. 1, 19-21.
- BALANYÁ, J.C. ET GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987). "Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détrit de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris, vol. 304, Série II* (15), 929-932.

- BALANYÁ J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1988). "El Cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif". *II Congreso Geológico de España, Simposium sobre Cinturones Orogénicos*, 35-44.
- BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J. M. AND SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997). "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)". *Tectonics*, vol. 16, 226-238.
- BARATHON, J.J., (1980). "Sédimentation néogène, formes et dépôts quaternaires et néotectoniques du Piémont NE des Kebdana (Maroc du NE)". *Géologie Méditerranéenne*, 7 (4), p 299-306.
- BELLON, H. (1976). "Séries magmatiques néogènes et quaternaires du porteur de la Méditerranée occidentale comparées dans leur cadre géochronométrica; implications géodynamiques". *Thèse Univ. Paris Sud (Orsay)*, 367 p., ronéot.
- BENMOUSSA, A. ; BREBION, P.; LAURIAT-RAGE, A. ET DEMARcq, G. (1988). "Interêt paléobiologique des mollusques messiniens de Melilla (NE de Maroc)". *Revue de Paléobiologie*, 7, 335-358.
- BENMOUSSA, A.; DEMARcq, G. ET LAURIAT-RAGE, A. (1987). "Pectinidés messiniens du bassin de Melilla (N.E. de Maroc)". *Comparaisons interrégionales et interêt paléobiologiques. Revue de Paléobiologie*, 6, 111-129.
- BENMOUSSA, A.; EL HAJJAJI, KH; CORNÉE, J.J.; SAINT MARTIN, J.P. ET MULLER, J. (1994). "Les unités biosédimentaires de la plate-forme carbonatée messinienne de Melilla (NE Maroc)". *En: Interim-Colloquium of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Marseille, Abstracts*, 5.
- BENMOUSSA, A.; EL HAJJAJI, K.; POUYET, S. ET DEMARcq, G. (1989). "Les mégafaunes marines du Messinien de Melilla (Nord-Est Maroc)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 73, 51-60.
- BIJU-DUVAL, B.; DECOURT, J. AND LE PICHON, X. (1977). "From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system". *En: International Symposium on the structural History of the Mediterranean basin* (editado por Biju-Duval, B. y Mondaret, L.). *Editions Technip Paris, Split (Yugoslavia)*, 143-164.
- BRAVO NIETO, A. (1997). "Cartografía histórica de Melilla". *Edición especial V Centenario de Melilla*. 208 págs.
- CACHO, I.; GRIMALT, J. O.; CANALS, M.; SBAFFI, L.; SHACKLETON, N.J.; SCHOENFELD, J. AND ZAHN, R., (2001). "Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes". *Paleoceanography*, 16 (1), 40-52.
- CALDERÓN, S. (1894). "Las Chafarinas". *Anales de la SEHN*. T. 23. pp. 303-316.

- CALVO ALVÁREZ, J.M. (1992). "Problemática de las inundaciones con afecciones urbanas en la cuenca sur". En: *Inundaciones y redes de drenaje urbano: Actas del III Curso de Avenidas. Curso de Avenidas (31: 1992: Barcelona)*. Madrid. Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos (Monografías, 10), 395-409.
- CANDEL VILA, R. (1930). "Notes sur le Néogène de la presqu'île de Tres Forcas (Trois Fourches)". *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger*, 21, 129-131.
- CANDEL VILA, R. (1958). "Sobre un equínido fósil de Melilla". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 50 (21 fascículo), 317.
- CHARLOT, R.; CHOUBERT, G.; FAURE-MURET, A.; HOTTINGER, L.; MARCAIS, J. ET TISSERAND, D. (1967). "Note au sujet de l'âge isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 264 (D), 222-224.
