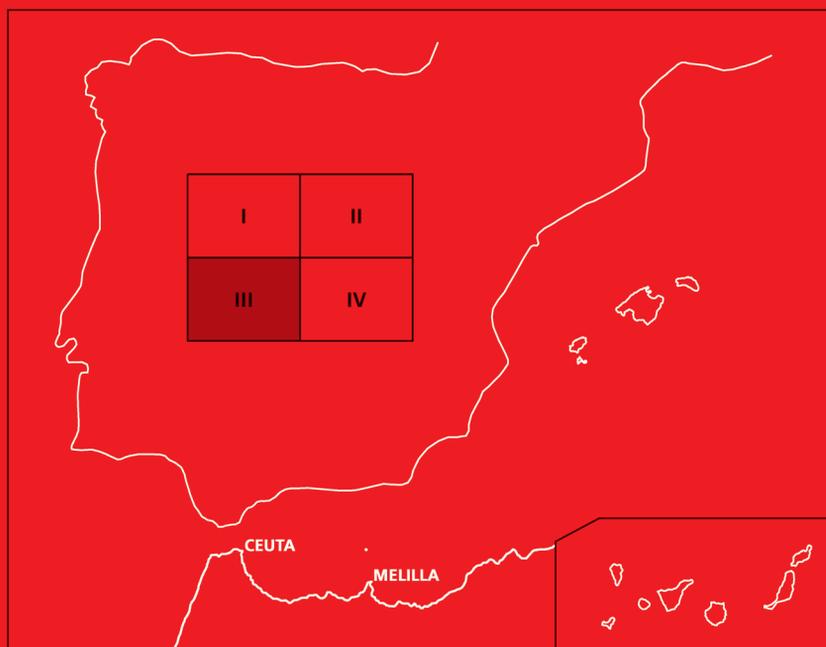




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 25.000

Segunda serie - Primera edición



CEUTA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CEUTA

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: 978-84-7840-925-9
Depósito legal: M-34942-2013

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

La presente Hoja nº 1110-III (Ceuta) y su Memoria explicativa han sido realizadas por EPTISA, Servicios de Ingeniería, S.A., bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Autores

- A. Pineda Velasco (EPTISA). Responsable de proyecto, cartografía, memoria, memoria de la geomorfología, recursos minerales y puntos de interés geológico.
- M. Sánchez Gómez (Univ. de Jaén). Cartografía, tectónica y memoria.
- A. Salazar Rincón (EPTISA). Cartografía y memoria de la geomorfología.
- Y. Camarero Benito (EPTISA). Hidrogeología.
- 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.)

Edición

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

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, de dichas muestras.
- Álbum de fotografías.
- Puntos de interés geológico.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. GENERALIDADES Y RASGOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	10
1.2.1. El Dominio de Alborán	11
1.2.1.1. El Complejo Nevado-Filábride	12
1.2.1.2. Complejo Alpujárride/Sébtide	13
1.2.1.3. Complejo Maláguide/Ghomáride	16
1.2.1.4. El Complejo de la Dorsal	17
1.2.1.5. El Complejo Sedimentario de Aozaina.....	18
1.2.2. Las Unidades del Surco de Flyschs	18
1.2.3. El Dominio Sudibérico	18
1.2.4. El Dominio Magrebí	19
1.3. ANTECEDENTES SOBRE EL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE CEUTA	19
1.4. RASGOS GEOLÓGICOS DEL TERRITORIO DE CEUTA	21
2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA	23
2.1. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE/SÉBTIDE	23
2.1.1. Unidad de Monte del Hacho	23
2.1.1.1. Gneises, migmatitas y granitoides porfídicos (2)	24
2.1.1.2. Granitoides ricos en enclaves (3)	24
2.1.2. Peridotitas y serpentinitas (1)	25
2.1.3. Unidad de Jubrique	25
2.1.3.1. Gneises granatíferos (4)	26
2.1.3.2. Gneises migmatíticos (5)	26
2.1.4. Unidades de Federico	27
2.1.4.1. Unidad de Beni Mesala	27
2.1.4.2. Filitas y esquistos, con niveles de conglomerados (6). Pérmico o anterior	27
2.1.4.3. Cuarzitas y filitas (7). Triásico inferior, Werfeniense	28
2.1.4.4. Mármoles (8). Triásico, Anisiense	28
2.1.5. Unidad de Boquete de Anyera	28
2.1.5.1. Filitas con niveles arenoso-conglomeráticos (9). Triás Inferior- Pérmico	29
2.1.6. Unidad de Tizgarine	29
2.1.6.1. Esquistos de grano fino y conglomerados (10).Paleozoico	29

2.2. COMPLEJO MALÁGUIDE/GHOMÁRIDE	29
2.2.1. Filitas y conglomerados deformados (11). Silúrico y posiblemente Ordovícico	29
2.2.2. Calizas y pizarras (12). Devónico	30
2.2.3. Pizarras, grauvacas, liditas y conglomerados (13). Carbonífero inferior ...	30
2.2.4. Areniscas, conglomerados y limolitas, rojos (14). Permo-Trías	31
2.3. UNIDADES DE LA PRÉDORSAL RIFEÑA	32
2.3.1. Dolomías (Triásico-Jurásico) (15)	32
2.3.2. Calizas en bancos (Jurásico) (16).....	33
2.3.3. Areniscas y limolitas (Oligoceno) (17)	33
2.4. FORMACIONES "PRE" Y "SIN-OROGÉNICAS" DEL SINCLINAL DE FNIDEQ. TERCIARIO	33
2.4.1. Areniscas, limolitas, margas, calizas y conglomerados (18)	33
2.5. FORMACIONES POSTOROGÉNICAS. PLIOCENO-CUATERNARIO	35
2.5.1. Arcillas, cantos y bloques (19). Depósitos de laderas	35
2.5.2. Gravas, arenas y limos (20). Aluvial-coluvial	35
2.5.3. Bloques, cantos y limos (21). Canchales	35
2.5.4. Gravas, arenas y limos (22). Aluviales y fondo de valle	36
2.5.5. Arenas y cantos (23). Playas	36
2.5.6. Bloques, hormigones, etc. (24). Depósitos antrópicos	36
3. TECTÓNICA	37
3.1. RASGOS TECTÓNICOS GENERALES	37
3.2. EL APILAMIENTO DE UNIDADES TECTÓNICAS Y SU CINEMÁTICA	38
3.3. ESTRUCTURA DEL CONJUNTO TECTONOMETAMÓRFICO ORIENTAL	39
3.3.1. Estructura de la Unidad de Monte del Hacho	39
3.3.2. Estructura del jirón de peridotitas de Ceuta	41
3.3.3. Estructura de la Unidad de Jubrique	41
3.4. ESTRUCTURA DEL CONJUNTO TECTONOMETAMÓRFICO OCCIDENTAL	42
3.4.1. Estructura de las Unidades de Federico	42
3.4.2. Estructura del contacto entre las Unidades de Federico y la de Akaili	43
3.4.3. Estructura de la Unidad de Akaili	44
3.5. LOS PLIEGUES N-S DE GRAN LONGITUD DE ONDA: EL ANTICLINAL DE BENZÚ Y EL SINCLINAL DE FNIDEQ	44
3.6. ESTRUCTURAS RECIENTES	44
4. METAMORFISMO	45
4.1. METAMORFISMO DE LA UNIDAD DE MONTE DEL HACHO, JIRÓN PERI- DOTITICO DE CEUTA Y DE LA UNIDAD DE JUBRIQUE	45
4.2. METAMORFISMO DE LAS UNIDADES DE FEDERICO	53
4.3. METAMORFISMO DE LA UNIDAD DE AKAILI (COMPLEJO MLAGUIDE/ GHOMÁRIDE)	54
5. GEOMORFOLOGÍA	54
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	54
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	55
5.2.1. Estudio morfoestructural	55
5.2.2. Estudio del modelado	55
5.2.3. Formaciones superficiales	57

5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA	57
5.4. MORFODINÁMICA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	58
6. HISTORIA GEOLÓGICA	58
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
7.1. RECURSOS MINEROS	60
7.1.1. Sustancias metálicas	61
7.1.2. Minerales industriales	61
7.1.3. Rocas canterables	61
7.2. HIDROGEOLOGÍA	62
7.2.1. Antecedentes	62
7.2.2. Hidrología superficial y datos climatológicos de interés hidrogeológico ...	62
7.2.3. Permeabilidades de los materiales. Acuíferos. Unidades hidrogeológicas ...	63
7.2.4. Calidad del agua	64
7.2.5. Funcionamiento hidrogeológico	64
7.2.6. Datos de los sondeos hidrogeológicos realizados. Inventario de puntos de agua	64
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	66
9. BIBLIOGRAFÍA	69

1. INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES Y RASGOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Ceuta se encuentra en la parte nororiental de la Península Tingitana, en la orilla africana del Estrecho de Gibraltar, frente a la Bahía de Algeciras y el Peñón de Gibraltar. El territorio de soberanía española en Ceuta, con una extensión inferior a los 20 km², puede dividirse en una parte "peninsular", hacia el este (el Monte del Hacho), y otra "continental", al oeste, unidas mediante un istmo de 230 m de anchura mínima. La ciudad de Ceuta se extiende por la zona del istmo (y sus proximidades) entre ambas. Además de la ciudad de Ceuta y sus barriadas periféricas (fundamentalmente localizadas en los límites occidentales de la ciudad), merece destacarse, como núcleo urbano diferenciado, la población de Benzú, en la costa norte y a escasa distancia de la frontera. Además, el territorio ceutí también comprende la isla del Perejil, localizada en la costa norte, y a unos 2,8 km al oeste de la frontera, es decir, frente a Marruecos.

El territorio ceutí está separado, administrativamente, del marroquí, mediante una zona neutral de anchura variable entre 70 y 750 m. La cartografía geológica de la Hoja de Ceuta comprende, también, esta zona neutral.

Administrativamente, Ceuta es hoy en día una Ciudad Autónoma. Desde el punto de vista socio-económico, la ciudad de Ceuta ha sido importante, tradicionalmente, por su interés militar, y por 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 dos cabeceras africanas (la otra es Tánger) de los enlaces marítimos, a través del Estrecho, entre Marruecos y España (o lo que es lo mismo, entre África y Europa), a lo que se asocia un comercio en gran parte favorecido por la diferencia de precios y de renta entre ambas naciones.

La península del Monte del Hacho tiene unas dimensiones de unos 3 km (en sentido E-O) X 1,4 km (en sentido N-S) y presenta una costa fuertemente acantilada, sobre todo en el sureste, este y noreste. Culmina en el monte del mismo nombre, con 198 m sobre el nivel del mar, y desde el que se organiza una red, básicamente radial, de barrancos cortos y con fuertes pendientes (barrancos del Desnarigado, al sureste, de Valdeaguas, al norte, etc.).

La zona "continental" es cartográficamente triangular, con unas dimensiones iguales o inferiores a los 5 km, y culmina en los vértices Torre Anyera y Tortuga, localizados en su parte centro-occidental, y que alcanzan los 358 y 328 m, respectivamente, sobre el nivel del mar. Se presenta también surcada por una red aproximadamente semi-radial de barrancos, siendo los más importantes los de Benzú (sur-norte), y los de Calamocarro, Renegado, Infierno y San José (suroeste-noreste), vertientes todos a la costa norte, y el de las Bombas (norte-sur y, después, noroeste-sureste) que desemboca en la costa al sur de la ciudad. La costa norte de esta porción continental es abrupta, alternando áreas casi acantiladas con otras que presentan playas escasas y poco importantes. La costa sureste es, topográficamente, más suave, con playas más importantes y continuas.

La isla Perejil es, cartográficamente, aproximadamente equidimensional y de tamaño inferior a los 500 m. Se encuentra localizada a 200 m de la costa marroquí y culmina a 68 m sobre el nivel del mar.

El territorio de Ceuta está comprendido dentro de un ecosistema de tipo bosque/matorral mediterráneo, con alcornoques, encinas y pinos como especies arbóreas más importantes, y jaras, palmitos, etc., como matorrales. Los alcornoques son importantes en la parte más occidental y alta del territorio, donde llegan a formar pequeños bosques. Los palmitos dominan en las zonas bajas, costeras, en la mayor parte de la península del Monte del Hacho y en la totalidad de la isla del Perejil.

La Hoja de Ceuta se localiza, en sentido geográfico estricto, en la parte septentrional 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, en las sierras béticas, las alineaciones orográficas predominantes de dirección 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, girando nuevamente al Sur de Tetuán 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.

No obstante, las típicas sierras orientadas N-S de la región del Estrecho del Gibraltar no son muy conspicuas en el territorio ceutí, aunque sí en sus proximidades. En este sentido, es notable la sierra calcárea (Sierra del Haus, y del Yebel Fahies) que sirve como telón de fondo por el oeste al paisaje de Ceuta, y que termina en la costa constituyendo el cabo de Punta Leona, cuya presencia impide ver, desde territorio español la isla del Perejil. La mencionada sierra culmina topográficamente en el Yebel Musa que, con sus 839 m sobre el nivel del mar y su localización a tan solo 1.300 m de la costa, constituía, con el Peñón de Gibraltar, las dos columnas de Hércules de la Antigüedad.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Ceuta, en el contexto geográfico descrito, constituye un lugar singular donde, como se verá, asoman rocas que no tienen equivalente en todo el Rif, observándose, además, una de las secuencias tectónicas continuas más completas de la cordillera.

Como parte integrante del orógeno Bético-Rifeño, el territorio de Ceuta se localiza casi enteramente dentro del Dominio de Alborán que, de forma general, coincide con las denominadas tradicionalmente Zonas Internas Bético-Rifeñas. El Dominio de Alborán (BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1986, 1987) está formado mayoritariamente por la parte interna del Arco de Gibraltar, que incluye las sierras béticas y rifeñas con materiales metamórficos y el basamento 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 GARCÍA-DUEÑAS, 1988; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992), correspondientes a los paleomárgenes mesozoico-cenozoicos de las Placas Ibérica y Africana, respectivamente. Estructuralmente, 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).

Al sur de las Zonas Externas del Rif suelen disponerse cuencas terciarias de antepaís sin o post-orogénicas (Fez, etc.), cuyo significado geológico es equivalente al que tiene el Valle del

Guadalquivir respecto a las Zonas Externas Béticas en la Península Ibérica. 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 cobertera mesozoica discordante, es una cordillera de bloques, elevada mediante fallas inversas de dirección NE-SO.

1.2.1. El Dominio de Alborán

El Dominio de Alborán está formado por materiales paleozoicos y triásicos, en su mayor parte con una historia polimetamórfica. Los materiales se organizan en unidades tectónicas superpuestas, originalmente mantos, algunas de las cuales representan segmentos importantes de corteza y manto sublitosférico (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; DIDON *et al.*, 1973) 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 GARCÍA-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 Alosaina, superpuesto a los Complejos más elevados del Dominio de Alborán y constituido por formaciones detríticas discordantes del Mioceno inferior, que incluyen klippes sedimentarios procedentes de las Unidades Predorsalianas y del Surco de Flyschs.

Los contactos entre unidades de cada complejo y entre complejos diferentes, aunque originalmente tuvieron que tener un carácter contractivo para permitir la superposición de las unidades a gran escala y producir las recurrencias estratigráficas y metamórficas (SIMANCAS y CAMPOS, 1993), actualmente presentan naturaleza extensional, deducida a partir de criterios cinemáticos y del extremo adelgazamiento u omisiones que sufren las unidades (ver entre otros: GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1986; GARCÍA-DUEÑAS y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1988; GALINDO-ZALDÍVAR *et al.*, 1989; PLATT y VISSERS, 1989; ALDAYA *et al.*, 1991; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1996; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000). De hecho la mayor parte del orógeno se encuentra actualmente formando el basamento del Mar de Alborán (COMAS *et al.*, 1992; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992; COMAS *et al.*, 1996; SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1999; SOTO *et al.*, 1999; SOTO y PLATT, 1999) en donde la corteza, descontando los sedimentos recientes (hasta 8 km), ha llegado a adelgazarse hasta 12 km (TORNÉ y BANDA, 1992; BANDA *et al.*, 1993; WATTS *et al.*, 1993; COMAS *et al.*, 1995). Por lo tanto una de las peculiaridades de las Cordilleras Bético-Rifeñas es que la mayoría de las estructuras que se observan, sobre todo en el Dominio de Alborán, en realidad corresponden al colapso de un orógeno previo durante el Mioceno sobre un área que debería estar sometida a compresión por la aproximación entre la placa Euroasiática y Africana. Los actuales relieves por tanto no guardan una relación directa con las estructuras colisionales observadas y se suponen que se deben principalmente a reajustes isostáticos a escala litosférica (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 1997, 2002).

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 median-

te cabalgamientos, grandes pliegues tumbados y fallas normales (ver p.e. GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988a; DE JONG, 1991; SOTO, 1991; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992; SIMANCAS y CAMPOS, 1993; AZAÑÓN *et al.*, 1998; BALANYÁ *et al.*, 1997). 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 Ma en el Complejo Nevado-Filábride (PORTUGAL-FERREIRA *et al.*, 1988; DE JONG, 1991; MONIÉ *et al.*, 1991), entre 25 y 18 m.a en el Complejo Alpujárride/Sébtide (LOOMIS, 1972b; SEIDEMAN, 1976; PRIEM *et al.*, 1979; MICHARD *et al.*, 1983; ZINDLER *et al.*, 1983; REISBERG *et al.*, 1989; ZECK *et al.*, 1989a, 1989b, 1992; MONIÉ *et al.*, 1991, 1994), y edades hercínicas en el Complejo Maláguide/Ghomáride (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990). Recientemente se están obteniendo edades hercínicas también en el complejo Alpujárride/Sébtide (MICHARD *et al.*, 1997), principalmente en núcleos de circones (MONTEL *et al.*, 2000; ZECK y WHITEHOUSE, 1999, 2002) lo que sugiere que correspondería más a la edad del protolito que a un episodio metamórfico bien definido. De estas edades, las más recientes coinciden con el comienzo de la actividad del Cabalgamiento de Gibraltar (25 Ma, BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1988), y corresponden a episodios de extensión posteriores a los eventos de contracción registrados en las unidades tectónicas (ver p.e. DE JONG, 1991; SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1995a; GARCÍA-GASCO y TORRES-ROLDÁN, 1996; PLATT *et al.*, 1996). Es decir, la mayor parte de la historia metamórfica, incluyendo los eventos de colisión que dieron lugar, primero a la alta presión y el posteriormente la repetición estructural de unidades que ya habían sufrido este metamorfismo, ocurrió con anterioridad a la superposición del Dominio de Alborán sobre los márgenes continentales vecinos.

El Dominio de Alborán, por tanto, está formado por elementos tectónicos mayores heterogéneos (complejos) que han sido estructurados según una tectónica polifásica (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992). Los Complejos compartirían una evolución tectónica común a partir del Mioceno inferior cuando el conjunto comenzó su desplazamiento hacia el Oeste.

1.2.1.1. El Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride (EGELER, 1964) no llega a aflorar en el Rif. En las Béticas, las unidades más altas están constituidas por una sucesión paleozoica de metapelitas grafitosas con esporádicas intercalaciones delgadas de mármoles, sobre la que se encuentra una secuencia, atribuida al Permo-Triásico, de metapelitas no grafitosas, ricas en albita, con intercalaciones metasamíticas y metaconglomeráticas, y coronando la sucesión se hallan mármoles atribuidos al Triásico (NIJHUIS, 1964). En conjunto, son frecuentes las intercalaciones de rocas básicas y ultrabásicas metamorizadas, en las que se llegan, no obstante, a reconocer los protolitos ígneos (ver p.e. BURGOS *et al.*, 1980; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1986; FRANZ *et al.*, 1988; PUGA *et al.*, 1989). En el Nevado-Filábride se han diferenciado tres unidades mayores superpuestas tectónicamente, que en orden ascendente son (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988a; 1988b): Unidad de Veleta, Unidad de Calar Alto y Unidad de Bédar-Macael. Las dos unidades superiores forman parte del llamado Complejo (o Grupo) de Mulhacén definido por (PUGA *et al.*, 1974). La unidad inferior, Unidad de Veleta, presenta un menor grado metamórfico (menores condiciones de presión y de temperatura) que las dos unidades superiores (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988a; DE JONG, 1991; SOTO, 1991).

La evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride transcurre, considerada globalmente, desde condiciones de alta presión y temperatura intermedia (facies de esquistos azules y

eclogitas; (EGELER, 1964; NIJHUIS, 1964), hasta condiciones de baja presión y temperatura también intermedia, seguidas de un enfriamiento final. Según los autores, la trayectoria PT de descompresión alcanzaría un máximo térmico a presiones intermedias (GÓMEZ-PUGNAIRE y SOLER, 1987), o sería prácticamente isoterma (GÓMEZ-PUGNAIRE y CÁMARA, 1990; SOTO, 1991; JABALOY-SÁNCHEZ, 1993; GÓMEZ-PUGNAIRE *et al.*, 1994). Algunos autores proponen un calentamiento moderado durante el episodio de bajas presiones, a menos de 3 kb (ver p.e. BAKKER *et al.*, 1989; DE JONG, 1991), aunque la asociación mineral en que está basado dicho incremento ha sido interpretada como de temperaturas más bajas (SOTO y MUÑOZ, 1993; SOTO y AZAÑÓN, 1994).

1.2.1.2. Complejo Alpujárride/Sébtide

El Complejo Alpujárride (VAN BEMMELEN, 1927) es, de los tres complejos presentes, el que aflora con mayor extensión dentro del Dominio de Alborán. El término Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) y Mantos Alpujárrides (WESTERWELD, 1929) fueron introducidos para designar un conjunto de tres mantos, establecidos al Norte y al Sur de Sierra Nevada, en la Cordillera Bética, cuyas afinidades litológicas eran manifiestas. El término Complejo Alpujárride fue propuesto por EGELER y SIMON (1969) para englobar todas las unidades alpujárrides, tras segregar las que denominaron Complejo Ballabona-Cucharón, actualmente de atribución discutida. En el Rif unidades idénticas a las alpujárrides (DIDON *et al.*, 1973) fueron denominadas Sébtides (ver p.e. MICHARD *et al.*, 1983; KORNPROBST y DURAND-DELGA, 1985), nombre que deriva de Ceuta (Sebta, en la terminología marroquí) y que sigue siendo utilizado por los autores que investigan en el norte de África.

Actualmente se consideran la mayor parte de los contactos intra-alpujárrides como producidos en extensión (ver p.e. GALINDO-ZALDÍVAR *et al.*, 1991; GARCÍA-DUEÑAS y BALANYÁ, 1991; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992; TUBÍA *et al.*, 1992; AZAÑÓN *et al.*, 1997; CRESPO-BLANC *et al.*, 1994; SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1995b), por lo que el uso del término "Mantos Alpujárrides" se ha restringido mucho, prefiriéndose en esta Hoja el uso de "unidades" en el sentido propuesto por AZAÑÓN *et al.* (1994), según el cual cada unidad alpujárride es una lámina tectónica constituida por una secuencia litoestratigráfica cuya evolución metamórfica es coherente entre sus diferentes tramos litológicos, con independencia de que los límites actuales entre láminas adyacentes sean fallas tendidas dúctiles o frágiles de carácter contractivo o extensional.

La sucesión litoestratigráfica es parecida en todas las unidades alpujárrides, aunque es común que la secuencia aparezca incompleta, truncada a techo y/o a muro (ver p.e. ALDAYA *et al.*, 1982). Una secuencia litológica alpujárride sintética consta de un paquete carbonático a techo, y de una serie matapelítica que comprende cinco tramos, algunos de los cuales puede superar el kilómetro de espesor:

- Los dos tramos más bajos están formados respectivamente por gneises granatíferos en facies de granulitas (el inferior) y, gneises y gneises migmatíticos el siguiente. Estos dos tramos sólo se hallan en el grupo de unidades superiores del Complejo, y en particular el tramo inferior, únicamente en las unidades que afloran al oeste de Málaga.
- Sobre los gneises se encuentra el tramo más potente y monótono de la sucesión, compuesto por alternancias de micaesquistos oscuros, frecuentemente grafitosos, y cuar-zomicaesquistos.

- El tramo siguiente está constituido por niveles cuarcíticos alternando con horizontes esquistosos de espesor subordinado. Sobre el terreno, este tramo presenta coloraciones pardorrojizas, de tonalidades más claras que las de los tramos precedentes.
- El tramo superior de las sucesiones metapelíticas alpujárrides es especialmente característico, estando constituido por esquistos de grano fino, tradicionalmente considerados como filitas, y cuarcitas, ambos de colores grises claros, verdosos o violáceos. Es generalmente admitida la atribución de este tramo al Permo-Werfeniense. Los esquistos de grano fino versicolores incluyen esporádicamente rocas evaporíticas, y hacia el techo, lentes carbonáticas.

De forma gradual, a través de horizontes calcoesquistosos, se alcanza la formación carbonática que corona la columna estratigráfica alpujárride. Se trata de un potente paquete de calizas y dolomías, con esporádicas intercalaciones pelíticas y detríticas más gruesas. Las facies presentes en la formación (DELGADO *et al.*, 1981, entre otros) indican condiciones de sedimentación marina de plataforma somera, cuyas asociaciones de algas datan el Triásico medio y superior (FALLOT *et al.*, 1954; MARTÍN-MARTÍN, 1980; DELGADO *et al.*, 1981), en facies alpina.

La inclusión de niveles o cuerpos lenticulares de metabasitas es común en cualquiera de los tramos de la sucesión alpujárride y en las distintas unidades del Complejo. Las intercalaciones de metabasitas halladas dentro de los gneises y gneises migmatíticos se encuentran en facies de granulitas.

Otras unidades alpujárrides, de posición tectónica bien definida, están constituidas esencialmente por rocas del Manto superior, denominadas de una forma general peridotitas de Ronda (rama Norte del Arco de Gibraltar) y de Beni-Busera (macizo del mismo nombre, localizado en la rama Sur del Arco). Conviene resaltar que los gneises granulíticos de las unidades alpujárrides superiores se encuentran sistemáticamente superpuestos a estas láminas mantélicas, cuando no están afectados por fallas tardías.

Inicialmente se pensaba que el Complejo Alpujárride era "poco metamórfico" en la mayor parte de las unidades orientales y centrales, mientras que las unidades occidentales, incluyendo las del Rif, presentaban un metamorfismo de alta temperatura y de presión intermedia-baja (ver, entre otros, ALDAYA, 1970; TORRES-ROLDÁN, 1974; NAVARRO VILÁ, 1976; TORRES-ROLDÁN, 1979a). Sin embargo, en la década de los 90 se ha descubierto la existencia de metamorfismo de alta presión (GOFFÉ *et al.*, 1989; TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1992; MICHARD *et al.*, 1993), seguido por una descompresión isoterma, hasta alcanzar bajas presiones (TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; BALANYÁ *et al.*, 1993; BOUY-BAOUENE, 1993; GARCÍA-CASCO *et al.*, 1993; AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN *et al.*, 1994; AZAÑÓN y ALONSO-CHAVES, 1996; GARCÍA-CASCO y TORRES-ROLDÁN, 1996).

División tectonometamórfica de las unidades Alpujárrides/Sébtides

Las unidades Alpujárrides/Sébtides se han dividido en varios grupos, atendiendo a su posición tectónica y evolución metamórfica (ALDAYA *et al.*, 1982; TUBÍA *et al.*, 1992; AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN *et al.*, 1994). Las últimas subdivisiones propuestas incluyen los datos de asociaciones minerales relictas de alta presión-baja temperatura, de tal forma que cada grupo de unidades queda determinado, además de su posición tectónica, por las condiciones de presión y temperatura, próximas al clímax metamórfico alpino, alcanzadas en los tramos permo-triásicos. No obstante, cada una de las unidades posee un grado metamórfico creciente hacia el muro den-

tro de su secuencia litoestratigráfica, correspondiente al gradiente geotérmico debido al propio espesor de cada unidad, que tuvo en su origen espesores de decenas de kilómetros. Así, algunas de las unidades como la de Jubrique, presente en Ceuta, constituye (en la Serranía de Ronda, Cordilleras Béticas) una sección casi completa de la corteza, desde los sedimentos triásicos de plataforma hasta granulitas de la corteza media-inferior (BALANYÁ *et al.* 1997).

Siguiendo la última subdivisión propuesta por AZAÑÓN *et al.* (1997), de abajo a arriba los tipos de unidades serían los siguientes (a partir de las condiciones metamórficas alcanzadas por los esquistos claros y filitas):

- Unidades tipo Lujar-Gador, con la asociación mineral sudoita + cloritoide + pirofilita, que indica presiones por debajo de 7 kbar y temperaturas por debajo de 400° C.
- Unidades tipo Escalate, caracterizada por la asociación carfolita + pirofilita + cloritoide, indicativa de presiones en torno a $7,5 \pm 1$ kbar y temperatura por debajo de 420° C.
- Unidades tipo Herradura (tipo Blanca para los Alpujárrides occidentales), caracterizada por la asociación granate + distena + plagioclasa, indicativa de presiones en torno a 11 ± 1 kbar y temperaturas de 580 ± 40 ° C.
- Unidades tipo Salobreña-Adra (tipo Jubrique para los Alpujárrides occidentales), caracterizada por la asociación carfolita + distena ó distena + cloritoide + clorita, indicativas ambas de una presión media de 9 ± 2 kbar y una temperatura de 420 ± 30 ° C.

Por encima de las superiores aparece un conjunto de unidades generalmente de menor espesor, denominadas unidades de Federico en el Rif (MILLIARD, 1959) o imbricaciones de Benarrabá en las Béticas (BALANYÁ *et al.*, 1987; BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1991), de condiciones metamórficas análogas a las de tipo Jubrique.

Como ha sido comentado anteriormente, no se encuentran unidades más bajas que las de Tipo Jubrique en todo el conjunto del Rif, salvo en Ceuta (en el Monte del Hacho).

Las peridotitas de Ronda y Beni Busera

Las peridotitas Alpujárrides-Sébtides aparecen en macizos como cuerpos tabulares de potencia kilométrica intercalados entre rocas corticales; además, otros cuerpos de gran talla se han inferido a partir de datos gravimétricos en el basamento del mar de Alborán (TORNÉ *et al.*, 1992). Los principales macizos aparecen unidos por láminas de espesor variable, más o menos serpentinizadas, como la que aparece en Ceuta (SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1995; SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997).

La composición primordial de los cuerpos es lherzolita con cantidades subordinadas de hazburgitas, dunitas y capas máficas ricas en piroxenos (ORUETA, 1917; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1967; DICKEY, 1970; DICKEY *et al.*, 1979; AGUILAR *et al.*, 1973; OBATA, 1977; TUBÍA, 1985; GERVILLA y REMAÍDI, 1993; TARGUISTI, 1994; GARRIDO MARÍN, 1995; GARRIDO y BODINIER, 1999). A estas litologías de carácter "primario", se le suman una gran variedad de serpentinitas procedentes de su transformación, y diques de leucogranitos. Serpentinitas y leucogranitos están con frecuencia asociados espacialmente entre sí, y ambos a su vez, a sistemas de fallas frágiles que afectan a las peridotitas.

La característica más importante de estos macizos ultramáficos es su zonación, que ha sido establecida a partir de criterios petrológicos (DICKEY, 1970; OBATA, 1977; SCHUBERT, 1977; OBATA, 1980), geoquímicos (SUEN, 1978; DICKEY *et al.*, 1979; FREY *et al.*, 1985; REISBERG y ZINDLER, 1986; REISBERG *et al.*, 1989; GARRIDO MARÍN, 1995; VAN DER WAL y BODINIER, 1996), estructurales (DAROT, 1974; REUBER *et al.*, 1982; TUBÍA, 1985, 1985b; TUBÍA y CUEVAS, 1986; BALANYÁ 1991; VAN DER WAL, 1993; VAN DER WAL y VISSERS, 1993, 1996; BALANYÁ *et al.*, 1997), o metalogénicos (GERVILLA *et al.*, 1988; GERVILLA, 1990; GERVILLA y LEBLANC, 1990).

La zonación petrológica es muy patente y fue puesta de manifiesto por OBATA (1977, 1980), quien diferenció en el Macizo de Sierra Bermeja (Fig. 1) varias zonas atendiendo a la facies metamórfica definida por la estabilidad de determinados pares minerales en diferentes asociaciones minerales; de techo a muro estas facies son: facies de lherzolitas con granates, facies de lherzolitas con espinela (subfacies Ariegita y subfacies Seiland), facies de lherzolitas con plagioclasa.

La zonación metamórfica de OBATA (1980) facilita la cartografía de los macizos ultramáficos y tiene importantes implicaciones evolutivas, pero no tiene en cuenta la deformación interna que muestran las peridotitas. Recientemente, se ha propuesto una nueva zonación mixta petrológica-estructural para una parte del Macizo de Sierra Bermeja, en la Serranía de Ronda (VAN DER WAL y VISSERS, 1993, 1996), en la que se definen tres dominios estructurales diacrónicos, parcialmente correlacionables con los de Obata. De techo a muro, los tres dominios del macizo son:

1. Tectonitas con espinela y milonitas granate-espinela
2. Peridotitas granulares con espinela
3. Tectonitas con plagioclasa

Dentro de esta zonación, el límite entre los dominios de tectonitas con espinela y peridotitas granulares con espinela es denominado frente de recristalización.

De acuerdo con ambos modelos, la zonación de los cuerpos peridotíticos de Ronda muestra una polaridad tectonometamórfica generalmente inversa, es decir las facies de más alta presión (lherzolitas con granate) se encuentran hacia el techo, y las de presión más baja hacia el muro (lherzolitas con plagioclasa). El significado de esta zonación ha sido ampliamente discutido, dando lugar a opiniones contrapuestas (p.e. TUBÍA, 1985b; VAN DER WAL y VISSERS, 1996).

1.2.1.3. Complejo Maláguide/Ghomáride

El Complejo Maláguide (BLUMENTAHL, 1927; DURAND-DELGA, 1963; HOEPPENER *et al.*, 1964) recubre a los dos complejos anteriores, aunque en la actualidad sus afloramientos son fragmentarios y dispersos. Está constituido por una o varias unidades superpuestas, que actualmente alcanzan espesores máximos de 1-2 km. Estas unidades han sido denominadas Ghomárides en el Rif (ver p.e. KORNPBST y DURAND DELGA, 1985; CHALOUAN, 1986), aflorando extensamente al Sur de Ceuta.

Las unidades del Complejo Maláguide/Ghomáride están constituidas por una secuencia metapelítica de edad Paleozoica, comúnmente poco metamórfica que comprende, con varios hiatos, términos desde el Silúrico hasta el Carbonífero (ver p.e. HERBIG, 1983); sobre ella

yacen discordantes conglomerados, areniscas y arcillas de edad Permo-Triásica, seguidas de una sucesión carbonática jurásica que tiene a techo sedimentos cretácicos y paleógenos con algunas discordancias y reducidas potencias (GEEL, 1973; MARTÍN-ALGARRA, 1987). La sucesión paleozoica ha sido dividida en formaciones sedimentarias, de validez regional para todo el Dominio de Alborán, que de muro a techo son (MARTÍN-ALGARRA, 1987): Formación Morales (filitas con niveles de conglomerados, Silúrico o más antiguo); Formación Santi Petri o Calizas Alabeadas (grauwackas con intercalaciones carbonáticas, Devónico); Formación La Falcoña (pizarras silíceas y lidítas, Carbonífero inferior-medio); Formación Almogía (grauwackas, pizarras y niveles de conglomerados, Carbonífero inferior); Formación Marbella (conglomerados poligénicos, Carbonífero medio); Formación Saladilla (niveles rojos de conglomerados, areniscas y arcillas, Pérmico y Triásico).

El Complejo Maláguide es poco o nada metamórfico. Sus términos permo-triásicos han alcanzado temperaturas próximas a 180°C (NIETO *et al.*, 1994). La secuencia paleozoica muestra un metamorfismo hercínico de bajo grado de 259 Ma de edad, que hacia el contacto con los Alpujárrides disminuye progresivamente hasta 25 Ma (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990). Según CHALOUAN (1986) y BALANYÁ (1991), este metamorfismo de bajo o muy bajo grado estaría ligado al desarrollo de estructuras penetrativas, tales como pliegues y foliaciones, rejuvenecidas en fases alpinas posteriores.

Algunos autores suponen que la secuencia litológica maláguide está en continuidad formal de alguna de las Unidades Alpujárrides superiores (CHAMÓN *et al.*, 1978; PILES *et al.*, 1978; TORRES-ROLDÁN, 1979; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 1992). La existencia de algas de edad Triásica (DÜRR 1967; BALANYÁ, 1991) en calizas alpujárrides inmediatamente bajo materiales paleozoicos maláguides, junto con las diferencias estructurales y en las condiciones metamórficas entre los respectivos complejos cuestiona la supuesta continuidad. No obstante, parecen existir una transición paleogeográfica (estratigráfica) y a la vez metamórfica entre las unidades menos metamórficas alpujárrides y algunas unidades maláguides (GARCÍA-TORTOSA, 2002), lo que puede dificultar la distinción en campo de segmentos litológicos aislados tectónicamente, como ocurre en la Unidad de Tizgarine en Ceuta.

1.2.1.4. El Complejo de la Dorsal

El Complejo de la Dorsal (BALANYÁ, 1984; BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1986) está constituido por unidades delgadas de cobertera (Triásico-Oligoceno), esencialmente carbonáticas, imbricadas a lo largo del Cabalgamiento de Gibraltar (BALANYÁ, 1991). Estas unidades son con frecuencia discontinuas lateralmente, con gran complejidad estructural, y presentan una secuencia litológica muy variada, según la cual MARTÍN-ALGARRA (1987) las reúne en tres grupos:

- Un primer grupo, que se correspondería con la denominada "Dorsal Interna", de secuencia similar a la cobertera maláguide.
- Un segundo grupo, cuya unidad tipo sería la Unidad de las Nieves de las Béticas, caracterizada por un miembro carbonático triásico de facies alpina, otro liásico inferior parcial o totalmente pelágico, y una secuencia post-liásica discontinua y de reducido espesor.
- Un tercer grupo, caracterizado por secuencias jurásico-cretácicas similares a las subbéticas, que ocasionalmente poseen una secuencia triásica de facies germánica.

Los materiales del Complejo de la Dorsal no presentan en general evidencias de metamorfismo. Sin embargo, algunas unidades como la Unidad de las Nieves, posee calizas recristalizadas e intercalaciones pelíticas con foliación marcada por micas neoformadas. La escasez de las intercalaciones pelíticas y la ausencia de otras litologías, como rocas básicas, sensibles a pequeños cambios de condiciones PT, impiden conocer con exactitud el grado metamórfico alcanzado.

1.2.1.5. El Complejo Sedimentario de Alosaina

El Complejo Sedimentario de Alosaina (BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1986) está compuesto por sedimentos arcillo-margosos que contienen klippes sedimentarios mesozoico-cenozoicos de estructura aparentemente caótica, y de elementos muy variados, pero afines a las Unidades de la Predorsal y a las del Surco de Flyschs. Este conjunto de sedimentos más fragmentos, fué denominado anteriormente por BOURGOIS (1978) Formación de Arcillas con Bloques. El término Complejo Sedimentario de Alosaina ha sido utilizado inicialmente con referencia a afloramientos de la rama Norte del Arco de Gibraltar, encontrándose afloramientos equivalentes también en el Rif (DIDON *et al.*, 1973) y bajo el Mar de Alborán (ver Formación 6 de COMAS *et al.*, 1992), lo que sugiere que la continuidad lateral de este complejo fue muy notable.

A la base del Complejo Sedimentario de Alosaina se encuentran siempre la Formación de Alosaina (o formaciones tipo Ciudad Granada, en las Cordilleras Béticas) que se trata de una formación detrítica (margas, conglomerados, areniscas y calizas detríticas) de edad Oligoceno superior-Aquitaniense (DURAND-DELGA *et al.*, 1993), y la Formación de la Viñuela (MARTÍN-ALGARRA, 1987; también denominada en la región como Formación de las Millanas), que consta de brechas poligénicas, alternantes con margas que se hacen progresivamente dominantes hacia el techo, de edad Burdigaliense (BOURGOIS, 1978; AGUADO *et al.*, 1990). La Formación de Alosaina es discordante sobre el Maláguide/Ghomáride. La Formación de las Millanas descansa indistintamente sobre Maláguide/Ghomáride, Alpujárride/Sébtide y la Formación de Alosaina.

1.2.2. 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; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1990). 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 (BOUILLIN *et al.*, 1986; DERCOURT *et al.*, 1986; MARTÍN-ALGARRA, 1987). 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.

1.2.3. 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 cobertera. Estos mantos de cobertera están formados por los materiales mesozoicos y cenozoicos del paleomargen ibérico meridional, despegados del basamento hercínico que es prolongación de la Meseta.

1.2.4. 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 cobertera, formadas a partir de sedimentos que rellenaban 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 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, de características y significado análogas a las del 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 cobertera mesozoica del antepaís rifeño. El Meso-Rif presenta un ligero metamorfismo, sobre todo en la unidad de Tamsaman. 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.

1.3. ANTECEDENTES SOBRE EL CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN DE CEUTA

Aunque probablemente el pionero de los estudios geológicos en la zona es COQUAND (1849), los primeros trabajos que hacen una mención explícita a Ceuta se realizan en época del Protectorado español en el Norte de África, siendo publicados en 1917 una descripción geológica general de Ceuta por DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH (1917, 1921), y un detallado estudio petrológico de todo el Protectorado por MARÍN (1917). Este último trabajo incluía descripciones de las peridotitas y rocas adyacentes de Ceuta, con comentarios que sorprenden por su intuición y anticipación de varias décadas a las principales hipótesis sobre la estructura del Arco de Gibraltar. Sirva como ejemplo este fragmento: "*Estas tres manchas de serpentinitas africanas (Ceuta y Tres Forcas en Melilla) y española (Ronda) enclavadas en terrenos antiguos y formando lacolitos (refiriéndose a la forma ahusada de los cuerpos en las zonas de cizalla), jalonan la vuelta de la cordillera Rif-Bética, conforme a las ideas sustentadas al principio de este trabajo*".

Más tarde, se hallan referencias a Ceuta en algunos trabajos generales posteriores como los de BLUMENTHAL, FALLOT y BLUMENTHAL (1930), MARÍN y FALLOT (1933), FALLOT (1937), y FALLOT y MARÍN (1939) sobre diversos aspectos de la cordillera del Rif.

MILLIARD (1959) define las Unidades de Federico en un trabajo que incluye todas las rocas metamórficas del Rif. A partir de este trabajo, en la década de los 60, geólogos franceses comienzan a trabajar en la región del Rif y publican varios trabajos específicos de la región de Ceuta: dos acerca de la secuencia metamórfica (KORNPROBST, 1962, 1965) y otro, más general, incluyendo las rocas sedimentarias (DURAND-DELGA y KORNPROBST, 1963). Es en estos trabajos cuando se establecen, por primera vez, los rasgos generales de la geología de Ceuta y su relación con la de las cadenas montañosas próximas del Rif y las Béticas, estableciendo una nomenclatura que será seguida por la mayoría de trabajos posteriores. Durante los años siguientes, Ceuta sólo es citada directa o indirectamente en trabajos generales sobre el Arco de Gibraltar o la terminación del Mediterráneo occidental, debido a la singularidad de su posición y rocas aflorantes (ver p.e. DURAND-DELGA, 1963, 1972, 1973, y ANDRIEUX et al., 1971).

En 1970, el "Deep Sea Drilling Project 13, part 2" realiza un sondeo de testigo continuo (Site 121) en el que se recuperan rocas de un alto de basamento del Mar de Alborán, a 100 kilómetros de Ceuta. KORNPROBST (1973) realiza un estudio petrológico de estas rocas y concluye que son similares a las del Alpujárride/Sébtide, concretamente a las de la unidad de "Hacho-Blanca" que aflora en la Serranía de Ronda y Marbella, y en Ceuta, confirmándose, por tanto, que el basamento del mar de Alborán y las llamadas "Zonas Internas Bético-Rifeñas" son lo mismo y deben estar en continuidad por debajo del Mar. Además, Por otro lado, DIDON *et al.* (1973) establecen las analogías a ambos lados del Estrecho de Gibraltar, definiendo formalmente por primera vez la equivalencia entre unidades que son idénticas a uno y otro lado.

Después, no vuelve a haber nuevos trabajos específicos del territorio de Ceuta, aunque es considerado en los trabajos que realizan geólogos franceses y marroquíes acerca del Rif, como el de MICHARD *et al.* (1983) sobre los Sébtides, la Hoja de Sebta del Mapa Geológico de Marruecos, por KORNPROBST y DURAND-DELGA (1985) que incluye el territorio español, y la tesis de CHALOUAN (1986) acerca de los Ghomárides. También se incluyen datos del territorio de Ceuta en varios trabajos de BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS (1987, 1988), en los que se considera la evolución estructural de parte de las unidades a ambos lados del Estrecho de Gibraltar como un todo (Dominio de Alborán).

Después, CHALOUAN y MICHARD (1990) publican un trabajo sobre los Ghomárides del Rif, interpretándolo como un terreno varisco dentro de un orógeno alpino.

CHAMORRO y NIETO (1989) publican una síntesis divulgativa del territorio ceutí (Síntesis Geológica de Ceuta) en la que se recopilan y exponen nuevos datos estratigráficos, petrográficos, hidrogeológicos y geomorfológicos.

A comienzos de la pasada década se produce en la región un notable avance en los estudios tectonometamórficos, mediante el uso generalizado de la microsonda electrónica, descubriéndose en las unidades Alpujárrides de Ceuta las asociaciones minerales de alta presión y baja temperatura (BOUYBAOUENE, 1993; BOUYBAOUENE *et al.*, 1995, 1999) al igual que en el resto del orógeno (GOFFÉ *et al.*, 1989). ZAGHLOUL (1993) realiza una tesis doctoral sobre las Unidades de Federico (que forman parte del Alpujárride/Sébtide del Rif), incluyendo datos de Ceuta.

Nuevos trabajos petrológicos y estructurales realizados por SÁNCHEZ-GÓMEZ y otros (1995b) establecen la analogía de estructuras y litologías asociadas a los contactos de las peridotitas, de Ceuta con las Ronda en la Península Ibérica. SÁNCHEZ-GÓMEZ (1997) lleva a cabo una tesis doctoral en la que se incluye un capítulo con la geología de Ceuta haciendo especial hincapié en el significado de la presencia de serpentinitas y estructuras relacionadas.

En 1996, El "Ocean Drilling Program" vuelve a perforar el basamento del Mar de Alborán en las proximidades del DSDP Site 121 (COMAS *et al.*, 1996), estableciéndose la afinidad de estas rocas con las que asoman en Ceuta (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1999). Una nueva campaña marina (BASACALB, TTR 9) de draga obtiene en 1999 una muestra de rocas afines a las de Monte del Hacho (FERNÁNDEZ-SOLER *et al.*, 2000; SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 2000) lo que confirma a Ceuta como un ejemplo único para estudiar y comprender la naturaleza del basamento del Mar de Alborán.

Por último EL KADIRI *et al.* (2000) aportan nuevos datos estratigráficos de las formaciones cenozoicas (La Viñuela, Alozaina) de Ceuta.