- CHOUBERT, G.; CHARLOT, R.; FAURE-MURET, A.; HOTTINGER, L.; MARCAIS, J.; TISSERAND, D. ET VIDAL, PH. (1968). "Note préliminaire sur le volcanisme messinien-pontien au Maroc". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 266 D, 197-199.
- CHOUBERT, G.; FAURE-MURET, A.; HOTTINGER, L. ET LECOINTRE, G. (1966). "Le Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite mio-pliocène". *Proc. Cong. Int. Neogene Med. 3 se., Berne*, 238-249.
- COMISION DE ESTUDIOS GEOLOGICOS DE MARRUECOS (1948). "Hoja y Memoria Explicativa núm. 6 (7-8), Kelaia (Hidúm y Melilla)".
- CONCHA, S. DE LA (1957). "Yacimientos fosilíferos de la Zona de Soberanía de Melilla". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 48 (41 trimestre), pág. 31.
- CONCHA, S. DE LA (1958). "Informe sobre el alumbramiento de aguas subterráneas en la Zona de Soberanía de Melilla". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 52 (4 trimestre), pág. 17.
- CORNÉE, J.J. ; GUIEU, G.; MULLER, J. ET SAINT MARTIN, J.P. (1994). "Mediterranean Messinian carbonate platforms: some controlling factors". *Géologie Méditerranéenne*, 21 (3-4), 45-48.
- CORNÉE, J.J.; MULLER, J. AND SAINT MARTIN, J.P. (1992). "Organization and dynamics of Messinian pericontinental carbonate platforms. Some examples from North-African Mediterranean margins". En: *Platform Margins International Symposium. Chichiliane, Abstracts*: 33.
- CORNÉE, J.J.; SAINT MARTIN, J.P.; CONESA, G.; ANDRÉ, J.P.; MULLER, J. ET BENMOUSSA, A. (1996). "Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. France*, 167 (4), 495-507.
- COULON, Ch.; MEGARTSI, M.H.; FOURCADE, S.; MAURY, R.C.; BELLON, H.; LOUNI-HACINI, A.; COTTON, J.; COUTELLE, A. AND HERMITTE, D. (2002). "Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff". *Lithos*, 62, pp. 87-110.

- COURME, M.D. ET LAURIAT-RAGE, A. (1998). "Le Miocène supérieur à l'ouest du Gourougou (bassin de Melilla-Nador, Maroc): analyse biostratigraphique de formations sédimentaires associées à du volcanisme acide et paléoenvironment". *Géologie Méditerranéenne*, 25 (2), 75-103.
- CUNNINGHAM, K.J. (1992). "Depositional sequence hierarchy in an upper Miocene carbonate complex, Cap des Trois Fourches, Morocco". *En: Sequence Stratigraphy of European Basins. Dijon, abstracts: 308-309.*
- CUNNINGHAM, K.J.; BENSON, R.H.; RAKIC-EL BIED, K. AND MCKENNA, L.W. (1997). "Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco". *Sedimentary Geology*, 107, 147-165.
- CUNNINGHAM, K.J. AND COLLINS, L.S. (2002). "Controls on facies and sequence stratigraphy of an upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla Basin, NE Morocco". *Sedimentary Geology*, 146, 285-304.
- CUNNINGHAM, K. J.; FARR, M. R. AND RAKIC-EL BIED, K. (1994). "Magnetostratigraphy dating of an Upper Miocene shallow-marine and sedimentary succession in northeastern Morocco". *Earth and Planetary Science Letters*, 127, 77-93.
- DELARUE, Ch. ET BROSSE, R. (1974). "Volcanisme miocène en subduction au Maroc à l'extremité orientale de l'Arc de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279, 971-974.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. ET KORNPROBST, J. (1973). "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. XV (2), 79-105.
- DURAND-DELGA, M. (1980). "La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér., vol. 10*, 203-224.
- EL BAKKALI, S. (1995). "Volcanologie et magmatologie du système de Gourougou (Rif oriental, Maroc)". *Thèse, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrant*, 256 p.