1.4. RASGOS GEOLÓGICOS DEL TERRITORIO DE CEUTA

El territorio ceutí muestra una sección completa, aunque muy adelgazada, de la parte superior del Dominio de Alborán.

La península de Monte del Hacho, adentrada hacia el interior del Arco de Gibraltar, presenta unidades alpujárrides inferiores (granitoides y gneises migmatíticos de la Unidad de Monte del Hacho, equivalente a la de Blanca en la Serranía de Ronda) y representa un buen ejemplo de lo que puede ser parte del basamento del Mar de Alborán. En este sentido, y como ha sido comentado en el apartado de Antecedentes, rocas similares a las de Monte del Hacho han sido encontradas por varias campañas oceanográficas, mediante sondeos o dragados efectuados a 100 km al NE de Ceuta (Fig. 1). Hay que destacar que el Monte del Hacho es la única zona, de todo el Rif, donde afloran estas unidades.

Al oeste de Monte del Hacho, y constituyendo la parte oriental del istmo donde se localiza la ciudad, se encuentran otras unidades alpujárrides: una lámina peridotítica aflorante en la cala del Sarchal; y sobre ella la Unidad de Jubrique, constituída por gneises granatíferos (kinzigitas) y migmatíticos. Todas estas unidades, originalmente cabalgantes, están en contacto mediante zonas de cizalla de carácter extensional.

La parte "continental" del territorio ceutí, al oeste del istmo, está constituída por una gran sinforma (el sinclinal de Fnideq) conformada en una serie maláguide/ghomáride, con términos de edades comprendidas entre el Ordovícico y el Permotrias, y en cuyo núcleo están preservados sedimentos oligo-miocenos atribuibles a las Formaciones de Alozaina y de la Viñuela.

Esta serie maláguide se apoya tectónicamente sobre unidades alpujárrides: sobre la mencionada Unidad de Jubrique al este, y sobre tres unidades alpujárrides superiores (Unidades de Federico) al oeste. Las Unidades de Federico están constituídas por series, más o menos completas, paleozoico-triásicas, y se denominan, de abajo a arriba: Unidad de Beni Mesala, Unidad de Boquete Anyera y Unidad de Tizgarine.

Además, hay también materiales de la Predorsal dentro del territorio de Ceuta: una serie flyschoide oligocena, localizada en las proximidades de la frontera de Benzú, y términos calizo-dolomíticos triásico-jurásicos en la isla del Perejil. La serie flyschoide oligocena se encuentra en contacto, mediante una falla de salto en dirección, con la Unidad alpujárride de Beni Mesala. La isla del Perejil guarda relación con la formación carbonatada que constituye el Yebel Musa y el cabo de Punta Leona, entre la frontera de Benzú y la mencionada isla.

Finalmente, solo queda mencionar la escasez de depósitos cuaternarios en el territorio de Ceuta. Son, no obstante, notables los depósitos fluviales asociados a rellanos a diversas cotas, y que se localizan, fundamentalmente, en la costa norte.

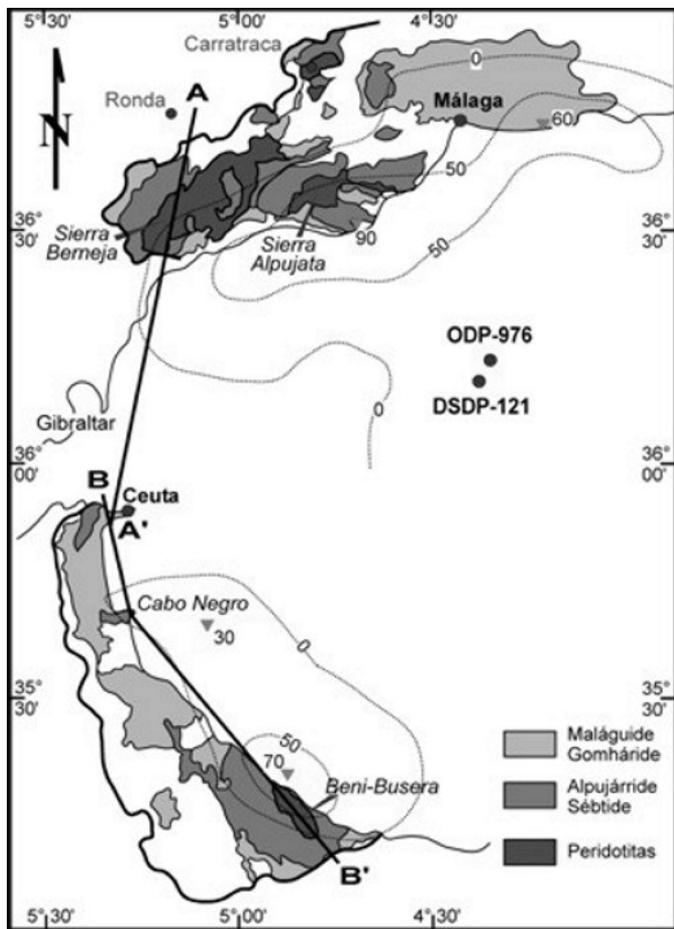


Fig. 1.- Esquema tectónico del Arco de Gibraltar, mostrando las principales unidades tectónicas del Dominio de Alborán presentes en Ceuta.

Se han destacado las peridotitas alpujárride/sébtides (gris más oscuro) y las anomalías gravimétricas positivas de Bouguer asociadas a ellas. Máximos correspondientes a los triángulos invertidos e isolinéas, ambos en miligales. El desplazamiento de los máximos respecto de las peridotitas aflorantes ha sido interpretado como que la mayor parte de las peridotitas permanece enterrada (TORNÉ *et al.*, 1992). Rocas alpujárride/sébtides similares a las que aparecen en Ceuta, y bajo los macizos de Sierra Bermeja y Alpujata, han sido encontradas en los sondeos de basamento DSDP-121 y ODP-976 señalados en la Fig. 1 (KORNPROBST, 1973; SÁNCHEZ GÓMEZ *et al.*, 1999). Líneas A-A' y B-B' corresponden a los cortes geológicos de la Fig. 2.

2. ESTRATIGRAFÍA Y PETROLOGÍA

Como ha sido indicado anteriormente, dentro del territorio de Ceuta se reconocen los complejos Alpujárride/Sébtide y Maláguide/Ghomáride, más los sedimentos oligomiocenos discordantes (Formaciones tipo Alosaina y de la Viñuela), algunos retazos de las unidades de la Predorsal y los depósitos cuaternarios. Las unidades cartográficas diferenciadas se describirán individualmente, pero agrupadas según estos grandes conjuntos.

2.1. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE/SÉBTIDE

Lo constituyen varias unidades tectónicamente superpuestas, en orden ascendente hacia el oeste del territorio, pero separados en dos conjuntos, localizados a ambos lados, oriental y occidental, del sinclinal de Fnideq (constituído por Maláguide/Ghomáride y sedimentos Oligo-Miocenos). En la parte oriental, de abajo arriba, asoman la Unidad de Monte del Hacho, las serpentinitas del Sarchal, y la Unidad de Jubrique. En la parte occidental se reconocen tres unidades, con secuencias litoestratigráficas similares entre sí, y agrupadas clásicamente como Unidades de Federico, que son: Beni Mesala, Boquete de Anyera y Tizgarine, estas dos últimas mucho mejor representadas fuera de la hoja, hacia el Sur. Existe la posibilidad que la Unidad de Beni Mesala (que es la parte inferior de las Unidades de Federico) corresponda a la parte superior de la unidad de Jubrique presente al este, pero ambas serán tratadas separadamente por falta de evidencias de su continuidad en profundidad.

2.1.1. Unidad Monte del Hacho

Esta unidad aparece exclusivamente al este del istmo de Ceuta, en el Monte del Hacho, infra-yacente a una delgada lámina de peridotitas. Fue descrita ya por COQUAND (1846) como parte de los "Terrenos de Transición" y por DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH (1917) denominándolos "Estrato Cristalino". Es bastante más tarde cuando KORNPROBST (1973) establece su relación con la Unidad de Sierra Blanca (Serranía de Ronda).

La unidad está constituida casi únicamente por migmatitas muy evolucionadas que llegan a formar verdaderos granitoides. Hacia el contacto con las peridotitas las rocas muestran una deformación sobreimpuesta, dando lugar a gneises. Cartográficamente, en la Hoja de Ceuta se han diferenciado dos términos: Gneises, migmatitas y granitoides porfídicos (unidad cartográfica 2) y Granitoides ricos en enclaves (3).

En la unidad de Monte del Hacho se han encontrado, además, enclaves de gneises granatíferos. También han sido citados enclaves de mármoles ("calizas sacaroideas") con diópsido y de cuarcitas con clinopiroxeno (DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH, 1917; KORNPROBST, 1962), en afloramientos actualmente desaparecidos por causa de una cantera cuyos materiales se emplearon en la construcción del Muelle de Levante del Puerto de Ceuta. Estos afloramientos se localizaban al este de Monte del Hacho, junto a la barriada de San Amaro.

La edad de la Unidad de Monte del Hacho no ha sido establecida. La presencia de enclaves de mármoles sugiere que, al menos parte del protolito procede de una secuencia alpujárride triásica, como sucede en asomos de las Béticas (SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1997). Sin embargo, parte de los gneises procederían, sin duda, de las secuencias paleozoicas. En este sentido, BERNARD-GRIFFITHS y otros (1977) encuentran una edad Rb-Sr hercínica para los Gneises de Monte del Hacho, aunque es reinterpretada como una errorcrona por GARCÍA-CASCO (1993).

2.1.1.1. *Gneises, migmatitas y granitoides porfídicos (2)*

El aspecto más frecuente en el afloramiento es una fábrica porfídica con feldespato potásico, cuyos fenocristales pueden alcanzar 4 cm, en una matriz de grano medio. Los minerales más comunes son feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, con cantidades variables de biotita, cordierita (que, localmente, puede alcanzar hasta el 15%) y sillimanita. Como accesorios, aparecen turmalina, granate (formando pequeños cristales, de tamaño menor de 50 µm, blindados en feldespato K ó plagioclasa), circón y apatito. Existen también micas blancas, aunque son siempre tardías.

Biotita, sillimanita y ocasionalmente cordierita se concentran en estructuras schlieren, que dibujan una foliación grosera. La cordierita suele aparecer también como nódulos constituidos por grandes cristales xenomorfos de cordierita (1-5 cm) que incluye una cantidad equivalente de cuarzo de forma pecilítica. Otros elementos relativamente frecuentes son los auto-enclaves (enclaves de una roca de composición granítica) de una composición mineralógica similar pero de menor tamaño de grano, con una foliación interna oblicua a la externa.

Hacia el techo (hacia el contacto con las peridotitas), las rocas aparecen paulatinamente más deformadas, predominando los gneises. La deformación y reducción del tamaño de grano es tan intensa que en los últimos metros la roca aparece como una milonita, incluso ultramilonita (véase el Apartado 3.3.1 de Estructura).

2.1.1.2. *Granitoides ricos en enclaves (3)*

Otra facies menos abundante pero que llega a constituir cuerpos con volúmenes cartografiables, al sureste de Monte del Hacho, son los granitoides ricos en enclaves. Con este nombre se agrupa un conjunto de rocas peculiares que afloran extensamente en las Béticas occidentales debajo de las peridotitas (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997), y que han recibido varios nombres por diversos autores: gneises cordieríticos, con litoclastos y granitos contaminados, por LUNDEEN (1978) y MUÑOZ, (1991); movilizados con enclaves de tipo II por TORRES-ROLDÁN (1979); migmatitas del Hoyo del Bote por TUBÍA (1988), etc. En Ceuta se presentan como masas de diversas formas y tamaños, desde métricos a hectométricos, englobados por la unidad cartográfica anteriormente descrita.

Los granitoides ricos en enclaves están formados por una matriz de tamaño medio-fino de composición granítica o granodiorítica rica en cordierita (15-25%), y de textura hipidiomorfa inequigranular. El feldespato potásico es menos abundante que en la fábrica porfídica, pero, cualitativamente, la mineralogía es similar al anterior litotipo descrito. La roca incluye un gran número de enclaves centimétricos de esquistos, gneises, cuarcitas o cuarzo filoniano, entre otras litologías. Cuando la roca se encuentra alterada, lo que sucede con frecuencia, los enclaves de cuarzo destacan en muestra de mano lo que sirve como criterio identificador. Estos enclaves de cuarzo suponen una paradoja, ya que en el proceso de migmatización lo normal es que se movilice primero el cuarzo. Por eso, esta roca ha sido interpretada, otras veces, como un tipo de brecha tectónica impregnada de fundidos graníticos (LUNDEEN, 1978; MUÑOZ, 1991, 1994). Los enclaves de cuarzo son muy comunes en rocas similares de la rama norte del Arco de Gibraltar (MUÑOZ, 1991, 1994; SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997).

Todos los enclaves descritos, junto con enclaves cuyo afloramiento ha desaparecido, como se ha comentado anteriormente (gneises granatíferos, mármoles con diópsido y cuarcitas con clinopiroxeno), indican que en Monte del Hacho están representadas de una forma aproxi-

mada restos de las litologías de una unidad Alpujárride/Sébtide completa, desde los Gneises hasta la secuencia triásica.

2.1.2. Peridotitas y serpentinitas (1)

Sobre la Unidad de Monte del Hacho, en la cala del Sarchal, al suroeste de Monte del Hacho, descansa una lámina de peridotitas. Estos afloramientos fueron primeramente descritos por MARÍN (1917), y después citados en varios trabajos que tratan sobre la geología de Ceuta, no siendo hasta los estudios de KORNPBST (1962) cuando se reemprende su estudio, relacionándolos con otros asomos bético-rifeños y con otras formaciones alpujárride/sébtides.

Esta lámina se presenta fuertemente serpentinizada y deformada, y tiene hasta 30 m de espesor, medido perpendicularmente a su contacto de muro. Entre las serpentinitas aparecen fragmentos menos alterados de peridotitas.

En los fragmentos peridotíticos se han distinguido las facies de lherzolitas con granate y lherzolitas granulares (en los estudios petrológicos, complementarios de esta Hoja y en los de TARGUISTI, comunicación personal, 1996), es decir, que aunque fuertemente adelgazados, aparecen términos del techo y muro de los actuales macizos de Ronda o Beni Busera.

Las serpentinitas muestran diferentes fábricas, dependiendo de su posición en la lámina. Aparecen como matriz en brechas sin estructura aparente, como cataclasitas foliadas con estructuras SC en bandas, o como fibras que rellenan fallas y diaclasas. La fase mineral principal es el crisotilo, aunque no se descarta la posibilidad de cantidades subordinadas de lizarcita y/o brucita.

2.1.3. Unidad de Jubrique

En Ceuta, inmediatamente sobre las peridotitas se sitúa un paquete de gneises granatíferos de 20 a 40 m de potencia (unidad cartográfica 4) que pasan hacia arriba, a través de zonas de brechas, a gneises migmatíticos de unos 200-300 m de potencia mínima visible (5). Ambas litologías han sido denominadas frecuentemente, en la literatura regional de Ceuta, como Gneises del Istmo y, desde COQUAND (1846) y DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH (1917) han sido más o menos asociados a, o relacionados con, los gneises y granitoides de la Unidad del Monte del Hacho, no siendo hasta los estudios de KORNPBST (1962) cuando se les supone como parte suprayacente originalmente a las peridotitas.

Se ha utilizado el nombre de Unidad de Jubrique para denominar a los Gneises del Istmo de Ceuta, por ser en Jubrique (Serranía de Ronda, Cordilleras Béticas) donde se encuentra la mejor definida y más completa sucesión comparable (y con una posición tectónica equivalente, también supra-peridotítica) de todo el ámbito bético-rifeño (BALANYÁ, 1991; BALANYÁ *et al.*, 1993, 1997). Los mismos términos aparecen sobre las peridotitas de Beni Busera, denominándose gneises y micaesquistos del Filali (SUTER 1980), pero en una secuencia incompleta a la que además algunos autores le segregan la diferenciación cartográfica basal realizada en la Hoja de Ceuta (los gneises granatíferos, 4), por lo que, en esta Hoja, Filali se ha considerado un término que podía llevar a confusión. No obstante, la identidad petrológica, microestructural y metamórfica es total entre todos estos afloramientos bético-rifeños, indicando que se trata de la misma unidad en origen.

En conjunto, tanto en los gneises granatíferos como en los migmatíticos, son frecuentes los diques que cortan netamente la foliación principal, y que están compuestos de cuarzo, feldespato potásico, turmalina y mica blanca. La edad del protolito es considerada generalmente como paleozoica. Núcleos de monacitas, blindados en granate, han suministrado una edad de 292 ± 27 Ma en rocas similares del macizo de Beni Busera (MONTEL *et al.*, 2000).

Tanto en Jubrique (Béticas) como en Filali (Rif), esta secuencia gneisico-migmatítica pasa paulatinamente a esquistos oscuros con estaurólita. En la parte más estrecha del istmo de Ceuta cabría esperar encontrar estos esquistos, sin embargo, lo reducido del espacio y la completa urbanización del mismo impiden ver qué materiales se encuentran separando la Unidad de Jubrique de los materiales Maláguides/Ghomárides.

2.1.3.1. Gneises granatíferos (4)

Llamados tradicionalmente Kinzigitas, son rocas de grano grueso con texturas gneísicas y bandeadas, marcadas por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos con otros biotíticos, con texturas granoblásticas y blastomiloníticas. La asociación mineral más frecuente incluye cuarzo+feldespato potásico+biotita+ sillimanita+ distena+granate+plagioclasa. La cordierita y la hercinita (espinela ferrosa) aparecen como minerales tardíos reemplazando al granate. Son accesorios comunes grafito, apatito, circón, rutilo, titanita e ilmenita.

Aunque en el pequeño afloramiento de Ceuta no se han encontrado, es común en este tramo litológico la presencia de niveles de metabasitas con clinopiroxeno y ortopiroxeno. Estas metabasitas forman boudines decimétricos con límites transicionales, aunque en la secuencia de Filali, sobre las peridotitas del Macizo de Beni Busera, se encuentran grandes cuerpos de varios metros de espesor (KORNPROBST, 1971).

Dentro de los gneises granatíferos, la biotita presenta dos situaciones texturales principales, una marcando la foliación principal junto con la sillimanita prismática y la distena, y otra desordenada, rodeando al granate. Siempre tiene un color rojo intenso. El granate llega a constituir el 20% de la roca. Es previo a la foliación principal y blastomilonítica. Presenta formas globulares equidimensionales o aplastadas, y es característico de esta roca por su abundancia y gran tamaño, que llega a alcanzar varios centímetros de diámetro. Puede tener inclusiones de rutilo, distena, sillimanita, plagioclasa y cuarzo, aunque no es frecuente que tengan un carácter peciloblástico. Es común en Ceuta que aparezca parcialmente alterado a cordierita y espinela verde (hercinita), principalmente cuando está en contacto con sillimanita. La cordierita se presenta rodeando al granate y la espinela como un agregado de pequeños cristales incluidos en la cordierita. La distena y la sillimanita forman cristales prismáticos que marcan la foliación y la lineación. La sillimanita pseudomorfiza frecuentemente a la distena.

2.1.3.2. Gneises migmatíticos (5)

Mediante pequeñas zonas de brechas, la textura y la mineralogía de los gneises granatíferos (4) pasa gradualmente a constituir los gneises migmatíticos (5), que ahora se describen.

Paulatinamente desaparece la distena, y la sillimanita prismática es substituida por fibrolita, a la vez que disminuye el contenido en granate y aumenta el de biotita. Hacia el techo visible en el asomo del istmo de Ceuta, disminuye el contenido en feldespato potásico y el bandeado de la roca se hace menos patente, pero sin llegar nunca a constituir esquistos oscuros, la litología que sucede típicamente a estos gneises en la Unidad de Jubrique.

Los niveles migmatíticos están constituidos por metatexitas (sensu MEHNERT, 1968) con estructuras estromáticas y en ocasiones fluidales. Los leucosomas, de grano medio-grueso, están formados por cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa; constituyen, generalmente, lechos concordantes con la foliación principal, y aunque en ocasiones la cortan, tienen tendencia a ser subparalelos. Los melanosomas son de menor tamaño de grano (medio-fino), y más ricos en biotita, plagioclasa, sillimanita y granate; el granate está siempre presente, aunque pueda estar sustituido en gran medida por cordierita.

El espesor de los lechos alternantes de leucosomas y melanosomas es de pocos centímetros. Excepcionalmente, se encuentran cuerpos mayores de leucosomas (hasta de varios metros de espesor, y denominados entonces leptinitas), cuyos contactos son subconcordantes con la foliación principal, y junto con ella se encuentran microplegados. Estos cuerpos, además de cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa, tienen granate y turmalina, en ocasiones con gran abundancia.

2.1.4. Unidades de Federico

2.1.4.1. Unidad de Beni Mesala

En el territorio de Ceuta, sólo están bien representadas parte de las formaciones metapelíticas triásicas y paleozoicas superiores, propias de las unidades alpujárrides, aunque, no obstante, afloramientos de mármoles triásicos completan algunas secuencias. La Unidad de Beni Mesala aparece mucho más completa varios kilómetros más al sur, en territorio marroquí, al igual que ocurre con el resto de las Unidades de Federico. Las diferenciaciones cartográficas efectuadas en la Unidad de Beni Mesala en la Hoja de Ceuta se describen a continuación, de abajo a arriba.

2.1.4.2. *Filitas y esquistos, con niveles de conglomerados (6). Pérmico o anterior*

Al oeste de Ceuta, en el núcleo de un anticlinal con hundimiento al Sur, se observan unos 200 metros (estimados perpendicularmente a la foliación) de esquistos de grano fino (generalmente, filiticos) que hacia la base (hacia la costa, donde asoman los términos más bajos) posee intercalaciones de metaconglomerados. Los esquistos son de color gris "color humo", con intercalaciones más o menos abundantes de venas de cuarzo y/o carbonatos de potencia centimétrica. Los metaconglomerados son de matriz cuarzosa, mal clasificados, con cantos de tamaño inferior al centímetro, de cuarzo y de rocas silíceas oscuras.

La mineralogía de los términos más fíliticos es, principalmente, cuarzo, micas incoloras (especialmente micas fengíticas), clorita y albita, con cantidades variables de cloritoide. Sin embargo, en las venas es común encontrar una variada mineralogía, constituida además del cuarzo, por carfolita, cloritoide y clorita magnésicas, distena, pirofilita y cookeita, toda ella frecuentemente pseudomorfofizada a flogopita, clinocloro, paragonita o albita.

Hacia la parte estructuralmente mas baja del núcleo del anticlinal, existe un pequeño asomo de esquistos que, además de tener una mineralogía básica similar al resto, poseen granate férrico (70% almandino) y biotita (BOUYBAOUËNE *et al.*, 1999). Estos esquistos podrían corresponder a la transición entre los esquistos grises y los oscuros de la Unidad de Jubrique, aunque hasta los gneises faltarían todo el paquete de esquistos con estauroilita de casi un kilómetro de potencia cuando está bien desarrollado (BALANYÁ *et al.*, 1997).

Los minerales presentes en las venas se han interpretado como previos a la foliación principal (BOUYBAOUENE *et al.*, 1995), preservados de deformaciones y transformaciones posteriores debido a la mayor competencia de estos dominios texturales.

La edad de esta formación, sobre la que descansan sistemáticamente materiales werfenienses, se considera del Trías Inferior o Pérmica, aunque no ha podido ser datada.

2.1.4.3. *Cuarcitas y filitas (7). Triásico inferior, Werfeniense*

Esta diferenciación cartográfica está constituida por cuarcitas amarillentas con intercalaciones de filitas de colores abigarrados. Las cuarcitas forman paquetes de varios metros de potencia, que resaltan en el paisaje, aunque se encuentren intercaladas con filitas en bancos de menor espesor.

Las cuarcitas tienen una proporción variable de mica incolora, cuando son impuras. Por lo demás, las asociaciones minerales son similares en los exudados de cuarzo y metapelitas, descritas en el tramo anterior.

La potencia de la formación es variable, alcanzando como máximo en Ceuta 100-200 m. La edad supuesta es Trías Inferior (Werfeniense), por comparación con la misma formación en otras unidades del Complejo Alpujárride/Sébtide.

2.1.4.4. *Mármoles (8). Triásico, Anisiense*

Las unidades de Federico presentes en Ceuta carecen prácticamente de la formación carbonatada que las corona, lo cual parece ser efecto de una omisión tectónica. Sólo la Unidad de Beni Mesala posee pequeños asomos de carbonatos recristalizados, al noroeste del territorio ceutí.

Son mármoles calizos deformados, sin una mineralogía especial aparte de calcita, dolomita, cuarzo y mica blanca. Sin embargo, en otras unidades y al sur de Ceuta, los mármoles y algunas intercalaciones pelíticas en ellos, pueden presentar carfolita magnésica y otros minerales similares a los de la unidad metapelítica (6). En cuerpos mayores puede aparecer un mayor carácter dolomítico, con menos evidencias de deformación.

La edad encontrada para esta formación, en la misma Unidad pero fuera del territorio de Ceuta, es de Trías medio-superior (mediante dataciones de gyroporellas, citadas en KORN-PROBST, 1971) o, más concretamente, Anisiense (diploporas: KORNPROBST y DURAND-DELGA, 1985).

2.1.5. Unidad de Boquete de Anyera

De la Unidad de Boquete de Anyera, sólo asoman en la parte occidental del territorio ceutí varios cuerpos lenticulares, limitados por fallas posiblemente extensionales, de pocas decenas de metros de potencia, pertenecientes todos a la formación metapelítica. Estos términos pueden confundirse fácilmente con formaciones similares de las restantes Unidades de Federico que los limitan. Sin embargo, la continuidad hacia el sur de la Unidad, donde asoma con una potencia mucho mayor confirma su existencia, siquiera sea con espesores reducidos.

2.1.5.1. *Filitas con niveles arenoso-conglomeráticos (9). Trías Inferior-Pérmico*

Desde el punto de vista petrográfico, esta unidad está constituida por esquistos de grano fino (filitas) de color violáceo oscuro, con exudados de cuarzo e intercalaciones de metaareniscas y conglomerados con pequeños cantos, que al igual que en la unidad de Beni Mesala no superan el centímetro de diámetro.

La asociación mineral más frecuente en los dominios metapelíticos es cuarzo, clorita, mica fengítica y albita. Los exudados de cuarzo muestran, además de estos minerales, sudoita y una clorita di-trioctaédrica que en esta unidad es muy rica en magnesio (BOUYBAOUENE *et al.*, 1995).

La edad estimada de esta formación, por su posición estratigráfica, es Trías Inferior o Pérmico, como en el resto de unidades alpujarride-sébtides.

2.1.6. Unidad de Tizgarine

Al igual que ocurre con la unidad anterior, la Unidad de Tizgarine sólo esta representada en el territorio ceutí, por la formación metapelítica, que presenta en este caso potencias sensiblemente mayores, de hasta unos 200 metros de espesor.

2.1.6.1. Esquistos de grano fino y conglomerados (10). Paleozoico

Esta unidad cartográfica está constituida por esquistos de color grisáceo y malva, litológicamente similares a las formaciones equivalentes del resto de las Unidades de Federico. La asociación mineral más frecuente en los dominios metapelíticos es cuarzo, clorita, mica fengítica y albita, además de pirofilita y pequeñas láminas de cookeita. La cookeita aparece mejor desarrollada en los exudados de cuarzo, que no poseen otra mineralogía especial.

La edad se considera Paleozoica por la posición estratigráfica dentro de la unidad fuera del área estudiada.

2.2. COMPLEJO MALÁGUIDE/GHOMÁRIDE

El Complejo Maláguide/Ghomáride está representado en el área por una sola unidad (Unidad de Akaili) que forma un sinclinorio (sinclinal de Fnideq o de Hadu-Fnideq), inmediatamente al oeste de la Ciudad de Ceuta. Las diferentes formaciones o unidades cartográficas que lo constituyen suelen estar separadas por zonas de cizalla frágiles de bajo ángulo: es por ello que a veces aparecen de forma incompleta o discontinua en algunos sectores, aunque sin perder el orden estratigráfico en el conjunto de la estructura sinclinal. A continuación se describen las distintas unidades cartográficas diferenciadas, de muro a techo de la estructura (y de más antigua a más moderna).

2.2.1. Filitas y conglomerados deformados (11). Silúrico y posiblemente Ordovícico

Esta formación sólo se localiza en la rama oriental de la estructura sinclinal, y ha sido denominada en la literatura geológica de Ceuta como Filitas de las Puertas del Campo. Debido a la similitud litológica que presentan con las unidades alpujarride/sébtides de Federico y a su posición, estructuralmente por encima de los gneises del istmo (aunque no en contacto directo), se les ha considerado durante mucho tiempo como una parte originalmente suprayacen-

te a los mismos. No es hasta los estudios de KORNPROBST (1974) cuando se le incluye en el Complejo Malaguide/Ghomáride.

Al oeste del istmo de Ceuta asoma un paquete de rocas filíticas compuesto en sentido estricto esencialmente de areniscas micáceas y lutitas pizarrosas de tonos pardo grisáceos u oliváceos, que hacia la base, en la playa del Chorrillo, adquieren un aspecto de filitas oscuras moteadas. La pizarrosidad es muy penetrativa y llega a obliterar las estructuras sedimentarias. La mineralogía de estas rocas filíticas comprende cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita y clorita. En conjunto, toda la parte centro-occidental de la ciudad se levanta sobre esta unidad cartográfica.

Hacia la parte superior de este paquete existe un nivel característico de conglomerados (no diferenciado cartográficamente por la dificultad de seguirlo en el área urbana), con cantos aplanados paralelamente al plano de pizarrosidad ("conglomerado de cantos estirados"). Los cantos son predominantemente cuarcíticos, pero también aparecen de cuarzo, esquistos y pizarras, todo ello englobado en una matriz arcillosa y cementado por sílice. El espesor de este nivel de conglomerados es de unos 10 m.

Por encima de los conglomerados, las metapelitas han suministrado, en otros lugares del Rif (AGARD *et al.*, 1958), graptolitos del Silúrico inferior. Estas determinaciones y la asociación litológica de conjunto hacen adscribir definitivamente esta unidad cartográfica al Complejo Malaguide/Ghomáride.

El espesor conservado de esta unidad, en la Hoja de Ceuta, es del orden de 250 m.

2.2.2. Calizas y pizarras (12). Devónico

Este es uno de los términos más característicos de las unidades maláguide/ghomárides, denominado generalmente "Formación de Calizas Alabeadas". La litología de este paquete varía desde verdaderas calizas hasta grauvacas calcáreas más o menos pizarrosas. Ambos tipos litológicos están siempre estratificados en bancos delgados de pocos centímetros de espesor, pero siempre intensa e irregularmente replegadas, lo que le da su nombre. Su color varía de gris oscuro a negro en fresco, con abundantes filoncillos rellenos de calcita espática blanca, muy característicos.

Su textura es finamente arenosa o microcristalina, frecuentemente laminada y gradada, y presentan abundantes estructuras sedimentarias turbidíticas. Ello, unido a la existencia de frecuentes cambios de facies laterales y verticales, ha hecho suponer a algunos autores que estas rocas resultarían de la carbonatación de un material esencialmente grauváquico, de tipo flysch.

La edad, aunque discutida, se considera devónica (MARTÍN-ALGARRA, 1987) para toda la sucesión, habiéndose datado el Fameniense superior, mediante conodontos, en las proximidades de Ceuta, cerca del Yebel Zem-Zem (DURAND-DELGA *et al.*, 1960-1962). El espesor presente en Ceuta es muy difícilmente estimable por las fallas y pliegues superpuestos, aunque supera los 200 metros.

2.2.3. Pizarras, grauvacas, liditas y conglomerados (13). Carbonífero inferior

Por encima de las "Calizas Alabeadas" se encuentra un conjunto heterogéneo de rocas que

incluye pizarras, grauvacas y niveles de conglomerados. Hacia la base existe un nivel guía de pizarras silíceas (líditas) que cuando no esta omitido tectónicamente sirve de separación con el tramo anterior. Los niveles pizarrosos suelen ser más frecuentes o abundantes hacia el techo. También se reconocen, aunque no se les ha podido asignar una posición estratigráfica concreta, niveles de cuarcitas, silixitas e incluso probablemente, calizas, así como rocas volcánicas.

Las pizarras y grauvacas son, pues, la litología dominante, de color verdoso en fresco, o pardusco por alteración. Presentan estructuras sedimentarias tales como marcas de corriente, laminaciones a veces cruzadas, etc. La litología, el carácter rítmico, y algunas estructuras observadas, hacen suponer un carácter turbidítico para esta formación.

Las intercalaciones conglomeráticas suelen aparecer asociadas a bases erosivas de los estratos. Los bancos conglomeráticos son de color gris oscuro y de espesor métrico; tienen cantos pequeños, centimétricos, de diferentes litologías ("polimícticos"), tales como cuarzo, líditas, cuarcitas y calizas, aunque predominan los silíceos (cuarzo-lidítico-cuarcíticos).

En la zona de la Almadraba, en el sureste del territorio ceutí, han sido citados pequeños afloramientos calizos de color gris claro, semejantes a otros que, en la región, aparecen intercalados en esta formación pizarroso-grauváquica, y que han sido datadas por MILLIARD (1959) como de edad Viseense superior – Namuriense inferior (Carbonífero inferior) (CHAMORRO y NIETO, 1989). No obstante, conviene indicar que en la región malagueña, esta formación puede presentar olistolitos calcáreos.

Asimismo, esta formación intercala rocas volcánicas, presentándose los afloramientos más conocidos en la parte sureste del territorio. En La Almadraba aparece una roca afín a los porfiroides, con cuarzos "riolíticos", y cristales feldespáticos estirados, en un fondo microcristalino (KORNPROBST, 1974). En el arroyo de las Colmenas, cerca de una antigua cantera en las "Calizas Alabeadas" (y, por tanto, en la parte basal de la formación) afloran rocas basálticas con estructuras almohadilladas (pillow-lavas) (CHAMORRO y NIETO, 1989).

Localmente aparecen a techo de la formación, y sobre todo en la parte sur del territorio, conglomerados heterogéneos de matriz arenosa o limosa, con grandes cantos (de tamaño decimétrico en adelante) de materiales variados, incluyendo de las "Calizas Alabeadas", correlacionables con el "Conglomerado de Marbella" (HERBIG, 1983).

La edad estimada para esta serie en otras áreas del orógeno es Carbonífero Inferior. En cambio, al "Conglomerado de Marbella" se le supone de edad Carbonífero Superior.

2.2.4. Areniscas, conglomerados y limolitas, rojos (14). Permo-Trías

Sobre las formaciones carboníferas anteriormente descritas, y mediante contactos generalmente de naturaleza mecánica (pero con toda probabilidad originalmente discordantes), se encuentran areniscas y conglomerados de color rojo vinoso o rojo ladrillo, aunque a veces anaranjados o amarillentos, así como limolitas rojas y verdosas. Las areniscas y conglomerados aparecen intensamente fallados y plegados, aunque no llegan a desarrollar ninguna foliación penetrativa como el conjunto del Paleozoico Maláguide/Ghomáride. En cambio a veces en campo, los niveles más amarillentos se pueden confundir con las areniscas oligo-miocenas de la unidad cartográfica 17, igualmente deformadas.

Probablemente, la mejor sección para conocer la sucesión que conforma esta unidad cartográfica se encuentra en el barranco del Príncipe, junto a unas antiguas canteras para arcillas cerámicas, al sur del territorio. En esta zona, hacia la base de la formación se presentan conglomerados en bancos de espesor métrico, con cantos centimétricos de cuarzo blanco y, más escasos, de lidita, siendo el cemento arcillo-ferruginoso o, más raramente, silíceo. A los conglomerados les suceden areniscas rojas, arcósicas y micáceas, que presentan, frecuentemente, estratificación cruzada. Encima, se disponen arcillas rojo-violetas o, a veces, verdosas. Finalmente, coronando la serie aparecen bancos de areniscas amarillentas, con estratificación más masiva, cuarcíferas y de tamaño de grano, grueso.

En la ladera oriental del arroyo del Infierno, en la parte centro-meridional del territorio, se localiza una cantera donde aparece, bajo la serie arenisco-limolítica oligo-miocena (unidad cartográfica 18), una caliza dolomítica muy dura, microcristalina, brechoide y con niveles de sílex grisáceo. Esta caliza es probablemente jurásica (liásica) y podría representar la parte alta, probablemente transgresiva y lagunar, de la sucesión permotriásica descrita, al igual que sucede en otras zonas de la región, cercanas a Ceuta, tales como Ain-Ruhabia o en la base del Yebel Zem-Zem (CHAMORRO y NIETO, 1989).

Esta unidad es interpretable como un depósito continental, o marino poco profundo, con algún episodio lagunar esporádico, como lo sugeriría la presencia de niveles calizo-dolomíticos.

También en esta serie permotriásica se presentan intercalaciones de rocas volcánicas. En el mencionado barranco del Príncipe existe un afloramiento de rocas muy alteradas, microlíticas, con albita, clorita y calcita (KORNPROBST, 1974).

La edad determinada para esta unidad en otras áreas del orógeno, a partir de restos vegetales, suele ser Triásico, aunque en zonas próximas se ha encontrado *Walchia piniformis*, una planta típica del Pérmico. Así pues, lo más correcto parece ser atribuirle una edad comprendida entre el Pérmico y el Werfeniense (Triásico inferior), aunque hay autores que indican también edades del Triás medio y superior.

2.3. UNIDADES DE LA PREDORSAL RIFEÑA

En el extremo noroeste del territorio de Ceuta e Isla de Perejil, asoman fragmentos de unidades de la Predorsal, afines a las Unidades del Surco de los Flyschs. La Unidad de la Predorsal, en sentido estricto, está formada por margocalizas del Malm-Cretácico Inferior sobre las que se sitúan areniscas groseras del Oligoceno-Aquitaniense. De estos dos tramos, y debido a fallas de salto en dirección, sólo está presente el segundo en el territorio ceutí, donde constituye la unidad cartográfica 17. Las dolomías triásico-jurásicas, y las calizas margosas en bancos, jurásicas (unidades cartográficas 15 y 16, respectivamente), que constituyen la Isla de Perejil, se han atribuido a otra unidad tectónica (Unidad del Yebel Musa), distinta de la anterior, pero que puede ser agrupada con la Unidad de la Predorsal por posición tectónica y afinidad litológica (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1990).

2.3.1. Dolomías (Triásico-Jurásico) (15)

Constituyen, aproximadamente, la mitad septentrional de la isla del Perejil.

2.3.2. Calizas en bancos (Jurásico) (16)

Forman, aproximadamente, la mitad meridional de la isla del Perejil.

2.3.3. Areniscas y limolitas (Oligoceno) (17)

Esta diferenciación cartográfica se localiza junto a la frontera de Benzú, y constituye, dentro del territorio ceutí, una franja costera de unos 600 m de largo por 100 de ancho, separada de los mármoles de la Unidad alpujarride/sébtide de Beni Mesa mediante una falla en dirección, NE-SO y dextra.

Está constituida por areniscas y limolitas que alternan rítmicamente, formando, en conjunto una serie de tipo *flyschoide*. Las areniscas son la litología dominante, de naturaleza cuarzosa grosera (tendente a microconglomerática) y micácea, presentándose mal granoclasificadas y con laminación convoluta. Las limolitas son de color pardo oscuro. El espesor máximo observable de toda la formación es de pocas decenas de metros.

Esta formación, denominada Unidad de Beliunex, ha sido atribuida fundamentalmente al Oligoceno, aunque en las cercanías de la población del mismo nombre, se encontraron, inicialmente, restos de *Microcodium* atribuibles al Eoceno (DURAND-DELGA y VILLIAUMEY, 1963).

2.4. FORMACIONES "PRE" Y "SIN-OROGÉNICAS" DEL SINCLINAL DE FNIDEQ. TERCIARIO

En la zona axial del sinclinal de Fnideq se encuentran materiales terciarios (KORNPROBST y DURAND-DELGA, 1985; FEINBERG *et al.*, 1990) discordantes sobre las unidades cartográficas estratigráficamente más altas (Carbonífero inferior y, sobre todo, Permotrías: 13 y 14, respectivamente) del Complejo Maláguide/Ghomáride. Estos materiales terciarios (areniscas, limolitas, margas, calizas y conglomerados) se encuentran también plegados y discordantes entre sí.

2.4.1. Areniscas, limolitas, margas, calizas y conglomerados (18)

En los materiales terciarios del sinclinal de Fnideq existen, al menos, tres unidades (que no se han diferenciado cartográficamente en la presente Hoja, dada su localización en áreas fuertemente antropizadas, con escasez de afloramientos):

Eoceno: Unidad de arenas, areniscas y calizas organógenas.

Formación Fnideq, de edad Oligoceno terminal-Aquitaniense (equivalente a la formación Aozaina, de las Cordilleras Béticas).

Formación de La Viñuela, de edad Burdigaliense.

Eoceno

En el sector del embalse del Infierno, en las proximidades de la casa de control del embalse, se ha descrito recientemente (EL KADIRI *et al.*, 2000) una serie de espesor conservado sólo decamétrico, compuesta por arenas, areniscas y calizas organógenas de plataforma somera, con abundantes fósiles de nummulítidos, bivalvos (ostréidos), crinoides, equinodermos, etc. Esta serie se presenta discordante tanto sobre el Paleozoico como sobre el Permotrías maláguide/ghomáride, y es muy semejante a la de edad llerdiense-Luteciense (Eoceno) que, en otras partes del Rif interno, se localiza tanto en el Maláguide/Ghomáride como en la Dorsal interna.

Algunas de las primeras determinaciones macro y micropaleontológicas realizadas en los sedimentos terciarios de Ceuta por DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH (1917), que indicaron edades eocenas, probablemente se refirieron a esta misma serie o a series equivalentes de posibles puntos próximos.

Formación Fnideq

Como se ha indicado anteriormente, sería equivalente de la Formación Alosaina de las Cordilleras Béticas. En Ceuta, la sucesión observada o deducida, para estos materiales, es como se describe a continuación.

Hacia la parte basal de la formación aparece un nivel de conglomerados pardo-amarillentos de potencia irregular, y de espesor métrico. Los cantos son de tamaño centimétrico, fundamentalmente pizarrosos, y de naturaleza maláguide/ghomáride, presentándose generalmente con carácter clasto-soportado. A techo, los conglomerados pasan a niveles de areniscas, bien mediante intercalaciones o bien mediante el paso gradual de conglomerados de cantos pequeños a areniscas groseras.

Estas areniscas son de color pardo-amarillento y presentan, conforme se asciende en la serie, una disminución del tamaño de grano. Hacia el techo de la sucesión intercalan, cada vez en mayor proporción, niveles limolíticos e, incluso, margosos, también de color pardo-amarillento pero algo más verdoso. Estos niveles limolíticos y margosos suelen estar poco consolidados, y poseen cierta estructura laminar (pizarrosidad incipiente), sobre todo cuando se observan en corte fresco.

Todo el conjunto alcanza una potencia visible que se puede estimar como inferior a la centena de metros. Las malas condiciones de afloramiento, siendo materiales predominantemente blandos, en lomas cubiertas por la vegetación y bajo edificaciones, así como el plegamiento que les afecta, impiden mayores precisiones.

La edad de esta formación está comprendida entre el Oligoceno superior y el Aquitaniense, según las determinaciones macro y micropaleontológicas realizadas en ella (DURAND-DELGA *et al.*, 1963; FEINBERG *et al.*, 1990; EL KADIRI *et al.*, 2000).

Formación de La Viñuela

Ha sido recientemente citada en Ceuta por EL KADIRI *et al.* (2000). Se dispone de forma discordante, tanto sobre los materiales paleozoicos o triásicos maláguide/ghomárides, como sobre los eocenos o sobre los de la Formación Fnideq, formando retazos de sedimentos, que no sobrepasan nunca los 20 m de potencia.

Estos sedimentos están constituídos por margas grisáceo-amarillentas con intercalaciones de pequeños bancos de areniscas cuarzosas. Localmente, a su base, estas margas poseen bloques o están intercaladas con materiales maláguide/ghomárides, seguramente debidos a procesos tectónicos sin o post-sedimentarios, habida cuenta del fuerte plegamiento que los afecta, y que llega a ponerlos verticales.

Las margas han suministrado microfauna (*Globigerinoides trilobus*, *G. altiapertura*, *Catapsydrax dissimilis*) indicando una edad Burdigaliense inferior (EL KADIRI *et al.*, 2000).

2.5. FORMACIONES POSTOROGÉNICAS. PLIOCENO-CUATERNARIO

Tienen escasa importancia en el territorio de Ceuta, dado lo abrupto del relieve y de la línea de costa.

2.5.1. Arcillas, cantos y bloques (19). Depósitos de laderas

Corresponden, básicamente, a coluviones, consistentes en acumulaciones de bloques y cantos, de espesor métrico y con matriz fina generalmente arcillosa, que se localizan en las partes central y suroccidental del territorio. Se distinguen, al menos, tres generaciones de coluviones, los más recientes encajados en (o con pendiente más acusada que) los anteriores, lo que está en relación con el encajamiento de la red hidrográfica. En general, los más antiguos tienen una coloración más rojiza que los más recientes, aunque ello guarda también relación con la composición original de la litología de la que proceden, siendo, a igualdad de edad, más rojizos los procedentes de las litologías malaguide/ghomárides que los de las alpujarri-de/sébtides.

Al presentarse, en general, incididos por la red hidrográfica, puede suponerseles una edad fundamentalmente pleistocena, no siendo descartable que los más antiguos puedan ser, incluso, pliocenos, sobre todo si guardan relación morfológica con los niveles aluvial-coluviales más antiguos que se describen a continuación.

2.5.2. Gravas, arenas y limos (20). Aluvial-coluvial

Estos depósitos se relacionan con rellanos localizados en la costa norte. Los rellanos se disponen a tres alturas principales: 80-90 m, 45-55 m, y 20 m, guardando relación con la posición variable del nivel del mar durante el Plioceno y Cuaternario, y estando tanto mejor preservados cuanto más recientes (y bajos). Al igual que para los coluviones, su coloración más o menos rojiza (rubefacción) es función de su antigüedad y de la naturaleza de las litologías de las que proceden. La rubefacción afecta también al sustrato sobre el que se apoyan los más antiguos de dichos depósitos, produciendo una arcillización del mismo.

En la carretera que bordea la costa norte, entre Ceuta y Benzú, se encuentran buenos cortes de los depósitos asociados al rellano inferior. En este caso, son depósitos con estratificación métrica muy continua, que están constituidos por cantos subredondeados a subangulosos con matriz fina limosa muy abundante, y que alcanzan varios metros de potencia. La matriz proviene probablemente de la arcillización del sustrato.

Debido a que están disectados por la red hidrográfica y elevados sobre el nivel actual del mar, puede suponerseles una edad básicamente pleistocena, posiblemente incluso pliocena para los del rellano superior (ver capítulo de Geomorfología).

2.5.3. Bloques, cantos y limos (21). Canchales

Los canchales consisten en acumulaciones de bloques y cantos, con escasa o nula matriz arcillosa, y varios metros de espesor. Se presentan sólo en la parte más occidental del territorio, en la zona neutral, y al pie de las altas sierras de naturaleza calizo-marmórea. Se les atribuye una edad, fundamentalmente, holocena.