- EL BAKKALI, S.; BOURDIER, J.L. ET GOURGAUD, A. (1998a). "Caractérisation et stratigraphie de dépôts volcanoclastiques marqueurs dans le Miocène supérieur du bassin de Melilla-bas Kert (Rif oriental, Maroc)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327, 93-100.
- EL BAKKALI, S.; GOURGAUD, A.; BOURDIER, J. L.; BELLON, H. AND GUNDOGDU, N. (1998b). "Post-collision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco)". *Magmatic evolution through time. Lithos*, 45, 523-543.
- EL HAJJAJI, K. (1987). "Bryozoaires nouveaux du Messiniien de Melilla (Maroc Nord-oriental)". *Geobios*, 20, 687-694.
- EL HAJJAJI, K. (1988). "Les Bryozoaires messiniens du bassin de Melilla (NE. Maroc) et leur signification biostratigraphique, paléobiogéographique et paléoécologique". *Géologie Méditerranéenne*, 15, 105-121.

- EL KHANCHOUI, A.; CIVIS, J. AND EL MOUMNI, B. (2000). "The foraminiferal assemblages of the moroccan side of the Alboran sea as a record of climatic changes in the upper Pleistocene-Holocene". *En: Revista de la Sociedad Geológica de España. Asociación Europea de Sociedades Geológicas. Reunión de 1999, en Alicante; MAEGS-11; European Palaeogeography and Geodynamics: A Multidisciplinary Approach. SGE, 13 (1), 157-163.*
- EPTISA (1999). "Informe de la investigación sobre el episodio de contaminación por hidrocarburos en dependencias del edificio situado en C/ Álvaro de Bazán 52, de la Ciudad Autónoma de Melilla". *Preparado para el Excmo. Ayuntamiento de Melilla.*
- ESTEBAN, M. (1979). "Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29, 169-188.*
- ESTEBAN, M.; BRAGA, J.C.; MARTIN, J. AND DE SANTISTEBAN, C. (1996). "Western Mediterranean reef complexes". *En: Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts Sediment. Paleont., 5, 227-237.*
- FALLOT, P. (1937). "Essai sur la géologie du Rif septentrional". *Notes et Mem. Serv. geol. Maroc, 40.*
- FALLOT, P. Y MARÍN, A. (1939). "La Cordillera del Rif (Tomos I y II)". *Memorias del I.G.M.E., XLIII.*
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1908). "Datos geológicos acerca de las Posesiones Españolas del Norte de África". *Soc. Española de Hist. Nat., Mem., 5, 259-340.*
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1909). "La península del Cabo de Tres Forcas (Yebel Guork)". *Soc. Española de Hist. Nat., 9, 421-436.*
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1911). "Estudios geológicos en el Rif Oriental". *Soc. Española de Hist. Nat., Mem., 8, 5-60.*
- FRIZON DE LAMOTTE, D. (1985). "La structure du Rif Oriental (Maroc)". *Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Tesis Doctoral. Univ. Pierre et Marie Curie, inédita. 436 pp.*
- FUSTER, J.M., (1956). "La provincia volcánica de La Guelaya (Marruecos español)". *Estudios Geológicos. XII, nº 29-30, 59-94.*
- GARCÍA-DUENAS, V.; BALANYÁ, J.C. AND MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (1992). "Miocene Extensional Detachments in the Outcropping Basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications". *Geo-Marine Letters, 12, 88-95.*
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; BALANYÁ, J.C.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; AZAÑÓN, J.M.; CRESPO, A.; OROZCO, M.; SOTO, J.I.; ALONSO, F.M. AND SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1993). "Kinematics of the miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif chains". *En: Late orogenetic extension in Mountain belts (editado por M. Séranne y J. Malavielle). 219. B.R.G.M., Fr. 76-77.*

- GARCÍA-DUEÑAS, V.; BALANYÁ, J.C. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1995). "El Despegue extensional de Lahsene y los jirones de serpentinitas del anticlinal de Taryat (Melilla, Rif)". *Geogaceta*, 17, 138-139.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; ESTERAS, M.; SANDOVAL, N. Y BAHMED, A. (1990). "Mapa Tectónico del Arco de Gibraltar". *SECEG, Madrid*.