2.5.4. Gravas, arenas y limos (22). Aluviales y fondo de valle

Estos depósitos son poco importantes en el territorio ceutí, dado el generalizado encajamiento de la escasa red hidrográfica existente. Suelen ser de anchura decamétrica (normalmente, inferior a los 50 m), salvo en el tramo bajo del arroyo de las Bombas, en las cercanías del paso fronterizo de Gran Tarajal, donde se puede alcanzar del orden de los 150 m.

Están constituidos por gravas (y, a veces, bloques) de tamaños y naturaleza, variados, dependiendo, lógicamente, de la constitución litológica de la cuenca de recepción drenada. En menores proporciones, pueden presentar niveles limo-arcillosos.

Sus espesores varían, no solo según el arroyo de que se trate, sino también de su posición, transversal o longitudinal, en un mismo arroyo. Existen datos de espesores (y también de constitución litológica), procedentes de sondeos realizados con fines hidrogeológicos (FERNÁNDEZ DEL RÍO, 1995):

En el arroyo de las Bombas, en el límite sur y suroeste del territorio, existen espesores máximos de hasta 7,5 m, en su tramo bajo. En su tramo medio se citan de hasta 3 m.

Al noroeste, en el arroyo Benzú, alcanzan también hasta 3 m.

El arroyo Calamocarro, vertiente al norte, presenta hasta 11,5 m de espesor aluvial, cerca de su desembocadura, pero solo de orden métrico (1,5 m) a unos 500 m aguas arriba.

Para los arroyos de San José, del Renegado y del Infierno, localizados entre el anterior y el Puerto, existen espesores aluviales comprendidos entre 1 y 5 m.

En general, puede atribuirse una edad pleistoceno-holocena a estos depósitos.

2.5.5. Arenas y cantos (23). Playas

Los depósitos de playas actuales son poco importantes y discontinuos en el territorio de Ceuta, dado el carácter generalmente escarpado de su costa. Están constituidos por arenas de tonalidades grises, en las playas mayores, generalmente localizadas en las cercanías de la ciudad (playas de Benítez, en la costa norte, y del Chorrillo, en la costa sur), y por cantos en las playas más pequeñas, relacionadas con pequeñas calas entre acantilados o junto a la desembocadura de barrancos. Su edad es, fundamentalmente, holocena.

2.5.6. Bloques, hormigones, etc. (24). Depósitos antrópicos

Se han representado los siguientes tipos y localizaciones de depósitos antrópicos:

- Los muelles y espigones del puerto de Ceuta, en la costa norte, así como algunas pequeñas escolleras, tanto en la costa norte como en la sur. En general, corresponden siempre a terrenos ganados al mar.
- Los cierres de presa de los dos únicos embalses existentes en el territorio ceutí: el embalse del Renegado y el del Infierno.
- Las escombreras del vertedero existente en la Punta de Santa Catalina, en el extremo norte de la península de Monte del Hacho.

3. TECTÓNICA

El área de Ceuta presenta macro y micro estructuras típicas del Dominio de Alborán (Zonas Internas Bético-Rifeñas), que representan buenos ejemplos de la mayor parte de los procesos tectónicos que han tenido lugar en el Mediterráneo occidental. Además, por su posición en el límite occidental de dicho Dominio, y centrada en el Arco de Gibraltar, están presentes las estructuras ocasionadas por la colisión del Dominio de Alborán con los Paleomárgenes Sudibérico y Magrebí.

3.1. RASGOS TECTÓNICOS GENERALES

La estructura general del territorio de Ceuta está condicionada por dos grandes pliegues abiertos, de gran radio o de gran longitud de onda, de eje aproximadamente N-S (NNE-SSO): el sinforme o sinclinal de Fnideq y el antiforme o anticlinal de Benzú.

El sinclinal de Fnideq, o de Hadu-Fnideq, constituye el rasgo macroestructural más conspicuo de la geología de Ceuta, conocido de antiguo (ya fue citado por DUPUY DE LÔME y MILANS DEL BOSCH, 1917). Está conformado en materiales del Complejo Maláguide/Ghomáride y en su núcleo, que se localiza aproximadamente en el centro del territorio ceutí, están preservados sedimentos oligo-miocenos, discordantes pero plegados. Los materiales del Complejo Maláguide/Ghomáride constituyen una unidad tectónica (Unidad de Akaili) que se apoya sobre unidades tectónicas del Complejo Alpujárride/Sébtide: al oeste, sobre las Unidades de Federico (de las que están presentes, en el territorio ceutí, y nombradas de abajo a arriba, las de Beni Mesala, Boquete de Anyera y Tizgarine), y, al este, sobre las Unidades de Jubrique, arriba, y Monte del Hacho, abajo, que están separadas entre sí por el jirón de peridotitas de Ceuta.

El anticlinal de Benzú, cuyo eje pasa por la población del mismo nombre, se localiza en la parte más occidental del territorio ceutí, y afecta a las Unidades alpujárride/sébtides de Federico.

Así pues, estos grandes pliegues N-S se caracterizan, entre otras cosas, por afectar al apilamiento de unidades tectónicas, y a la discordancia de los sedimentos oligomiocenos sobre el Complejo Maláguide/Ghomáride. Más adelante, serán descritos más detalladamente.

Otra estructura que determina la distribución de afloramientos de Ceuta es un gran despegue, que aunque oculto bajo el istmo, separa dos zonas, o conjuntos de estructuras, con distintas características tectonometamórficas. Por una parte, al este de istmo, las Unidades de Jubrique y Monte del Hacho, así como el jirón de peridotitas, se presentan contenidas dentro de una amplia zona de cizalla, con condiciones de deformación desarrolladas en el campo dúctil o dúctil-frágil, que afectó a niveles corticales inferiores o mantélicos superiores. En cambio, al oeste del istmo aparecen niveles crustales más superficiales (Unidades de Federico y de Akaili), y aunque existen foliaciones y pliegues dúctiles, la mayoría de las fallas se desarrollan netamente en el campo frágil. Entre ambos conjuntos existiría, pues, un despegue mayor que habría aproximado niveles corticales separados originalmente por varias decenas de kilómetros (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997). Lamentablemente, los afloramientos de este despegue deben estar ocultos bajo las edificaciones del istmo (ciudad vieja de Ceuta) que precisamente se instalan en la parte baja, en lo que debía ser la zona de brecha y cataclasis, más friables ante la erosión. Es por ello por lo que no es posible establecer la cinemática y características de dicho despegue mediante medidas directas en el campo.

La separación física de los dos dominios tectonometamórficos y sus diferentes condiciones de deformación hace que la correlación de estructuras previas a los pliegues de gran radio (que afectan a ambos) entre uno y otro dominio no sea directa. No obstante, a partir de los trabajos regionales (BALANYÁ *et al.*, 1993, 1997; SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1995, 1999, 2002; SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997) cabe esperar que las estructuras sean equivalentes, ya que corresponderían a los mismos eventos tectónicos reflejados en segmentos de la corteza que podrían estar en la misma vertical. Estos eventos serían, para los Alpujárrides/Sébtides: 1) una colisión con registro de alta presión precámbrica, 2) un aplastamiento y extensión posterior que daría lugar a la foliación principal, 3) una segunda colisión con reordenamiento de unidades, y 4) extensión en el Dominio de Alborán simultánea a su colisión con los paleomárgenes Sudibérico y Magrebí. El Complejo Maláguide, por su parte, conservaría más evidencias de deformación hercínica y menos de la deformación alpina, excepto en el último evento en el cual desarrolla prácticamente las mismas estructuras que el Complejo Alpujárride/Sébtide.

En este contexto, el despegue oculto en el istmo habría aproximado dos niveles tectónicos, haciendo desaparecer gran parte de la corteza (de ahí su carácter extensional) hasta ponerlos en contacto. La foliación principal (más penetrativa) de la Unidad de Jubrique es por tanto, en todo equivalente a la foliación principal de las unidades de Federico. Por otra parte, la foliación milonítica posterior (evento 4), generalmente dúctil, de la Unidad Monte del Hacho es correlacionable con algunos de los sistemas de despegues de comportamiento esencialmente frágil que separan entre sí las unidades de Federico, o éstas de la Unidad Maláguide/Ghomáride de Akaili.

En lo que sigue, y tras unas consideraciones sobre el apilamiento de unidades tectónicas y su cinemática, se describirán las estructuras características de esos dos sectores con diferentes condiciones tectonometamórficas. Después, separadamente, se describirán los mencionados pliegues de gran radio, y algunas estructuras recientes presentes en la Hoja, posteriores a los mismos.

3.2. EL APILAMIENTO DE UNIDADES TECTÓNICAS Y SU CINEMÁTICA

Aparte del registro metamórfico, que será tratado más adelante, las evidencias de la existencia de cabalgamientos, algunos de ellos de escala litosférica, son: 1) la repetición de edades en las Unidades de Federico, 2) la superposición de las series paleozoicas malaguide/ghomárides sobre las permotriásicas del Alpujárride-Sébtide, y 3) la presencia de peridotitas mantélicas entre rocas corticales. Estos hechos indican que, al menos originalmente, los contactos entre las diversas unidades tectónicas tuvieron un carácter contractivo y, por lo tanto, las unidades constituyeron mantos de gran entidad, sobre todo, si se considera que son un rasgo general y característico de todo el Dominio de Alborán.

Sin embargo, el espesor de las unidades tectónicas en Ceuta está reducido (Fig. 2), y una parte importante de las formaciones que las componen faltan o están presentes de forma testimonial, como, por ejemplo, los mármoles de las Unidades de Federico o las peridotitas. Estas omisiones están siempre ligadas a los contactos entre unidades tectónicas y a amplias zonas de cizalla dúctil o zonas de fallas frágiles, con gran desarrollo de cataclasitas; lo que implica que no obedecen a otras causas, como por ejemplo, hiatos estratigráficos de carácter sedimentario. Un ejemplo notable de lo anterior se tiene en el contacto entre las Unidades de Tizgarine (Alpujárride/Sébtide) y Akaili (Maláguide/Ghomáride), donde, al menos, falta la formación completa de pizarras ordovícico-silúricas de esta última.

Por lo tanto, los contactos entre unidades tectónicas deben ser interpretados de otra manera, considerándose actualmente, tal y como se ha indicado en el capítulo de Introducción, que representan fallas extensionales, y consecuentemente las unidades no pueden ser definidas en su forma actual como mantos en sentido estricto. El mayor despegue extensional observable en Ceuta correspondería al contacto entre el Alpujárride/Sébtide y el Maláguide/Ghomáride, como se observa en otros lugares de las Cordilleras Bético-Rifeñas. En la parte oculta por el istmo, en el flanco este del Sinclinal de Fnideq, este despegue sería responsable de la desaparición de más de 5 km de espesor (Fig. 2) de una secuencia previamente adelgazada por extensión dúctil.

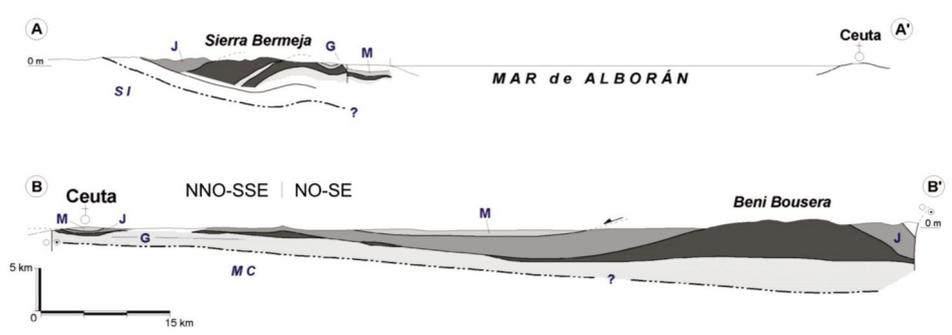


Fig. 2.- Cortes geológicos esquemáticos N-S del Arco de Gibraltar en donde se muestran las relaciones tectónicas de Ceuta con el resto de afloramientos del Dominio de Alborán en las Béticas y Rif. Situación de los cortes, en Fig. 1. Misma leyenda que en Fig. 1; M = Complejo Maláguide/Ghomáride; J = Unidad de Jubrique (Filali y otras en el Rif); gris oscuro, Peridotitas; G (trama de rombos) = Unidades del Grupo de Blanca (Monte del Hacho, Monte Mayor y Guadaiza); SI = margen Sudibérico; M = Cobertera Magrebi.

3.3. ESTRUCTURA DEL CONJUNTO TECTONOMETAMÓRFICO ORIENTAL

3.3.1. Estructura de la Unidad de Monte del Hacho

La Unidad de Monte del Hacho, inmediatamente por debajo del jirón de peridotitas, posee una zona de cizalla (KORNPROBST, 1962), de aproximadamente 50 m de espesor. Justo en el contacto con las peridotitas, la zona de cizalla esta constituida por ultramilonitas, que tienen un espesor de 0,3 m. Hacia abajo, aparecen milonitas que alternan con bandas centimétricas de ultramilonitas, cada vez más escasas hasta desaparecer. La deformación de la zona de cizalla provoca una reducción del 95% del tamaño de los porfidoclastos de feldespato, desde los más de 3 cm que presentan los que contienen los granitoides porfídicos sin deformar, hasta los 2 mm que tienen los de las milonitas.

En la zona de cizalla se desarrolla una foliación milonítica tardía S_m (Fig. 3), paralela al contacto con las peridotitas. La foliación milonítica S_m contiene una lineación mineral que hunde 25° hacia $N180-190^\circ$ (Fig. 3). La foliación S_m está definida por la existencia de bandas milimétricas con diferente reducción de tamaño de grano, y por la reorientación de cristales pla-

nares previos, tales como biotita o haces de fibrolita. Según S_m crecen orientados cristales de clorita y mica blanca. La lineación asociada está marcada por la presencia de cuarzo estirado en cintas y por las sombras de presión en porfiroclastos de feldespato, cordierita y, localmente, turmalina. A escala mayor, la lineación asociada a S_m puede estar definida por enclaves métricos estirados.

Fuera de la zona de cizalla, las migmatitas y granitoides porfídicos, constituyentes mayoritarios de esta unidad, presentan frecuentemente una foliación gneísica o sinmagmática, mal definida, subparalela a S_m . Esta foliación está determinada por fenocristales de feldespato (u ojos) y estructuras schlieren, orientados en una matriz sin deformar. A esta foliación se le sobrepone zonas de cizalla centimétricas, con reducción de tamaño de grano y desarrollo de minerales retrometamórficos.

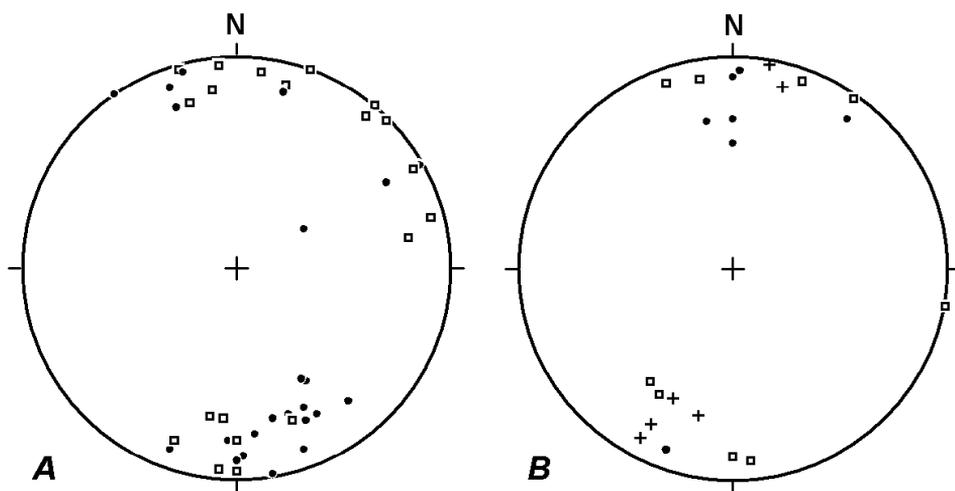


Fig. 3.- Orientación de estructuras de la parte superior del Dominio de Alborán en el sector occidental de Ceuta. A) lineación de estiramiento (puntos), estrías y fibras (cuadrados) de las Unidades de Federico; 45 medidas. B) pliegues tardíos: puntos, Maláguides/Ghomárides; cuadrados, Alpujárride/Sébtides; cruces, lineación de intersección en cuarcitas de las Unidades de Federico. Proyección equiareal en el hemisferio inferior.

El sentido de movimiento asociado a las zonas de cizalla se deduce a partir de estructuras SC, sombras asimétricas, fracturas de porfiroclastos de feldespato potásico, formas sigmoidales de enclaves, y planos C' . Las estructuras SC y las sombras asimétricas de los porfiroclastos indican sentidos de movimiento, tanto al N como al S. La existencia de sentidos de movimiento conjugados es confirmada por los enclaves boudinados simétricamente. En cambio, Los planos C' , que buzan sistemáticamente al norte e incluyen fibras de filossilicatos de orientación también N-S (Fig. 3B), indican un sentido de movimiento al norte. Tanto a S_m como la foliación gneísica-sinmagmática y las bandas C' sobrepuestas, pueden considerarse por su orientación, cinemática y condiciones de formación, aproximadamente contemporáneas.

Por otra parte, los granitoides ricos en enclaves se presentan como cuerpos métricos o decamétricos de forma irregular o tabular, incluidos en los granitoides porfídicos y con límites frecuentemente transicionales. Localmente, ambos tipos de granitoides están separados por una zona, de aproximadamente 50 cm de espesor, rica en venas de cuarzo, feldespatos potásico y turmalina, y con enclaves granodioríticos de grano fino, de formas paralelepípedicas.

Los granitoides ricos en enclaves pueden aparecer indeformados o bien con una foliación interna, marcada por enclaves de cuarzo aplastados, que forma un ángulo pequeño con S_m o con la foliación magmática de los granitoides porfídicos.

3.3.2. Estructura del jirón de peridotitas de Ceuta

Las peridotitas, fuertemente cataclastizadas y brechificadas, descansan sobre un plano neto que las separa de las milonitas compactas de la Unidad de Monte del Hacho. El jirón de peridotitas se puede dividir en tres bandas con diferente deformación:

- Una banda inferior constituida por protocataclasitas y brechas, con estructuras almendradas de tamaños mayores de 40 cm. Estas estructuras almendradas están delimitadas por superficies de deslizamiento, con fibras de serpentina y estrías que hunden 15-30° hacia N170.
- Una banda intermedia, de 30 cm de espesor, constituida por ultracataclasitas de serpentinita con un patente desarrollo de estructuras SC frágiles. No se observa una lineación asociada a estas estructuras SC, pero sus líneas de intersección entre los planos S y C son E-O. Las estructuras SC indican un sentido de transporte del bloque de techo hacia el sur.
- Una banda superior, constituida por brechas con una estructura no bien definida, en la que se encuentran abundantes venas rellenas de crisotilo de orientación variable, pero siempre perpendiculares al límite superior de las rocas ultramáficas.

El conjunto de rocas ultramáficas forma una lámina, o gran forma almendrada, en la que las peridotitas menos alteradas se conservan en grandes fragmentos rodeados de serpentinitas formadas a favor de fracturas y zonas de brechificación. Las peridotitas constituirían, por tanto, una especie de porfidoclastos de gran tamaño en una amplia zona de brecha limitada por zonas de cizalla dúctil-frágiles.

La orientación de las estructuras serpentiniticas y su cinemática, aunque en detalle aparentemente caóticas, muestran observadas globalmente una orientación paralela al contacto de muro; es decir paralelas a la foliación milonítica S_m de la zona de cizalla de Monte del Hacho. Esto sugiere que ambas estructuras son contemporáneas aunque, como se comentará más adelante en el apartado de metamorfismo, se observe la paradoja de que lo que corresponde a deformación dúctil en rocas cuarzofeldespáticas se presenta como una deformación frágil en rocas ultramáficas, mucho más tenaces.

3.3.3. Estructura de la Unidad de Jubrique

Por encima de las peridotitas se encuentran los gneises granatíferos de la Unidad de Jubrique, separados del jirón peridotítico por una estrecha banda (10-30 cm) de harinas de falla. El contacto entre ambas litologías es generalmente buzante hacia el Sur, aunque con valores variables.

En los gneises granatíferos se conserva una foliación milonítica subparalela a la foliación principal (S_p ; BALANYÁ *et al.*, 1997) que buza generalmente hacia el Norte. Esta foliación blastomilonítica está marcada por sillimanita prismática y distena. La foliación blastomilonítica paralela a S_p está cortada por zonas de cizalla de pocos centímetros de espesor, con una lineación mineral tardía subhorizontal de orientación N-S ó N170, marcada por el estiramiento del cuarzo y de minerales claramente retrógrados. El sentido de movimiento, deducido a partir de flexiones de la foliación previa, es hacia el Sur. Ocasionalmente, se puede observar la lineación asociada a la fábrica blastomilonítica previa, de orientación 20° hacia N255, marcada por la orientación de feldespatos y sombras de presión en granates.

En los gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique, la estructura más penetrativa es la S_p que tiene un carácter de bandeo gneísico. Son frecuentes los pliegues isoclinales, desenraizados, con plano axial paralelo a S_p , que sugieren una foliación previa a S_p de significado discutido, probablemente relacionada con el evento de alta presión observado en el Alpujarride/Sébtide.

La foliación principal S_p , y la blastomilonítica paralela a ella, representarían la estructura penetrativa más antigua visible en el conjunto tectonometamórfico oriental de Ceuta. Las pequeñas zonas de cizalla que las cortan, en cambio, estarían relacionadas con la S_m de Monte del Hacho de similar orientación y cinemática. Las fuertes diferencias de las condiciones termobarométricas de formación de S_p y S_m (ver Metamorfismo), así como la diferente cinemática que presentan, sugieren un lapso de tiempo relativamente largo en el desarrollo de ambos conjuntos de estructuras.

3.4. ESTRUCTURA DEL CONJUNTO TECTONOMETAMÓRFICO OCCIDENTAL

3.4.1. Estructura de las Unidades de Federico

Las rocas de las Unidades de Federico muestran, como estructura más penetrativa, la foliación principal S_p que se presenta con morfología de clivaje pizarroso o como una incipiente esquistosidad. Sobre la S_p se superponen una fábrica planolinear y pliegues, ambos atribuibles a los episodios tectónicos miocenos tardíos. En cambio, son escasos los pliegues de crenulación observados, que, por sus condiciones metamórficas de formación, sean atribuibles al evento de grandes pliegues recumbentes reconocido en las Béticas (BALANYÁ *et al.*, 1987; SIMANCAS y CAMPOS, 1993; AZAÑÓN *et al.*, 1996; 1997).

La fábrica planolinear, que se observa principalmente en los términos más cuarcíticos, posee una lineación de estiramiento tardía marcada por cuarzo en cintas, de orientación groseramente N-S (Fig. 4A). La lineación tardía se encuentra plegada por pliegues de ejes también aproximadamente N-S (Fig. 4B), al igual que ocurre en la rama norte del Arco de Gibraltar (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997). Los pliegues tardíos, generalmente de tamaños menores que métricos, tienen un ángulo entre flancos de 50-90° y con frecuencia presentan formas kink. Localmente se desarrolla en las charnelas de los pliegues tardíos un clivaje de espaciado milimétrico en los esquistos y centimétrico en las cuarcitas. La vergencia de los pliegues tardíos es generalmente hacia el oeste, aunque son comunes vergencias opuestas. En la Unidad de Akaili se encuentran pliegues con la misma orientación (Fig. 4B), geometría y vergencia, que han sido considerados en este trabajo también como pliegues tardíos. Pliegues hectométricos tardíos, de similar orientación, se han observado en Cabo Negro, al sur de Ceuta, desarrollados sobre gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique.

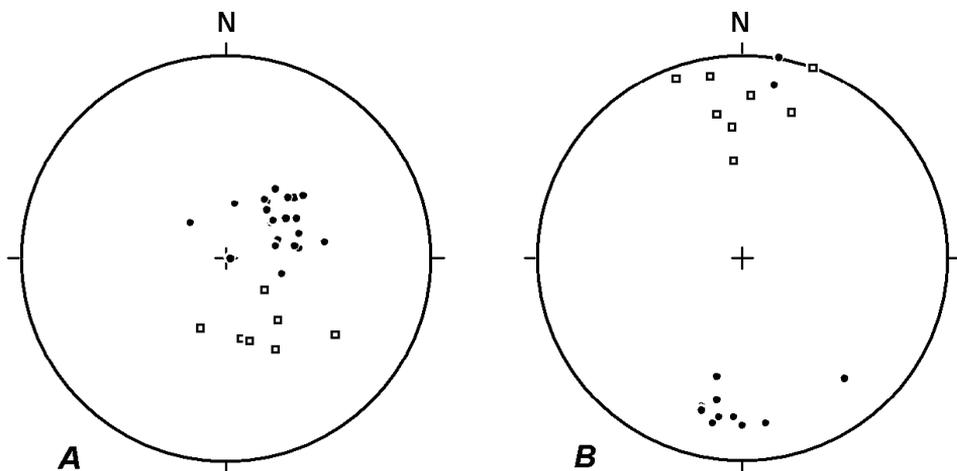


Fig. 4.- Orientación de estructuras de la Unidad de Monte del Hacho asociadas a la zona de cizalla presente a techo. A) Foliación milonítica tardía (puntos) y planos C' asociados a ella (cuadrados); 28 datos. B) lineación de estiramiento (puntos) y fibras de filosilicatos en planos C' (cuadrados); 21 datos.

Como se ha comentado anteriormente, las Unidades de Federico se encuentran fuertemente adelgazadas en el sector de Ceuta; de hecho, la Unidad del Boquete de Anyera tiene espesores siempre menores de 100 m. La Unidad del Boquete de Anyera y la de Tizgarine (también muy delgada) están constituidas casi exclusivamente por cataclasitas y brechas incohesivas. Son frecuentes en las cataclasitas, estructuras SC frágiles y pseudo-SC. Las estructuras pseudo-SC son aquellas en las que las superficies S son previas a los planos C, y han sido también denominadas como "extensional crenulation cleavage" (Platt y Vissers, 1980) o estructuras SC de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984).

En los planos C de las estructuras SC frágiles y pseudo-SC, se encuentran estrías que indican la dirección del movimiento. Se distinguen dos familias de estrías con direcciones diferentes, unas N-S y otras ENE-OSO. Sentidos de movimiento conjugados, deducidos de las formas sigmoidales de las estructuras, se observan asociadas a las estrías N-S. En cambio, se observa un sentido de movimiento constante hacia el este asociado a las estrías N40-N70.

3.4.2. Estructura del contacto entre las Unidades de Federico y la de Akaili

El contacto de la Unidad de Tizgarine (Alpujarride/Sébtide) con la de Akaili (Maláguide/Ghomáride) es una amplia zona de brechas, en las que el límite de las unidades es de trazado dudoso y no se observan estructuras que proporcionen información cinemática. Sin embargo, son abundantes a la base de la unidad de Akaili, fallas discretas con cataclasitas asociadas. Estas cataclasitas tienen las mismas estructuras que las de las Unidades de Federico, con estrías de dirección N-S y un sentido de movimiento del bloque de techo predominante hacia el sur.

Este contacto, como se ha dicho anteriormente, sólo asoma en el flanco oeste del Sinclinal de Findeq. En el flanco este no se observa el muro de la unidad de Akaili, y una vez pasado el istmo, asoman directamente los términos bajos de la Unidad de Jubrique. Cabe esperar, por tanto, encontrar el mismo tipo de estructuras bajo las edificaciones del istmo.

Todas estas fallas y sus estructuras asociadas, pueden atribuirse al evento tardío, posiblemente relacionado con la colisión del Dominio de Alborán con los Paleomárgenes Sudibérico y Magrebí.

3.4.3. Estructura de la Unidad de Akaili

Al sur del territorio de Ceuta, donde la unidad de Akaili asoma extensamente, CHALOUAN (1986) describe un profuso desarrollo de estructuras, de atribución casi exclusivamente hercínica. Este autor describe tres generaciones de pliegues con sus respectivas foliaciones de crenulación y lineaciones de intersección asociadas, más o menos desarrolladas.

En determinados lugares de Ceuta se pueden observar estas estructuras, como por ejemplo, en algunos afloramientos de calizas alabeadas, donde pliegues isoclinales están plegados a su vez por pliegues abiertos, y se observan varios sistemas de clivaje que intersectan entre sí. Sin embargo, lo limitado de los afloramientos y la intensa deformación alpina tardía impiden un análisis integral de las estructuras. En todo caso predominan los pliegues N-S tardíos (Fig. 4B), similares a los observados en las Unidades de Federico, que llegan a plegar a algunas de las fallas, y zonas de cizalla frágiles, éstas, mucho más patentes.

3.5. LOS PLIEGUES N-S DE GRAN LONGITUD DE ONDA: EL ANTICLINAL DE BENZÚ Y EL SINCLINAL DE FNIDEQ

Como se puede deducir de lo anteriormente descrito, y observar en el corte geológico de la Hoja, estos dos grandes pliegues de gran radio (o de gran longitud de onda) afectan tanto al apilamiento de unidades (al de las diversas unidades Federico, así como al de de Akaili sobre el Alpujárride/Sébtide), como a las formaciones discordantes oligo-miocenas (Formaciones de Alozaina y Viñuela) y la mayor parte de las fallas y despegues que se observan en el área. Sólo se observan sellando estos pliegues sedimentos cuaternarios.

En la zona de charnela, estos pliegues presentan asociados pliegues menores cerrados, de longitud de onda métrica, que hacen que las superficies S_0 aparezcan muy inclinadas. Los pliegues N-S descritos en las Unidades de Federico y Akaili podrían corresponder también a pliegues menores vinculados. No obstante algunos de los pliegues menores, como los que pliegan a las cuarcitas de Beni Mesala, parecen poseer características demasiado dúctiles para ser contemporáneos con el plegamiento de los sedimentos oligo-miocenos y las fallas frágiles. Por la orientación y posición, y a falta de una precisión mayor sobre su edad, pueden relacionarse con alguna de las fases de colisión hacia el Oeste del Dominio de Alborán con los Paleomárgenes Ibérico y Magrebí, y los materiales del Surco de los Flyschs, que constituirían un auténtico prisma de acreción. Dichos pliegues podrían ser el resultado de una deformación subordinada en el borde del retropaís próximo a esa zona de colisión.

3.6. ESTRUCTURAS RECIENTES

Las únicas estructuras recientes observables en Ceuta son sistemas de fallas que localmente parecen cortar a los pliegues de gran radio, que es la estructura ubicua más tardía. De estas

fallas, la más patente es una falla NE-SO, con una importante componente de salto en dirección dextro, que pone en contacto materiales de la Predorsal con la unidad de Beni Mesala, cortando los contactos entre las distintas Unidades de Federico. Esta falla y sistemas paralelos a ella, se extienden al oeste del territorio ceutí, cortando todo el frente del cabalgamiento del Dominio de Alborán. El salto en dirección de este sistema de fallas, tomado en conjunto, sería de diez kilómetros aproximadamente.

Otras fallas de pequeño salto parecen condicionar el trazado de la costa, principalmente al sur y este de Monte del Hacho, donde las litologías son más uniformes. Una de estas fallas, de dirección ENE-OSO, ha sido representada en la cartografía. Aunque el sentido de movimiento no ha podido ser determinado, parecen tener una componente principal normal, y se corresponderían a fallas normales observadas en el basamento marino próximo (SECEG, 1990).

4. METAMORFISMO

Como se ha indicado en el capítulo anterior, en Ceuta hay dos conjuntos de afloramientos, separados por el istmo, con un registro metamórfico diferente. Al este del istmo existen rocas alpujarride/sébtides que presentan un metamorfismo de alta temperatura, y que constituyen las Unidades de Monte del Hacho y de Jubrique, separadas por el jirón peridotítico de Ceuta. Al oeste se presentan rocas que muestran asociaciones de baja temperatura (como las Unidades alpujarride/sébtides de Federico), y rocas con poco o ningún metamorfismo (como los materiales de la Unidad de Akaili, del Complejo Maláguide/Ghomáride).

Conviene resaltar, una vez más, que la Unidad de Monte del Hacho es, en todo el Rif, el único asomo de unidades alpujarride/sébtides existente por debajo de las peridotitas. Es por ello que el conocimiento de sus características metamórficas tiene una gran importancia.

4.1. METAMORFISMO DE LA UNIDAD DE MONTE DEL HACHO, JIRÓN PERIDOTÍTICO DE CEUTA Y DE LA UNIDAD DE JUBRIQUE

Aunque las condiciones metamórficas que se deducen de las asociaciones minerales presentes en estas tres unidades parecen, en principio, muy diferentes, hay que señalar que todas las rocas poseen evidencias de, al menos, una fase de metamorfismo de alta temperatura. Además, también presentan estructuras dúctiles de cinemática similar, que, por tanto, han debido formarse en condiciones de presión y temperatura similares.

La Unidad de Monte del Hacho está formada por rocas que, aunque de aspecto macroscópico muy variado (gneises, migmatitas y granitoides), son cualitativamente idénticas en la observación microscópica, presentando asociaciones minerales similares en todos los litotipos. La unidad de Monte del Hacho se caracteriza por un predominio neto de la cordierita, como fase estable, frente al granate, que muestra claros síntomas de desestabilización, apareciendo sólo como pequeños cristales corroídos. Hay dos tipos de cordieritas: una limpia, como inclusiones en fenocristales de feldespato potásico, y otra que incluye granate, hercinita (espinela) y sillimanita. En la Figura 5 se muestra el diagrama de fase A FM de una muestra de granitoide porfídico (ver su análisis en Tabla 1) que es idéntico al de rocas similares de las Unidades del Grupo de Blanca (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997) en la rama norte del Arco de Gibraltar.

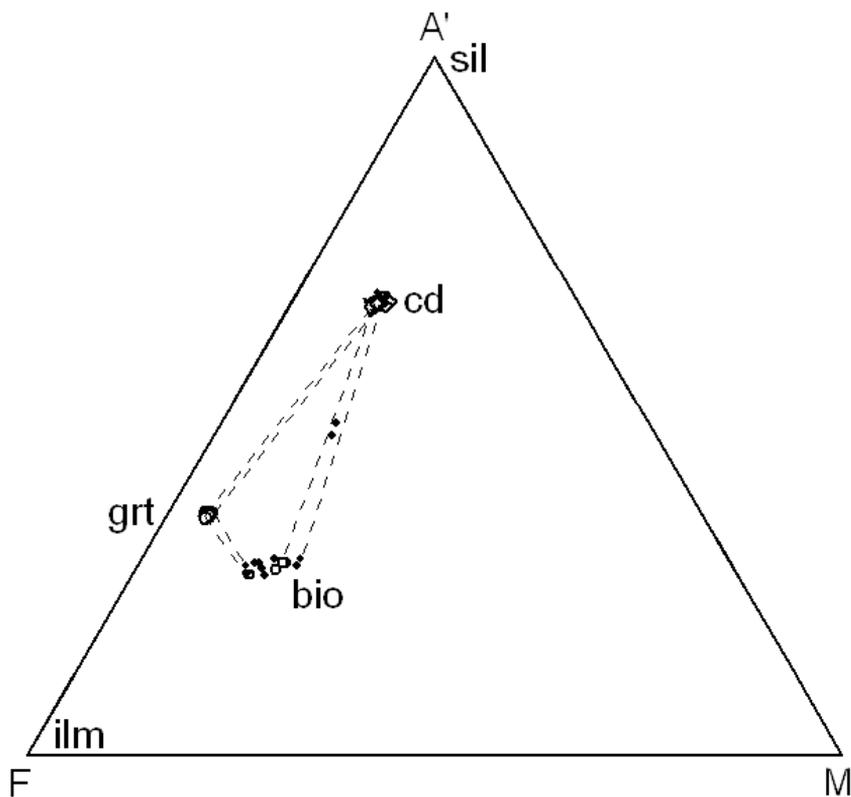


Fig. 5.- Diagrama A'FM de los granitoides porfídicos, con granates relictos, de la Unidad Alpujárride/Sébtide de Monte del Hacho (se supone fdk y qz en exceso). Muestra C-23-A de (Sánchez-Gómez, 1997). A' = $A_2O_3-(K_2O+Na_2O+CaO)$; F = $FeO-Fe_2O_3(-TiO_2)$; M = MgO. Abreviaturas: bio = biotita; cd = cordierita; grt = granate; ilm = ilmenita; sil = sillimanita. Obsérvese la existencia de análisis a mitad de camino entre la biotita y la cordierita.

Los diagramas de fase y el estudio petrográfico sugieren que la reacción dominante para dar la fusión, y consiguiente generación de movilizados graníticos peraluminicos con cordierita, es la de destrucción de la biotita para dar cordierita+líquido: Biotita + sillimanita + cuarzo \rightarrow cordierita + líquido.

Al mismo tiempo, se desarrollaron reacciones subsólidas de desestabilización del granate del tipo: Granate + sillimanita +cuarzo \rightarrow cordierita + hercinita \pm ilmenita.

Las reacciones propuestas tienen poca pendiente en un diagrama PT, por lo que indican una generación de fundidos preferentemente en descompresión.

Análisis número	FELDESPATOS														GRANATES													
	b2-74	b3-77	b3-78	b4-82	b5-87	b7-97	b7-99	b9-108	b10-111	b3-75	b3-76	b4-80	b7-93	b7-94	b7-95	b9-106	b10-111	b10-112										
SiO2	63.76	60.00	61.13	61.62	64.10	60.30	62.56	64.54	64.30	36.43	36.25	36.80	36.60	36.50	36.64	36.69	36.93	36.87										
TiO2	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02										
Al2O3	18.64	24.33	24.06	23.93	18.65	24.31	23.22	18.65	18.56	20.88	20.94	21.04	20.97	21.14	21.00	20.91	21.12	21.02										
Cr2O3	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01										
FeO	0.00	0.17	0.03	0.00	0.06	0.04	0.04	0.01	0.03	35.03	34.82	34.87	34.10	35.14	34.53	34.64	35.00	34.70										
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.47	2.43	2.54	2.70	2.78	2.72	1.77	2.83	2.80										
MnO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	3.25	3.36	3.78	3.09	3.08	2.98	4.67	2.73	2.80										
CaO	0.07	5.60	5.40	5.10	0.08	5.74	4.49	0.06	0.08	1.01	0.94	1.35	1.02	0.81	1.45	0.97	1.18	1.20										
Na2O	1.64	8.40	8.50	8.75	1.31	8.18	8.92	1.59	1.74	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00										
K2O	13.77	0.23	0.26	0.30	14.35	0.31	0.32	14.08	13.51	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02										
Total	97.92	98.80	99.38	99.70	98.59	98.92	99.58	98.93	98.23	99.10	98.77	99.42	98.55	99.51	99.39	99.71	99.84	99.45										
Si	2.983	2.704	2.732	2.744	2.985	2.711	2.782	2.991	2.994	2.982	2.977	2.992	2.996	2.971	2.981	2.995	2.988	2.994										
Al	1.028	1.292	1.267	1.256	1.024	1.288	1.217	1.018	1.018	2.014	2.026	2.016	2.023	2.028	2.014	2.012	2.014	2.011										
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001										
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001										
Fe	0.000	0.006	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	2.398	2.392	2.371	2.335	2.392	2.349	2.365	2.368	2.356										
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.302	0.297	0.308	0.330	0.338	0.330	0.216	0.341	0.338										
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.225	0.234	0.191	0.214	0.212	0.205	0.323	0.187	0.193										
Ca	0.004	0.270	0.259	0.243	0.004	0.277	0.214	0.003	0.004	0.088	0.083	0.118	0.090	0.070	0.126	0.085	0.102	0.105										
Na	0.149	0.734	0.737	0.755	0.119	0.713	0.769	0.143	0.157	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000										
K	0.822	0.013	0.015	0.017	0.853	0.018	0.018	0.832	0.802	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002										
Suma cationes	4.988	5.022	5.011	5.015	4.988	5.010	5.002	4.987	4.976	8.011	8.014	7.999	7.992	8.018	8.011	8.001	8.004	8.001										

Tabla 1.- Análisis químicos mediante microsonda electrónica de una muestra de los granitoides porfíricos de la unidad de Monte del Hacho. Cada análisis está identificado por una expresión en la que la primera parte identifica conjuntos de análisis de minerales en contacto. La fórmula estructural de los feldespatos ha sido calculada a partir de 8 oxígenos; la de los granates a partir de 12; la de las cordieritas a partir de 18; la de las biotitas a partir de 22. Los productos de alteración temprana, esencialmente de cordierita, corresponden en su mayoría a micas blancas más o menos puras, y han sido calculados a partir de 22 oxígenos, excepto al análisis número b6-91 calculado a 14 oxígenos como una clorita.

Análisis número	b1-66	b1-67	b5-83	b5-84	b6-89	b6-92	b8-100	b8-102	b8-103	b8-104	b8-105	b11-115	b12-118	b12-119	b12-120
CORDIERITAS															
SiO2	47.33	47.14	47.06	46.88	46.91	47.06	47.02	46.53	46.81	46.65	46.82	46.99	46.70	47.08	46.36
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al2O3	32.28	32.17	32.42	32.48	32.27	32.28	32.52	31.72	32.03	32.17	32.39	32.13	32.24	32.25	32.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	11.75	11.74	12.23	12.17	12.53	12.23	12.46	11.05	10.96	11.42	11.58	11.28	12.18	12.10	11.95
MgO	5.77	5.62	5.48	5.40	5.09	5.02	5.04	5.39	5.38	5.39	5.49	5.97	5.00	5.50	4.97
MnO	0.32	0.36	0.26	0.26	0.42	0.51	0.54	0.34	0.37	0.47	0.45	0.34	0.48	0.39	0.52
CaO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Na2O	0.40	0.32	0.31	0.39	0.39	0.43	0.52	0.74	0.71	0.50	0.48	0.39	0.60	0.39	0.58
K2O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.34	0.61	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Total	97.87	97.40	97.76	97.62	97.64	97.59	98.18	96.18	96.88	96.64	97.25	97.14	97.22	97.74	96.44
Si	4.988	4.991	4.973	4.962	4.976	4.989	4.964	4.994	4.991	4.978	4.968	4.981	4.973	4.978	4.973
Al	4.009	4.014	4.038	4.052	4.035	4.032	4.046	4.013	4.024	4.046	4.050	4.014	4.046	4.019	4.052
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe	1.035	1.039	1.081	1.078	1.111	1.085	1.100	0.991	0.977	1.019	1.027	1.000	1.085	1.070	1.072
Mg	0.906	0.888	0.863	0.852	0.804	0.793	0.793	0.862	0.854	0.857	0.869	0.943	0.793	0.867	0.794
Mn	0.028	0.033	0.019	0.024	0.038	0.046	0.048	0.031	0.033	0.042	0.040	0.031	0.043	0.035	0.048
Ca	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001	0.001
Na	0.081	0.065	0.063	0.079	0.081	0.089	0.107	0.154	0.147	0.104	0.099	0.080	0.123	0.079	0.121
K	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.047	0.084	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001
Suma cationes	11.051	11.034	11.041	11.050	11.048	11.040	11.066	11.099	11.112	11.052	11.057	11.053	11.067	11.053	11.062

Tabla 1 (Continuación). - Análisis químicos mediante microsonda electrónica de una muestra de los granitoides porfíricos de la unidad de Monte del Hacho. Cada análisis está identificado por una expresión en la que la primera parte identifica conjuntos de análisis de minerales en contacto. La fórmula estructural de los feldspatos ha sido calculada a partir de 8 oxígenos; la de los granitoides a partir de 12; la de las cordieritas a partir de 18; la de las biotitas a partir de 22. Los productos de alteración temprana, esencialmente de cordierita, corresponden en su mayoría a micas blancas más o menos puras, y han sido calculados a partir de 22 oxígenos, excepto el análisis número b6-91 calculado a 14 oxígenos como una clorita.

Análisis número	b1-73	b4-81	b5-85	b6-88	b9-107	b10-110	b11-113	b11-114	b12-117	b1-69	b3-79	b6-90	b5-86	b7-98	b1-70	b6-91	b1-72	b8-101
	BIOTITAS										MICAS, PINITAS Y PRODUCTOS DE ALTERACIÓN							
SiO2	34.74	34.26	34.70	34.58	33.58	34.56	35.21	33.24	34.63	46.73	42.83	57.69	39.48	37.95	40.74	39.69	39.56	45.76
TiO2	3.10	3.06	3.48	3.08	3.98	4.21	2.53	4.50	2.37	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al2O3	19.71	18.96	19.81	19.58	19.44	19.25	19.54	18.74	19.98	35.45	30.70	29.38	27.18	26.83	28.22	30.36	31.89	31.38
Cr2O3	0.18	0.08	0.10	0.10	0.05	0.10	0.19	0.18	0.08	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	22.85	22.44	22.00	22.66	21.46	22.69	20.42	20.65	21.93	1.20	7.74	1.11	13.81	14.99	12.54	10.30	10.20	11.41
MgO	5.05	6.16	5.58	6.08	5.20	5.14	7.54	7.60	6.40	0.85	3.08	0.60	5.07	5.51	5.47	4.53	3.90	5.02
MnO	0.20	0.32	0.25	0.24	0.19	0.19	0.18	0.25	0.16	0.04	0.00	0.00	0.22	0.14	0.31	0.22	0.17	0.32
CaO	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.24	0.80	0.55	0.03
Na2O	0.13	0.13	0.19	0.23	0.14	0.16	0.24	0.16	0.31	0.62	0.29	0.47	0.28	0.33	1.13	0.26	0.25	0.60
K2O	9.07	8.76	9.04	8.74	9.08	9.11	8.91	7.59	8.43	10.27	9.83	8.47	9.49	9.11	2.27	1.69	2.56	1.23
Total	95.03	94.21	95.15	95.30	93.14	95.40	94.77	92.92	94.28	95.17	94.56	97.75	95.57	94.86	90.92	87.85	89.10	95.79
Si	5.385	5.357	5.351	5.337	5.301	5.341	5.403	5.209	5.369	6.208	5.977	7.251	5.689	5.554	5.856	3.685	5.709	6.075
Al	3.601	3.494	3.601	3.561	3.616	3.506	3.534	3.460	3.650	5.551	5.050	4.352	4.616	4.628	4.779	3.322	5.423	4.909
Ti	0.361	0.360	0.404	0.357	0.472	0.489	0.292	0.530	0.276	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr	0.022	0.010	0.012	0.012	0.006	0.012	0.023	0.023	0.009	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Fe	2.962	2.934	2.838	2.925	2.833	2.933	2.620	2.706	2.843	0.133	0.903	0.117	1.665	1.834	1.508	0.799	1.230	1.267
Mg	1.167	1.437	1.283	1.398	1.223	1.184	1.725	1.775	1.479	0.167	0.641	0.112	1.090	1.201	1.172	0.627	0.840	0.993
Mn	0.026	0.043	0.033	0.032	0.025	0.026	0.024	0.033	0.021	0.004	0.009	0.000	0.027	0.018	0.038	0.018	0.021	0.036
Ca	0.002	0.005	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.001	0.037	0.079	0.084	0.005
Na	0.038	0.039	0.058	0.069	0.044	0.049	0.070	0.049	0.092	0.159	0.077	0.114	0.079	0.093	0.315	0.047	0.071	0.155
K	1.795	1.746	1.778	1.722	1.829	1.796	1.744	1.518	1.667	1.741	1.750	1.358	1.744	1.701	0.415	0.200	0.472	0.209
Suma cationes	15.359	15.425	15.358	15.416	15.352	15.336	15.436	15.304	15.406	13.965	14.410	13.307	14.915	15.030	14.120	8.777	13.851	13.651

Tabla 1 (Continuación). - Análisis químicos mediante microsonda electrónica de una muestra de los granitoides porfíricos de la unidad de Monte del Hacho. Cada análisis está identificado por una expresión en la que la primera parte identifica conjuntos de análisis de minerales en contacto. La fórmula estructural de los feldspatos ha sido calculada a partir de 8 oxígenos; la de los granitoides a partir de 12; la de las cordieritas a partir de 18; la de las biotitas a partir de 22. Los productos de alteración temprana, esencialmente de cordierita, corresponden en su mayoría a micas blancas más o menos puras, y han sido calculados a partir de 22 oxígenos, excepto el análisis número b6-91 calculado a 14 oxígenos como una clorita.