- GAUDANT, J.; BENMOUSSA, A.; CORNÉE, J.J.; EL HAJJAJI, K.; MULLER, J. ET SAINT MARTIN, J.P. (1994). "L'ichthyofaune messinienne du bassin de Melilla-Nador (Nord-Est du Maroc)". *Géologie Méditerranéenne*, 21 (1-2), 25-35.
- GOMEZ GRAS, D. Y PINEDA VELASCO, A. (2003). "Estratigrafía y análisis de facies del Terciario de Melilla". *V Congr. del Grupo Español del Terciario (Granada, 23-25 de Septiembre de 2003)*. *Geotemas*, 5, 103-107.
- GROUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977). "L'Histoire tectonique récent (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran". *Bull. Soc. Geol. France*, 19, 575-614.
- GUILLEMIN, M.; HERNÁNDEZ, J. ET WILDI, W. (1983). "Carte Géologique du Rif, Melilla, escala 1:50.000". *Notes et Mémoires n° 297. Service Géologique du Maroc*.
- GUILLEMIN, M. ET HOUZAY, J.P. (1982). "Le Néogène postnappe et le Quaternaire du Rif nord-oriental (Maroc)". *Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piémont des Kebdana. Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, 314, 7-238.
- GUILLEMIN, M. ET RAMPNOUX, J.P. (1975). "Le Miocène terminal littoral de la mer d'Alboran, du Bas Kert au piémont des Kebdana". *Annales du Centre Univ. De Savoie, Sciences Nat.* 2, 159-175.
- GURRÍA, E. AND MEZCUA, J. (2000). "Seismic tomography of the crust and lithospheric mantle in the Betic Cordillera and Alboran Sea". *Tectonophysics*, 329 (1-4), 99-119.
- HATZFELD, D. (1978). "Etude sismologique et gravimétrique de la structure profonde de l'ouser de Alboran". *Mise en évidence d'un manteau anormal. C.R. Acad. Sc. Paris*, 283 série D, 1021-1024.
- HERNÁNDEZ, J. (1982). "Potassium enrichment by magma mixing and vapor phase vesiculation: an example in the Miocene volcanism of Eastern Morocco". *Bull. Volcanol.*, 45, 385-399.
- HERNÁNDEZ, J. (1983). "Le volcanisme miocène du Rif Oriental (Maroc)". *Thèse Sciences, Paris VI (P. et M. Curie)*, 2 vols., 590 págs.
- HERNANDEZ, J. ET BELLON, H. (1985). "Chronologie K- Ar du volcanisme miocène du Rif Oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques". *Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys.*, 26 (2), 85-94.
- JEANNETTE, A. ET HAMEL, C., (1961). "Presentation géologique et structurale du Rif Nord oriental". *Mines et Géologie*, 14, 7-16.

- LACHKHEM, H. (1982). "Les Échinoïdes du Messinien du bassin de Melilla (Maroc septentrional)". *Étude systématique et paléoécologique. Thèse 3^{ème} Cycle, Orsay*, 204 págs.
- LAURIAT-RAGE, A. AND BENMOUSSA, A. (1990). "Relations between faunas of bivalvia from western and eastern Mediterranean regions during the Neogene. Relations with the Atlantic realm". En: *Global events and Neogene evolution of the Mediterranean: Abstracts. Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Congress (9^{ème}: 1990: Barcelona)*. Sabadell: Institut Paleontològic Dr. M. Crusafont. Diputació de Barcelona, 201.