Para este conjunto de rocas, las condiciones obtenidas con diversos geotermobarómetros (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997) son de 3 a 5 kbar y unos 700° C (suponiendo equilibrios locales de los bordes de granates conservados). Estas condiciones podrían corresponder con el final de una etapa de descompresión que generara fusión generalizada en las Unidades Alpujarride/Sébtides superiores (grupos de Jubrique y Blanca), especialmente por debajo de las peridotitas.

Un episodio metamórfico posterior, aunque probablemente en continuidad con las reacciones anteriores, es la evolución hacia condiciones de menor P y T. Este paso retrometamórfico está señalado por la transformación de sillimanita a biotita, y la desaparición completa del granate, y culmina con una importante fase de alteración deutérica caracterizada por la aparición de micas blancas sobre feldespatos, así como por la sericitización y pinnitización de la cordierita.

Estas asociaciones minerales retrógradas son las que definen las milonitas de la zona de cizalla a techo de la unidad de Monte del Hacho. Ello apunta a que esta zona de cizalla no es la de emplazamiento de las peridotitas en la corteza, sino una cizalla tardía dentro del proceso de extensión, exhumación y desmembramiento de unidades Alpujarride/Sébtides.

Las condiciones PT de esta zona de cizalla son difícilmente determinables. Para la foliación magmática por debajo de las milonitas, ha podido ser estimada indirectamente en unos 550-600° C a partir del solvus de dos feldespatos (SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997); la foliación milonítica se desarrollaría por debajo de esas condiciones y por encima del límite de ductilidad de cuarzo, es decir, aproximadamente a unos 300° C dependiendo de la presión y actividad del agua.

Las Peridotitas de Ceuta muestran, aparentemente, sólo deformación frágil en condiciones PT superficiales; sin embargo, la formación de serpentina y su deformación en el campo dúctil-frágil, sugieren unas condiciones PT de 2-4 kbar y de entre 350-500° C de temperatura (WICKS, 1984). Estas condiciones estarían en el entorno de la deformación dúctil-frágil retrograda, sobreimpuesta a los granitoides porfídicos; es decir, que estaría en equilibrio y la zona de cizalla incluiría, con las mismas condiciones PT, tanto a las peridotitas como a la Unidad de Monte del Hacho. El aspecto contrastado que, según la litología, presenta la zona de cizalla en los afloramientos de la Cala del Sarchal, es debido al comportamiento muy frágil de la peridotita sin alterar, mucho más competente que las rocas cuarzofeldespáticas, en las condiciones en que éstas desarrollan una deformación dúctil.

El pequeño fragmento de la parte basal de la Unidad de Jubrique que aparece en Ceuta sobre las peridotitas, no permite exhaustivas observaciones metamórficas. Las rocas presentes están mucho más alteradas que las de los afloramientos existentes sobre Beni Busera y Sierra Bermeja, donde se han realizado detallados trabajos petrológicos sobre el metamorfismo (BALANYÁ *et al.*, 1993, 1997; BOUYBAOUENE *et al.*, 1998). Los gneises granatíferos, cuando se encuentran frescos, muestran una asociación mineral pre-S_p de granate-plagioclasa-feldespato potásico-distena-rutilo-titanita. Las condiciones estimadas para esta asociación son de 770-790° C y en torno a 13 kbar (Fig.6-1a), hasta 820° C y 18 kbar (Fig. 6) si se consideran los niveles intercalados de metabasitas más abundantes en el Macizo de Beni Busera. Estas condiciones corresponden a las de facies granulita-eclogita, que son las que cabría esperar de una corteza media-inferior engrosada.

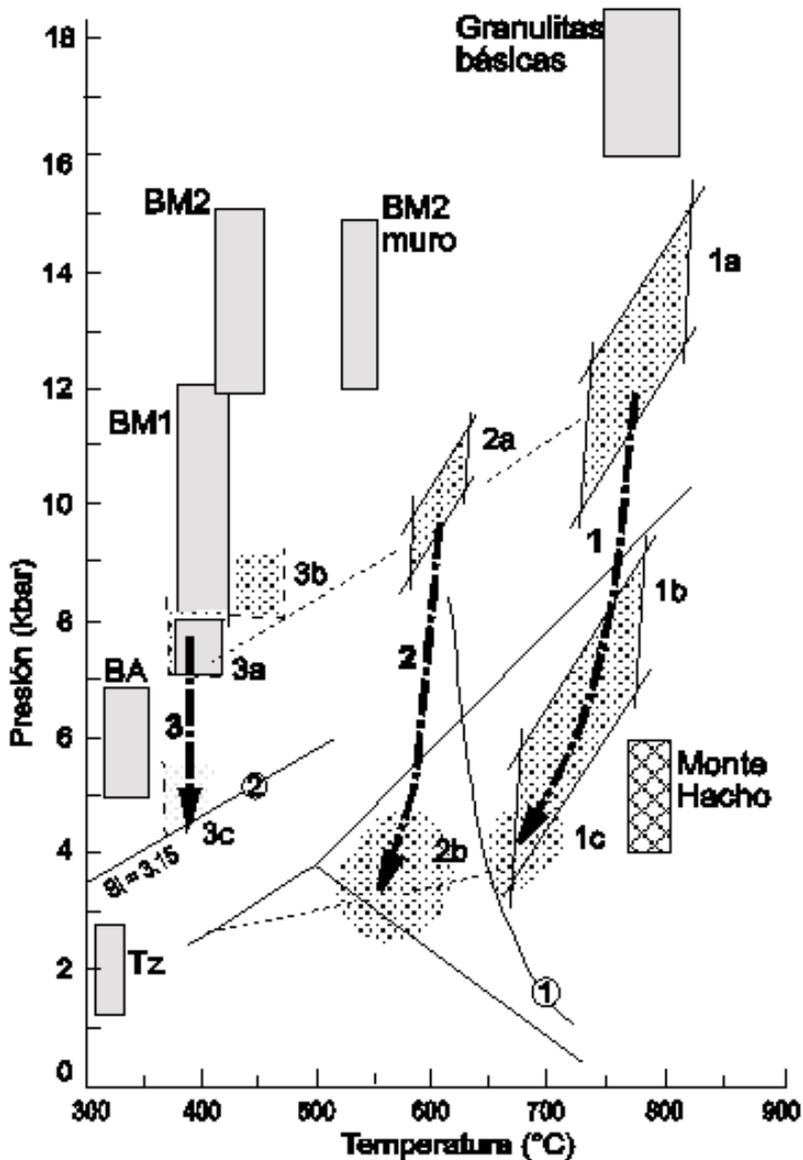


Fig. 6.- Condiciones PT alcanzadas durante la evolución metamórfica en las unidades Alpujárride/Sébtides presentes en Ceuta. Tramas de puntos: condiciones metamórficas estimadas en la Unidad de Jubrique en la rama norte del Arco de Gibraltar para diferentes niveles de la unidad (ligeramente modificada de Balanyá et al., 1997). Recuadros en gris: condiciones metamórficas estimadas en las Unidades de Federico y base de la Unidad de Jubrique

tomadas de Bouybaouene (1993), Bouybaouene et al. (1995, 1999) y Michard et al. (1997). Recuadro relleno de rombos: condiciones de máximo térmico estimado para la unidad de Monte del Hacho (Sánchez-Gómez, 1997; a partir de muestras de Ceuta y rocas equivalente en la rama norte del Arco de Gibraltar). No se han representado los enfriamientos finales. 1: Trayectoria de descompresión registrada en los gneises granatíferos; 1a, condiciones PT registradas en los núcleos de granate (equilibrios granate-clinopiroxeno y GASP (granate-aluminosilicato-plagioclasa)); 1b, condiciones de los bordes de granate (granate-biotita y GASP); 2c, condiciones obtenidas mediante el par granate-cordierita. 2: Trayectoria registrada en los esquistos con estaurólita; 2a, condiciones de los núcleos de granate (granate-biotita y GASP); 2b, condiciones PT indicadas por la presencia de andalucita-sillimanita-estaurólita. 3: Condiciones PT registradas en el tramo de filitas, cuarcitas y calciesquistos; 3a condiciones PT del evento de alta presión en la parte superior del tramo litológico; 3b, mismas condiciones en la parte inferior del tramo litológico; 3c, presión estimada mediante el contenido en Silicio de la moscovita. Campos de estabilidad en círculos: 1, fusión en el sistema albíta-feldespato potásico-cuarzo (Merrill et al., 1970); 2, isopleta de mica $Si= 3,15$ (Massonne y Schreyer, 1987). Campos de estabilidad de aluminosilicatos según Holdaway (1971). BM = Condiciones de pico bárico para las unidades de Beni Mesala; ver texto para comentarios adicionales. BA = ídem para las Unidad de Boquete de Anyera. Tz = ídem para la Unidad de Tizgarine. Estas condiciones estarían seguidas por una trayectoria en descompresión prácticamente isotérmica como las de la Unidad de Jubrique. Las granulitas básicas son pequeños cuerpos englobados en los gneises granatíferos y se supone en esta memoria que registran el evento de alta presión sin ser reequilibradas posteriormente, los datos presentados provienen del Macizo de Beni Bousera. Compárese la diferencia entre las condiciones de los gneises granatíferos y de los granitoides de Monte del Hacho, actualmente casi en contacto mediante cizallas dúctiles.

La foliación principal S_p está marcada por biotita y sillimanita, observándose en ella el paso de la distena a sillimanita, y el de rutilo a ilmenita. Estas reacciones indican una descompresión, que se ha calculado prácticamente isoterma. La descompresión isoterma termina con el crecimiento de cordierita y hercinita post- S_p , muy abundantes en el asomo de Ceuta donde forman coronas de 1-2 mm alrededor de granates aplastados según S_p . Esta desestabilización del granate a cordierita post- S_p , se ha estimado entorno a 3-4,5 kbar, para temperaturas de 700° C (Fig. 6-1c) y baja fugacidad de agua. Posterior a estas fábricas se desarrolla la foliación milonítica tardía, que forma pequeñas bandas de pocos centímetros de espesor, con desarrollo de minerales retrógradados pero con un comportamiento dúctil para el cuarzo y micas. Las condiciones PT de estas cizallas retrógradadas podrían ser equiparadas, por sus semejanzas texturales y cinemáticas, con las del contacto entre el jirón peridotítico y la Unidad de Monte del Hacho.

Los gneises migmatíticos de la Unidad de Jubrique muestran reacciones similares a las descritas en los gneises granatíferos, aunque cambia la cantidad y tamaño del granate, y la distena es reemplazada completamente por sillimanita. Son de suponer, por tanto, presiones y temperaturas algo menores.

Los gneises y migmatitas de la Unidad de Jubrique y los de la Unidad de Monte del Hacho, aun siendo, en principio, muy similares cualitativamente (todos tienen granate, cordierita sillimanita, etc.) presentan diferencias esenciales respecto a sus características metamórficas (Fig. 6). Las rocas de la Unidad de Jubrique son rocas que conservan gran parte de rasgos de un evento de alta presión que se ha perdido por completo en las de la Unidad de Monte del Hacho, excepto en algún enclave. La fábrica gneisica es sinmetamórfica en la Unidad de

Jubrique, mientras que en la de Monte del Hacho es sobreimpuesta y retrógrada. Sólo son comunes las condiciones PT posteriores a la foliación principal de la Unidad de Jubrique, aunque parecen haber tenido mucho mayor alcance en la Unidad de Monte del Hacho, posiblemente por haber permanecido esta unidad más tiempo (o a una ligera mayor temperatura) en la fase de relativas bajas presiones (3-4 kbar).

4.2. METAMORFISMO DE LAS UNIDADES DE FEDERICO

Desde el punto de vista del metamorfismo, se han distinguido cuatro unidades, o partes, con diferente registro metamórfico: la parte inferior de la Unidad de Beni Mesala, la parte superior de la misma, la Unidad de Boquete de Anyera, y la Unidad de Tizgarine.

No obstante, BOUYBAOUENE (1993) segrega de la parte inferior de Beni Mesala, los "esquistos de Benzú" (Fig. 6 BM2 muro) por considerarlos que no encajan con el gradiente calculado. Sin embargo, existe una continuidad formal entre ambos conjuntos de rocas, y probablemente, esta segregación se debe a una errónea atribución de las condiciones de PT calculadas para la parte inferior de Beni Mesala (AZAÑÓN, comunicación personal, 2002), como se comentará más adelante.

Siguiendo a BOUYBAOUENE (1993) y BOUYBAOUENE y otros (1995 y 1999), cada unidad estaría caracterizada principalmente por su propio pico metamórfico, determinado por una asociación mineral (minerales en equilibrio textural y químico), y adicionalmente por una trayectoria PTt (presión-temperatura-tiempo) no siempre bien establecida. Estas condiciones se han estimado mediante el cálculo de los equilibrios minerales, usando el programa PTAX del software GEOCALC (BROWN *et al.*, 1988), y con bases de datos termodinámicas de BERMAN (1988) y VIDAL *et al.* (1992), dependiendo de las distintas asociaciones minerales. Para más detalles se remite a los trabajos de BOUYBAOUENE *et al.* (1995 y 1999) y AZAÑÓN (1994).

La parte inferior de la Unidad de Beni Mesala poseería dos tramos diferentes, el de esquistos con granates y el de esquistos de grano fino superiores. El tramo de esquistos con granate está caracterizado por la asociación paragenética de granate-cloritoide-biotita-clorita, más fengita y cuarzo. Los valores de presión y temperatura calculados a partir de las composiciones son de 530° C y un mínimo de 12 kbar, que evolucionarían a 500° C y 6-7 kbar (Fig. 6), es decir una descompresión prácticamente isoterma. Minerales retrógrados tales como moscovita y albita indican descompresión y enfriamiento posteriores, no bien determinados.

El tramo superior de Beni Mesala está caracterizado por las asociaciones carfolita-cloritoide-clorita y carfolita-cloritoide-distena, que indican unas condiciones metamórficas de entre 12-15 kbar y una temperatura de 430-510° C. Estas condiciones estarían seguidas de una descompresión isoterma. BOUYBAOUENE (1993) propone, además, la existencia de la asociación talco-fengita-distena que marcaría presiones entrono a 20 kbar; no obstante, un análisis más detallado sugiere que el talco no es paragenético, sino producto de la alteración (AZAÑÓN, comunicación personal, 2002), por lo que suponer estas presiones no sería correcto.

Así pues, esta parte superior de la Unidad de Beni Mesala posee la asociación distena-cloritoide-seudomorfo de carfolita, que indican condiciones del orden de 12 kbar y 430° C seguidas de una descompresión aproximadamente isoterma hasta los 3 kbar. Todos los tramos litológicos de las Unidades de Beni Mesala habrían alcanzado, por tanto, la facies de esquistos azules de alto grado, en el límite con el campo de las eclogitas.

La Unidad de Boquete de Anyera se distingue por la asociación sudoita-cloritoide-pirofilita, que indica unas condiciones metamórficas (Fig. 6-BA) de entre 5-7 kbar y 300-350° C. La fengita se encuentra poco sustituida, lo que confirma estas condiciones.

La Unidad de Tizgarine es la de más baja presión, estableciéndose a partir de la asociación cookeita-pirofilita-clorita, más fengita de baja sustitución, unas condiciones de clímax metamórfico de pico de 300° C y 3 kbar.

Como se observa en la Fig. 6, las condiciones metamórficas máximas alcanzadas por las diferentes unidades disminuyen hacia el techo del apilamiento de las mismas, contrariamente a lo que ocurre en el resto del Complejo Alpujárride (ver Introducción de esta Memoria). Las Unidades Alpujárrides presentan en general, mayor grado metamórfico y presiones cuanto más altas son, aunque dentro de cada unidad el grado metamórfico sea decreciente hacia el techo. Por otra parte, todas las Unidades de Federico, salvo la de Tizgarine, muestran una trayectoria en descompresión más o menos isoterma, desde condiciones de relativa alta presión-baja temperatura, de acuerdo con la mayor parte de las trayectorias descritas en los Alpujárrides (AZAÑÓN, 1994). La comparación con el resto de las Unidades alpujárride/sébtides del Rif no es posible ya que solo asoma la unidad superior equivalente a la unidad de Jubrique (Filali) la cual, además, no se observa completa en ninguna sección.

4.3. METAMORFISMO DE LA UNIDAD DE AKAILI (COMPLEJO MALAGUIDE/GHOMÁRIDE).

El Complejo Maláguide/Ghomáride muestra en el Rif, dentro de la secuencia paleozoica, un metamorfismo de bajo grado de 259 Ma de edad (hercínica, por tanto) que, hacia el contacto con las unidades alpujárride/sébtides, disminuye progresivamente hasta 25 Ma (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990). Según CHALOUAN (1986), existiría una fase metamórfica paleozoica ligada al desarrollo de estructuras tales como pliegues y foliaciones, rejuvenecida durante la fase alpina. No obstante, en el territorio de Ceuta, la extensión limitada de afloramientos de este Complejo junto con el amplio desarrollo de fenómenos extensionales tardíos, que omiten términos litológicos y alteran las rocas, impide un estudio completo de su metamorfismo.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

Como se ha indicado en el apartado 1.1, el territorio de la ciudad autónoma de Ceuta se localiza en el extremo norte del continente africano, junto al estrecho de Gibraltar. En general, la costa es abrupta o acantilada, salvo en la Playa Benítez y el puerto de Ceuta, en el norte del territorio, donde es más baja. El relieve de la zona es relativamente abrupto, estando compuesto por la península de Monte del Hacho, al este (que culmina a 203 m), el istmo que le une a la zona continental propiamente dicha y en el que se enclava la ciudad de Ceuta, y un pequeño macizo montañoso, al oeste, cuyas cumbres principales son Anyera (349 m) y Renegado (328 m). La máxima altitud del territorio se sitúa, pues, en el límite oeste de la zona neutral, donde se sobrepasan los 420 m de altura. La red de drenaje está compuesta por dos arroyos que rodean por el oeste y el sur el macizo de Anyera – Renegado (Arroyos de Benzú y de Sidi Brahín o de las Bombas, respectivamente) así como por otro conjunto de arroyos que parten del citado macizo de forma radial (Arroyos de Calamocarro, del Infierno, etc.). La ocupación del territorio es muy alta, por lo que las modificaciones antrópicas del relieve son muy intensas.

La temperatura media anual del territorio es moderadamente elevada, ya que alcanza los 16° C en la estación meteorológica de Monte del Hacho (MOPMA, 1995). La variación anual de temperatura es moderada, siendo enero (media 11° C) y agosto (media 22° C) los meses mas extremos. La precipitación media anual es relativamente abundante (586 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.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

Las diferentes litologías presentes en el substrato de Ceuta no presentan grandes diferencias de resistencia frente a la erosión, por lo que apenas condicionan la configuración del relieve. Solamente los materiales cuarcíticos y calcáreos que afloran en el macizo de Anyera-Renegado dan lugar algunas crestas o aristas orientadas NNE-SSO, N-S y NO-SE.

5.2.2. Estudio del modelado

Laderas

Las laderas del territorio tienen su origen en el encajamiento de los arroyos y ríos que descienden de los relieves montañosos hacia el mar. El desnivel de estas laderas supera muchas veces los 100 m y las pendientes son bastante acusadas. Los perfiles son más o menos rectilíneos, y a veces algo convexos.

Los canchales sólo son abundantes en la cabecera del arroyo de Benzú, al pie de las crestas calizas occidentales. Los depósitos de coluvión son bastante más abundantes, pudiéndose distinguir en función de su encajamiento relativo dos grupos con edades distintas.

Formas fluviales

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

Las formas de relieve debidas a fenómenos de sedimentación fluvial son muy escasas en Ceuta, ya que los arroyos presentan pendientes elevadas y recorridos muy cortos. Los fondos planos de valle son estrechos y discontinuos, salvo en el tramo bajo del arroyo de las Bombas, donde alcanzan un desarrollo algo mayor. También existen algunos pequeños conos de deyección en la salida o desembocadura del Arroyo de las Colmenas, y en algún otro punto del sur del territorio.

Las formas de erosión fluvial son, sin embargo, bastante frecuentes. La densidad de la red de drenaje es alta, siendo los cursos de agua ("talwegs") bastante incisos. La mayoría de los interfluvios son en forma de cresta o arista.

Formas de litoral

La longitud de la costa de Ceuta es muy larga en relación a la pequeña superficie que ocupa

su territorio. Dado el importante relieve que presenta el territorio de Ceuta, su costa es generalmente acantilada y de trazado muy recortado. Los acantilados presentan una altitud bastante variable, desde apenas una o dos decenas de metros hasta de más de un centenar de metros en el Monte del Hacho.

Las playas se localizan en las zonas de ensenada, y muchas veces al pie del acantilado. Son estrechas, discontinuas y están muy modificadas por la acción antrópica, siendo en muchos casos consecuencia de esta última.

Formas antrópicas

Al tratarse de un territorio pequeño y muy ocupado, la incidencia de la actividad antrópica es muy alta. Se han destacado en la cartografía exclusivamente aquellos elementos que representan alteraciones o modificaciones del relieve, y de la morfodinámica, muy importantes. Entre ellos pueden destacarse, por sus dimensiones, los rellenos, diques y malecones del puerto y las presas de los embalses del Renegado y del Infierno. Otras morfologías de origen antrópico corresponden a canteras, escombreras, superficies intensamente remodeladas, etc.

Además, hay otras acciones 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

Las formas poligénicas cartografiadas apenas contribuyen en la definición de los rasgos fundamentales de la morfología del territorio de Ceuta. Sin embargo, resultan fundamentales para estudiar y comprender la evolución del relieve.

Se han localizado y cartografiado toda una serie de pequeños rellanos u hombreras situados a distintas alturas y que presentan depósitos o formaciones superficiales. Localmente, también se pueden identificar restos de una superficie de erosión. Los depósitos son de tipo aluvial-coluvial. Estos rellanos y depósitos se localizan a tres altitudes características:

- 80-90 m. Son los más altos y discontinuos. Está representado por rellanos o restos de superficies de erosión sin depósito y por la formación superficial "e".
- 45-55 m. Está representado por la formación superficial "f", que ocupa pequeños rellanos, en muchas ocasiones muy modificados por la acción humana.
- 20 m. Constituido por depósitos aluvial-coluvial colgados sobre la línea de costa, estrechos, pero de gran continuidad lateral por todo el litoral septentrional. También se reconocen en la península del Monte del Hacho.