- LEBLANC, D. AND OLIVIER, PH. (1984). "Role of strike-slip faults in the Betic-rifian orogeny". *Tectonophysics*, 101, 345-355.
- LILLO CARPIO, M. (1995). "Mar Chica o Sebja de Bu-Areg: estudio geomorfológico y paleoambiental de la Laguna de Melilla". *Universidad de Murcia*.
- LIZAUR Y ROLDAN, J. DE (1948). "Mapa geológico. Escala 1:50.000. Memoria explicativa. Hojas 6-7 y 6-8, Kelaia, Hidúm y Melilla". Comisión Est. Geol. Petrol. Marruecos. Madrid.
- LIZAUR Y ROLDAN, J. DE (1948). "Nota sobre unos criaderos de manganeso en el valle del Río de Oro (Melilla)". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 18, 103-106.
- LÓPEZ CASADO, C. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1988). "Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño". *Revista de Geofísica*, 44 (2), 175-198.
- LÓPEZ CASADO, C.; SANZ DE GALDEANO, C.; MOLINA PALACIOS, S. AND HENARES ROMERO, J. (2001). "The structure of the Alboran Sea: an interpretation from seismological and geological data". *Tectonophysics*, 338 (2), 79-95.
- LÓPEZ RUIZ, J. Y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1980). "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Est. Geol.*, 36, 5-63.
- MACHOUR, L.; CORNÉE, J.J.; SAINT MARTIN, J.P.; LEHMAN, P. ET MULLER; J. (1993). "Enregistrement de l'activité séismique dans les sédiments: Exemple des plates-formes carbonatées messiniennes d'Afrique du Nord". *Elogiae Geologicae Helvetiae*, 86, 265-281.
- MARÍN, A. (1917). "Estudio petrográfico de las rocas hipogénicas de Marruecos". *Boletín del Instituto Geológico*, XXXVIII, pág. 275.
- MARÍN, A. (1921). "Estudios relativos a la geología de Marruecos (segunda parte)". *Boletín del Instituto Geológico*, XLII, pág. 1.
- MARÍN, A. (1921). "Nota geológica de las islas Chafarinas". *Boletín del Instituto Geológico de España. T. II, 3^{ème} serie. Pp. 224-241.*
- MARÍN, A. (1927). "Nota acerca de la importancia minera de la zona de Protectorado Español en Marruecos". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XLIX, pág. 287.
- MARÍN, A. (1936). "Investigaciones petrolíferas en Marruecos". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 6, pág. 3.

- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. AND AZAÑÓN, J.M. (1997). "Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain)". *Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system*. *Tectonics*, vol. 16 (2), 205-225.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.I. AND BALANYA, J.C. (1997). "Crustal decoupling and intracrustal flow beneath domal exhumed core complexes, Betics (SE Spain)". *Terra Nova*, 9 (5-6), 223-227.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.I. AND BALANYA, J.C. (2002). "Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain)". *Tectonics*, 21 (3).
- MAURY, R.C.; FOURCADE, S.; COULON, C.; EL AZZOUI, M.; BELLON, H.; COUTELLE, A.; OUABADI, A.; SEMROUD, B.; MEGARTSI, M.; COTTON, J.; BELANTEUR, O.; LOUNI-HACINI, A.; PIQUÉ, A.; CAPDEVILA, R.; HERNANDEZ, J. AND RÉHAULT, J. P. (2000). "Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff". *C.R. Acad. Sc. Paris, série IIa*, 331, 159-173.
- MICHARD, A.; BENYAICH, A.; BOUYBAOUENE, M.L.; CHALOUAN, A.; EL-AZZAB, D.; FEINBERG, H.; GOFFÉ, B.; MONTIGNY, R. AND SADDIQI, O. (1996). "The Rif belt, Morocco: new geological data, and their tectonic implications". En: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. An international workshop, Diciembre 1996* (editado por Institut Français du Pétrole, Cergy-Pontoise. París).
- MINISTERIO DE OBRAS PÚBLICAS, TRANSPORTE Y MEDIO AMBIENTE - DIRECCIÓN GENERAL DEL INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA (1995). "Guía Resumida del Clima en España 1961-1990". MOPTMA, Madrid. 110 págs.
- MOISSETTE, P. ET POUYET, S. (1986). "Bryozoaires cheilostomes nouveaux du Miocène supérieur du bassin d'Alboran (Méditerranée Occidentale)". *Geobios*, 19 (3), 385-391.
- MOREL, J.L. (1980). "Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif oriental, Maroc)". *Thèse 3^{ème} Cycle, Orsay*, 178 págs.
- MUELLER, S.T. AND MARILLIER, F. (1985). "The western mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates". *Tectonophysics*, 118 (1-2), 113-130.
- MÜNCH, P.; ROGER, S.; CORNÉE, J.J.; SAINT MARTIN, J.P.; FÉRAUD, G. ET BENMOUSSA, A. (2001). "Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-oriental, Maroc)". *C.R. Acad. Sc. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332, 569-576.
- OLIVET, J.L.; AUZENDE, J.M. ET BONNIN, J. (1973). "Structure et evolution tectonique du bassin d'Alboran". *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), 15, 108-112.
- PINEDA VELASCO, A. (1985). "Las Zonas Internas y Externas Béticas como partes meridionales de la Placa Ibérica: una nueva interpretación para el área límite atlántico-mediterránea". *Stvd. Geol. Salmant.*, XXI.

- PLATT, J.P.; SOTO, J.I. AND COMAS, M.C. (1996). "Decompression and high temperature-low pressure metamorphism in the exhumed floor of an extensional basin, Alboran Sea, western Mediterranean". *Geology*, 24, 447-450.
- PLATT, J.P. AND VISSERS, R.L.M. (1989). "Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc". *Geology*, 17, 540-543.
- PLATZMAN, E.S.; PLATT, J.P. AND OLIVIER, P. (1993). "Paleomagnetic rotations and faults kinematics in the Rif Arc of Morocco". *J. Geol. Soc. London*, 150, 707-718.
- RACHID, A.; EL HAJAJI, K. ET BENMOUSSA, A. (1997). "Les associations de foraminifères benthiques des séries marno-diatomitiques messiniennes du bassin de Nador-Melilla (Maroc nord oriental)". *Géologie méditerranéenne*, 24 (1-2), 29-49.
- RAMPNOUX, J.P.; ANGELIER, J.; COLETTA, B.; FUDRAL, S.; GUILLEMIN, M. ET PIERRE, G. (1979). "Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional". *Géologie Méditerranéenne*, 5, 439-464.
- RODRÍGUEZ BADIOLA, E. Y LÓPEZ RUIZ, J. (1985). "La región volcánica Mio-Pleistocena del NE de España". *Estudios Geológicos*, 41 (3-4), 105-126.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J.; CÁCERES, L.M.; MARTÍNEZ AGUIRRE, A.; ALCARÁZ, J.M.; BELLOUMINI, G.; ALONSO CHAVES, F.M.; RODRÍGUEZ RAMÍREZ, A. AND CANTANO, A. (2000). "Dataciones isotópicas de carbonatos continentales en el Pleistoceno superior de las Islas Chafarinas (N África, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, Volumen 14 (3-4), pp. 101-108.
- ROGER, S.; MÜNCH, P.; CORNÉE, J.J.; SAINT MARTIN, J.P.; FÉRAUD, G.; PESTREA, S.; CONESA, A. AND BENMOUSSA, A. (2000). " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran sea". *Earth and Planetary Sc. Letters*, 179, 101-113.
- ROUCHY, J.M. (1982). "La génèse des évaporites messiniennes de Méditerranée". *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris (C)*, 50, 267 págs.
- SAINT MARTIN, J. P. (1990). "Les formations récifales coraliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc". *Mem. Mus. Nat. d'Hist. Nat.*, 56, 1-351.
- SAINT MARTIN, J.P. AND CORNÉE, J.J. (1996). "The Messinian reef complex of Melilla, northeastern Rif, Morocco". En: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions* (E.K. Franseen, M. Esteban, W.C. Ward y J.M. Rouchy, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Concepts Sedimentol.*, 5, 227-237.
- SAINT MARTIN, J.P.; CORNÉE, J.J.; CONESA, G.; MULLER J. ET ANDRÉ, J.P. (1994). "Les plates-formes carbonatées messiniennes de Méditerranée occidentale: une revue". En: *Interim-Colloquium of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*. Marseille, Abstracts: 55.
- SAINT MARTIN, J.P.; CORNÉE, J.J.; MULLER, J.; CAMOIN, G.; ANDRÉ, J.P.; ROUCHY, J.M. ET BENMOUSSA, A. (1991). "Contrôles globaux et locaux dans l'édification d'une plate-forme carbonatée messinienne (Bassin de Melilla, maroc): apport de la stratigraphie séquentielle et de l'analyse tectonique". *C.R. Acad. Sc. Paris, II*, 312, 1573-1579.

- SAINTE MARTIN, J.P. ET ROUCHY, J.M. (1986). "Interêt du complexe récifal du Cap des Trois Fourches (Bassin de Nador, Maroc septentrional) pour l'interprétation paléogéographique des événements messiniens en Méditerranée occidentale". *C. R. Acad. Sc. Paris, II*, 302, 957-962.
- SAINTE MARTIN, J.P. ET ROUCHY, J.M. (1990). "Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 83-94.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1949). "Las rocas andesítico-basálticas de la zona de Río de Oro (Melilla)". *Estud. Geol.* 5, 10, 271-302.
- SUTER, G. (1980). "Carte Géologique de la Chaîne Rifaine (escala 1/500.000)". *Carte Géologique du Maroc*, 245a. Service Géologique du Maroc.
- THUROW, J. (1987). "Die kretazischen turbiditserien im Gibraltarbogen: Bindeglied zwischen atlantischer und tethyalen entwicklung". *Tübingen*, 494 págs.
- UDÍAS, A.; MEZCUA, J. Y BUFORN, E. (1990). "Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Magrebí". *Revista de Geofísica*, 46 (2), 171-180.
- VALLE, A. DEL (1917). "Estudios relativos a la geología de Marruecos". *Zona de Melilla. Bol. I.G.M.E.*, 42, 159-242.
- VALLE, A. DEL (1926). "Zona Oriental de Marruecos, Guelaya". *XIV Congres. Geol. Inter, Madrid. Excursión A-I*, 181 254
- VALLE, A. DEL (1927). "Nota acerca de la formación geológica de la región de Cabo de Agua". *Boletín del Instituto Geológico*, XLIX, pág. 321.
- VALLE, A. DEL (1936). "Plan de investigaciones en la Zona Oriental (Marruecos)". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 6, pág. 33.
- VALLE, A. DEL Y FERNANDEZ IRUEGAS, P. (1917). "Estudios relativos a la geología de Marruecos". *Zona de Melilla. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XXXVIII. 171-254.
- VÉLAIN, CH. (1874). "Constitution géologique des îles voisines du littoral de l'Afrique". *Comp. Rend. de l'Acad. Sc. Paris. T. LXVIII*, pp. 70-74.
- WEIJERMARS, R. (1985). "Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profil of the Alboran Diapir (W-Mediterranean)". *Geol. Mijnbouw*, 64 (4), 349-356.
- WEIJERMARS, R. (1988). "Neogene tectonics in the Western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event". *Tectonophysics*, 148 (3-4), 211-219.
- WILDI, W. (1983). "La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène". *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 24 (3), 201-297.