Aunque ni en las formas ni en los depósitos ha sido posible reconocer ningún rasgo que indique un origen litoral, dada la proximidad de a la costa actual es lógico suponer que estas morfologías y formaciones superficiales deben de haberse originado en momentos en que el nivel del mar se situaba a mucha más altura y alcanzó una cierta estabilidad. Por correlación con los datos de otros autores referidos a los niveles costeros recientes en este entorno (GUILLEMIN *et al.* 1983; ZAZO *et al.*, 1999) se puede atribuir una edad probable Plioceno-Pleistoceno inferior a los niveles más altos. Los niveles intermedios podrían corresponder al Pleistoceno medio, quizá en relación con la subida del mar del interglacial Mindel-Riss. Los

niveles de terrazas marinas correspondientes al último interglaciario (Riss-Würm o Tyrrheniense III) han sido ampliamente estudiadas en el lado norte del estrecho de Gibraltar (ZAZO *et al.*, 1999), donde se sitúan a 19,5-20 m, por lo que es presumible que los depósitos aluvial-coluvial localizados a 20 m sobre el nivel del mar en la costa de Ceuta se correspondan cronológicamente con este momento.

5.2.3. 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 su forma y génesis.

Los fondos planos de valle son muy estrechos, habiendo sido necesario exagerar ligeramente su anchura en algunos casos para permitir su representación. Los conos de deyección en la salida o desembocadura del Arroyo de las Colmenas están muy modificados por el hombre tanto en su morfología como en su dinámica.

Buena parte de las playas cartografiadas tienen un origen más o menos antrópico, ya que se mantienen gracias al aporte artificial de arena y a la construcción de diques. Sin embargo, se han incluido en el grupo de formas del litoral, en contraposición con otros elementos "rígidos" o menos dinámicos de origen antrópico tales como diques, malecones, rellenos, etc.

5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución geomorfológica de la zona comienza con la emersión de la cadena Bético-Rifeña a finales del Mioceno. Tras un largo periodo de erosión, del que no existe registro geomorfológico claro, a finales de Plioceno comenzó a definirse una pequeña superficie de erosión, posiblemente en relación con el nivel del mar existente en ese momento (80 o 90 m más alto que el actual).

A partir de ese momento, la evolución geomorfológica estuvo controlada fundamentalmente por los descensos y ascensos del nivel del mar acaecidos durante el Cuaternario, el encajamiento de la red de drenaje y el retroceso de la línea de costa por erosión.

Los dos últimos estadios interglaciares han dejado registro en Ceuta como dos niveles de erosión-acumulación, pero que no presentan características típicamente marinas. Sin embargo, la proximidad a la costa y su altura relativa sobre el nivel del mar indican que los depósitos aluvial-coluvial en rellanos, posiblemente se generaron en relación con los niveles altos del mar correspondientes a los interglaciares Mindel-Riss y Riss-Würm. El escaso desarrollo de la red de drenaje no ha permitido que el encajamiento fluvial durante el descenso del mar durante el Würm y el posterior ascenso postglaciario haya originado alguna morfología característica (rías, marisma, etc.).

En el Holoceno, la línea de costa alcanzó una posición similar a la actual, dando lugar a la formación de los acantilados y dejando los depósitos asociados al último interglaciario colgados 20 m sobre la costa actual.

5.4. 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 Ceuta.

Las laderas han sido intensamente transformadas y, al perder su cubierta vegetal natural, están siendo sometidas a procesos de erosión del suelo bastante acusados. Se han construido dos importantes presas en los arroyos de la costa septentrional. Los diques y malecones han modificado completamente la dinámica costera. En la zona del puerto se han realizado importantes modificaciones, habiéndose ampliado de forma artificial el terreno emergido.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Gran parte de los terrenos presentes en Ceuta son largamente alóctonos, poseen evoluciones diferentes en el tiempo, y parte de su historia se haya oscurecida por los últimos eventos tectónicos, que borran los vestigios de eventos anteriores o de los ambientes sedimentarios.

Obviando la sedimentación paleozoica, o anterior, de los protolitos de las unidades maláguide/ghomárides y alpujarride/sébtides, de la cual poco o nada se conoce, durante el Triásico estas unidades disfrutaban de una sedimentación de plataforma, marina en el caso alpujarride/sébtide (Trías en facies "Alpina"), o continental en el caso maláguide/ghomáride. Posteriormente al Triásico, la sedimentación sigue de forma más o menos interrumpida en el maláguide/ghomáride, mientras que en el Alpujarride/Sébtide debieron comenzar los procesos tectónicos. La edad de la alta presión presente en el Alpujarride/Sébtide se desconoce, pero debe ser post-triásica, pues afecta a los materiales triásicos, y pre-miocena, pues miocenos son los sedimentos que fosilizan los contactos entre unidades. Algunos autores (ver, por ejemplo, MICHARD *et al.*, 1997) afirman que existe un evento de alta presión hercínico registrado en las formaciones paleozoicas, pero se observa una continuidad estructural, textural y metamórfica (BALANYÁ *et al.*, 1997) en los diferentes niveles de la Unidad de Jubrique, que indica que se produjeron en el mismo evento. La edad más probable para la alta presión se puede establecer en el final del Cretácico o durante el Paleógeno, tiempos en los que existe una importante aproximación Africa-Eurasia (DEWEY *et al.*, 1989). La causa más probable de la alta presión es la subducción continental del Complejo Alpujarride/Sébtide bajo el Maláguide/Ghomáride (BALANYÁ *et al.*, 1997; AZAÑÓN *et al.*, 1997; SÁNCHEZ-GÓMEZ, 1997), lo cual debió producirse al sur de las Baleares o más al este (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1993; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997).

Posteriormente, se produce una extensión que afectaría a ambos Complejos y produciría la foliación principal de los Alpujarride/Sébtides. Esta extensión, probablemente paleógena, adelgazaría las unidades dúctilmente, produciendo un aplastamiento homogéneo (cizalla pura), sin omisiones relevantes. Las peridotitas ascenderían hasta la base de la corteza, generándose, probablemente, los gneises granatíferos, durante este episodio ascensional.

La estructuración en mantos, el emplazamiento de las peridotitas y la generación de grandes pliegues recumbentes serían debidos a un evento contractivo posterior, al que no estaría asociada una fase metamórfica general. En este evento se produce la repetición de las zonas metamórficas del evento anterior, así como el plegamiento de las isogradas metamórficas (AZAÑÓN *et al.*, 1996) por lo que no es correcto, aunque sea la estructura contractiva más patente, asociarlo al metamorfismo de alta presión. La edad de este evento también es des-

conocida, posiblemente Eoceno-Oligoceno, deducida indirectamente a partir de la sedimentación en el Complejo Maláguide/Ghomáride: por un lado, existen hiatos sedimentarios para el período de tiempo correspondiente al Eoceno superior (lo cual indica que cesó la sedimentación durante esta época; MARTÍN-ALGARRA, 1987), y, por otro, los sedimentos del Oligoceno inferior están implicados en una serie de imbricaciones tectónicas, selladas por sedimentos del Oligoceno superior (MARTÍN-MARTÍN *et al.*, 1997).

Posteriormente a la estructuración en mantos, durante el Oligoceno superior, se inicia la formación del Arco de Gibraltar (BOUILLIN *et al.*, 1986; BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS, 1987, 1988). El frente de este Arco migró hacia el oeste, cabalgando los complejos Maláguide/Ghomáride y Alpujárride/Sébtide sobre las unidades de la Dorsal en el Oligoceno superior, y posteriormente, durante el Mioceno inferior, sobre las Unidades Predorsalianas y de los Flyschs, sedimentos en general profundos correspondientes a un surco que separaba el Dominio de Alborán de los Márgenes Sudibérico y Magrebí. Una vez consumido este surco en la aproximación, todo el conjunto colisiona, superponiéndose a los Márgenes Sudibérico y Magrebí. Simultáneamente a esta colisión se produce la extensión del Dominio de Alborán que queda en la parte interna del Arco (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992), formándose una cuenca retroarco.

En esta cuenca retroarco se habrían depositado los sedimentos de edad Oligoceno-Aquitaniense (Formación Fnideq) presentes en Ceuta. En un principio, el basamento de esta cuenca y los relieves inmediatos estaban constituidos exclusivamente por el Complejo Maláguide/Ghomáride, por lo que los cantos de dicha Formación proceden exclusivamente de este Complejo. Más adelante, en el Burdigaliense inferior, la extensión en la cuenca retroarco prosigue, llegando a exhumarse desde niveles más profundos de la corteza el Complejo Alpujárride/Sébtide, lo que queda reflejado en una nueva formación con cantos procedentes de ambos complejos (Formación de la Viñuela), discordante sobre la formación sedimentaria anterior y depositada indistintamente tanto sobre el Complejo Maláguide/Ghomáride como sobre el Alpujárride/Sébtide. Esta progresiva extensión y exhumación de rocas cada vez más profundas, implica que el primitivo mar de Alborán va aumentando su tamaño, a la vez que, posiblemente por reajustes isostáticos (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2003) se van configurando los principales relieves. En el frente del arco, por su parte, la colisión también prosigue y en el Burdigaliense superior unidades retrocabalgantes de la Predorsal se incorporan como klippes sinsedimentarios sobre las formaciones del Mioceno inferior de la Cuenca de Alborán. Uno de estos klippes se observa al sur de Ceuta, en el Zem-Zem.

Analizada en detalle, la extensión retroarco del Dominio de Alborán coetánea a su colisión hacia el oeste, que da lugar al Mar de Alborán, se desarrolla en varias fases (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1996; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997) con diferente dirección de extensión: una en el Mioceno inferior, otra en el Burdigaliense superior-Langhiense y la última en el Serravaliense. De estos sistemas, el más patente en Ceuta es el primero, correspondiente a la zona de cizalla asociada a las peridotitas. Esta zona de cizalla, con una lineación y transporte norte-sur, estaría implicada en el desmembramiento de las peridotitas y en la separación del Macizo de Beni Busera de los Macizos de Ronda (SÁNCHEZ-GÓMEZ *et al.*, 1995, 1997). En este sentido, las peridotitas serpentinizadas de Ceuta serían un vestigio que corroboraría esta separación. También a este episodio puede atribuirse alguno de los contactos entre las Unidades de Federico y la base de la Unidad de Akaili, de una cinemática predominante similar a la zona de cizalla de las peridotitas. La extensión N-S sería simultánea con la generación de fundidos en la Unidad de Monte del Hacho, como lo demuestra la foliación sinmagmática, pero implicaría una rápida exhumación.

ción, con enfriamiento, y el paso a condiciones de deformación dúctil-frágil. En las Unidades de Federico, estructuralmente por encima, las condiciones de deformación serían mucho menos plásticas para el mismo episodio.

En las Unidades de Federico, las mismas superficies poseen, además, estrías que hunden hacia el NE y que podrían corresponder a alguno de los sistemas de extensión burdigalienses o serravallenses.

Los sistemas extensionales del Mioceno son los responsables del adelgazamiento de la corteza y de la formación del Mar de Alborán, eventos simultáneos a la creación del frente de cabalgamientos que ahora forman los relieves de la Dorsal y de los Flyschs, dejando gran parte del Domino de Alborán bajo el mar. Así, las llamadas Zonas Internas Betico-Rifeñas no son sino la parte emergente de un mismo terreno alóctono respecto los paleomárgenes Ibérico y Magrebí.

Todas estas fallas y zonas de cizalla miocenas se ven afectadas en Ceuta por grandes pliegues de ejes N-S, congruentes con la colisión hacia el oeste del Dominio de Alborán con los paleomárgenes sudibérico y magrebí. La edad de estos pliegues no está bien definida, pero pueden suponerse de edad Mioceno medio-superior (pues son claramente posteriores a los sedimentos de edad Oligoceno-Mioceno inferior), y por tanto, posterior o simultánea a los sistemas extensionales.

La forma de península de Ceuta parece estar controlada por fallas recientes de alto ángulo, de dirección ENE-OSO y de componente normal, que son las que controlan la forma del Estrecho de Gibraltar. Otras fallas de salto en dirección, probablemente simultáneas con las anteriores, también afectan a Ceuta en su extremo oeste, desplazando el frente de la Dorsal y Predorsal hacia el noreste mediante una falla dextra. La edad de estas fallas no está determinada, pero deben ser post-Tortonenses (COMAS *et al.*, 1992), incluso post-Messinienses, época en la que se abre de nuevo el paso de agua entre el Mediterráneo y el Atlántico, interrumpido durante la crisis de salinidad.

A fines del Plioceno, posiblemente el nivel del mar estaba unos 80-90 m más alto que el actual. Desde entonces, la Historia geológica durante el Cuaternario ha estado marcada por ascensos y descensos del nivel del mar, determinando en general, el encajamiento progresivo de la red hidrográfica y el retroceso costero por erosión marina.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINEROS

Dentro del territorio de Ceuta, aun pequeño, existen manifestaciones de interés minero de sustancias variadas. Tales manifestaciones corresponden a indicios minerales y a explotaciones mineras, en activo (en la fecha de realización de la cartografía geológica de esta Hoja) o paradas. Tales manifestaciones corresponden a sustancias metálicas, a minerales industriales y a rocas canterables para áridos, construcción, etc.

7.1.1. Sustancias metálicas

Antimonio

El único indicio conocido (Mina San Pancracio) se encuentra en la zona neutral, en la parte meridional del territorio, junto al arroyo de las Bombas, y cerca del Fuerte Piniers. Fue explotado por la sociedad Fundiciones del Antimonio, S. A., de Barcelona, desde 1960 hasta 1979, cesando su actividad, probablemente por agotamiento de las principales masas mineralizadas.

La mineralización, representada por una paragénesis de estibina-cuarzo-carbonatos, con trazas de galena, pirita, calcopirita, calcosina, covellina, marcasita y oro, se presenta en relación con fracturas de direcciones N 10° E a N 25° E, alojadas en el contacto entre las Calizas Alabeadas y las pizarras y grauvacas del Carbonífero inferior (unidades cartográficas 12 y 13, respectivamente), y dentro, pues, del Complejo Maláguide/Ghomáride.

La paragénesis presente hace pensar en una génesis hidrotermal de baja-media temperatura, posiblemente generada a partir de una secreción lateral favorecida por el metamorfismo epizonal que afectó a estos materiales, y enclavándose posteriormente en las superficies de discontinuidad y en las redes de fracturas (ARANA y LÓPEZ FENOY, 1983).

Plomo y cobre

En el barranco del Príncipe, al sur del territorio ceutí, y próximo a la barriada del mismo nombre, existe una antigua mina abandonada de plomo y cobre. Al parecer, la mineralización se presenta asociada a las rocas volcánicas básicas del Permotrías (unidad cartográfica 14) del Complejo Maláguide/Ghomáride (CHAMORRO y NIETO, 1989).

7.1.2. Minerales industriales

También en el barranco del Príncipe se encuentra una antigua explotación de arcillas, para usos cerámicos. La explotación benefició capas argilitico-arcillosas rojas del Permotrías (unidad cartográfica 14) del Complejo Maláguide/Ghomáride.

7.1.3. Rocas canterables

Cabe subdividir este grupo en rocas explotadas para usos constructivos o para áridos.

Las rocas más típicamente de uso constructivo, pero siempre a muy pequeña escala (pequeñas edificaciones, murallas, etc.), de todo el territorio ceutí, corresponden a las más competentes y que, consiguientemente, se fragmentan de forma más equidimensional: tales son las que se localizan en la península del Monte del Hacho, en particular, los gneises y granitoides, y también las peridotitas. Las peridotitas han tenido, ocasionalmente y por su color, un cierto uso ornamental como piedra de sillería especial: por ejemplo, en los marcos de la portada de la Catedral de Ceuta.

Rocas canterables a mayor escala, para áridos y escolleras, están constituídas por los mármoles de la Unidad de Beni Mesala (Complejo Alpujarride/Sébtide). Tales rocas se presentan en el extremo noroccidental del territorio, donde, incluso, existe actualmente (2002) una cantera en activo.

7.2. HIDROGEOLOGIA

En el presente capítulo se hace referencia tanto a los niveles acuíferos existentes en el territorio de Ceuta, 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.

7.2.1. Antecedentes

En principio, la ciudad de Ceuta se abastecía del agua potable procedente de 11 manantiales situados al sur de Benzú y a unos 15 kilómetros de la frontera, en territorio marroquí. También disponía de dos pequeños embalses, El Renegado (1,9 hm³) y El Infierno (0,6 hm³) para complementar su abastecimiento. Estos recursos disponibles eran insuficientes, y por ello era necesario transportar agua en buques-cisterna procedentes del embalse de Guadarranque (Algeciras).

Debido al alto coste de esta solución, la Comisaría de Aguas del Sur de España se planteó realizar estudios hidrogeológicos para conocer las posibilidades que tenían los acuíferos existentes en el territorio de Ceuta, para proporcionar los caudales de agua demandados por su población. Por ello, en 1995, el Servicio Geológico del Ministerio de Obras Públicas, a petición de la citada Comisaría de Aguas, realizó 23 sondeos por todo el territorio de Ceuta, con un total de 1.883 metros perforados. Los datos obtenidos por estos sondeos han servido no solamente para estimar las posibilidades hidrogeológicas, que se indican a continuación, sino también para conocer espesores de formaciones cuaternarias, etc.

7.2.2. Hidrología superficial y datos climatológicos de interés hidrogeológico

Como se ha anticipado en el apartado 1.1, en conjunto el relieve de gran parte del territorio ceutí es accidentado y presenta pendientes acusadas, frecuentemente con valores medios de más del 30%. Ello incide en la configuración de la red hidrográfica, formada por numerosos arroyos de escasa longitud y fuerte pendiente (y de acusado carácter estacional y torrencial), dispuestos casi de forma radial desde las máximas alturas, en la zona oeste ("continental") del territorio, encontrándose los dos únicos embalses existentes en arroyos vertientes a la costa norte.

La climatología imperante en Ceuta es de tipo mediterráneo, con dos "estaciones" bien diferenciadas, una fresca y húmeda que se extiende desde Octubre hasta Abril, y otra seca y cálida que va desde Mayo hasta Septiembre. Además, presenta un solo máximo pluviométrico invernal, y durante la estación cálida apenas existen precipitaciones, pero se dan un elevado grado de humedad ambiental y temperaturas suaves. De hecho, la precipitación media anual es de 574 mm y la temperatura media anual toma un valor de 10,4 °C.

La evapotranspiración anual es de 800,7 mm, lo que, considerando la precipitación anual, indica que, en conjunto, hay insuficiencia de agua, con un déficit anual de 366,6 mm, repartido en los meses de Junio, Julio, Agosto, Septiembre y Octubre.

Otro fenómeno climatológico relevante es el particular régimen eólico de la zona. Las corrientes de aire que recorren la misma son reconducidas y canalizadas por los accidentes geográficos.

ficos del Estrecho, originando la típica alternancia entre los vientos de Levante y Poniente, de características opuestas, siendo estos últimos más secos y menos intensos.

7.2.3. Permeabilidades de los materiales. Acuíferos. Unidades hidrogeológicas

Los materiales que componen el territorio de Ceuta se pueden agrupar, atendiendo a su permeabilidad, de la siguiente manera:

Materiales con permeabilidad media-alta:

- Acuíferos aluviales. Están formados por gravas, arenas y arcillas, de edad Cuaternaria. Estos materiales (permeables por porosidad intersticial) corresponden a depósitos aluviales con poco desarrollo, normalmente de entre 5 y 7 metros de espesor. Su anchura es del orden de la decena de metros, llegando a 150 m en el Arroyo de las Bombas (en el sector de la desembocadura), pero siendo de menor entidad en los arroyos de Benzú y de Calamocarro.
- Acuífero carbonatado. Está constituido por rocas carbonatadas, mármoles del Triásico superior alpujarride/sébtide, y calizas y dolomías del Jurásico, situadas en el extremo noroccidental del territorio, y en la isla del Perejil, respectivamente. Estos materiales poseen alta transmisividad, aunque debido a su reducida extensión de afloramiento (0.5 km²), sus recursos son muy limitados. Además, por estar en algunos casos en contacto con el mar, el acuífero presenta problemas de salinización por intrusión marina.

Materiales con permeabilidad baja:

- Pizarras con niveles de cuarcitas, grauvacas y calizas. Estos materiales, de edad paleozoica, son los más abundantes en todo el territorio occidental de Ceuta. Constituyen un potente conjunto de materiales de baja permeabilidad, en los cuales el agua de infiltración se acumula en la zona superficial de alteración y en las diaclasas (estando éstas, normalmente, rellenas de material arcilloso, y cerrándose en las zonas profundas). Dentro de este conjunto, hay que destacar la existencia de niveles de calizas que suelen presentar mayor permeabilidad, pero que proporcionan caudales bajos debido a su poca continuidad. También pueden tener importancia local, para pequeñas explotaciones acuíferas, los niveles de cuarcitas diaclasados intercalados en las pizarras.
- Gneises, micaesquistos, y peridotitas. Estos materiales constituyen el Monte del Hacho, situado en el extremo oriental del territorio de Ceuta. Son materiales de baja permeabilidad, donde el agua de infiltración puede circular por las fisuras que presentan. Algunas zonas de alteración de estos materiales pueden tener interés local.

Materiales con permeabilidad muy baja:

- Margas con areniscas rojas del Permotriás. Estos materiales son de escaso interés hidrogeológico, tanto por su muy baja permeabilidad (localmente más alta en los niveles de areniscas), como por la pequeña continuidad –vertical y horizontal- de estas formaciones.
- Margas con areniscas del flysch eoceno. Al igual que los materiales anteriores, presentan una muy baja permeabilidad, y reducidos afloramientos.

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

7.2.4. Calidad del agua

Durante el aforo de los sondeos mencionados anteriormente se recogieron 13 muestras, donde se midieron la conductividad eléctrica y los contenidos en iones cloro, sulfato y nitratos. Los valores de conductividad registrados varían entre 466 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 3130 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores más altos de conductividad se han encontrado en los sondeos del arroyo de Benzú y en la parte inferior del arroyo de Calamocarro, debido a su mayor contenido en sulfatos, siendo menos importantes en el arroyo de las Bombas. Los contenidos en cloro están comprendidos entre 35.5 y 139 mg/l, con los valores mayores en los arroyos de Calamocarro y del arroyo San José. Por otro lado, las concentraciones del ion nitrato oscilan entre 0 y 7 mg/l, en el arroyo Calamocarro. Los sulfatos oscilan entre 28 y 1812 mg/l, cerca de la desembocadura de los arroyos de Benzú y Calamocarro.

7.2.5. Funcionamiento hidrogeológico

Considerando todo lo anterior, hay que indicar que los niveles acuíferos más importantes en el territorio ceutí corresponden a acuíferos libres (depósitos aluviales), de pequeño espesor y con poca continuidad longitudinal. La recarga se produce por infiltración del agua de escorrentía superficial, y la descarga se verifica por drenaje directo al mar, no conociéndose la existencia de descarga importante por bombeos directos. Los niveles acuíferos carbonatados, permeables por fisuración y karstificación tienen una extensión muy limitada en el territorio, y presentan, a veces, problemas de contaminación por intrusión marina. Al este de la ciudad, pueden existir niveles acuíferos de pequeña entidad en los granitoides (a favor de la red principal de fracturación), que podrían resolver algunas demandas de abastecimiento doméstico.

7.2.6. Datos de los sondeos hidrogeológicos realizados. Inventario de puntos de agua

Se han recopilado un total de 23 sondeos de investigación hidrogeológica, cuyas características principales se resumen en la Tabla 2. La profundidad alcanzada oscila entre 1 y 135 m, siendo en el 26 % de ellos, inferior a 20 m, y en el 47% entre 20 y 100 m, habiendo tan sólo 6 sondeos con más de 100 m. La mayor parte de ellos (19 sondeos), están situados en la zona al oeste de la ciudad, habiendo solamente dos al este de la misma. Los niveles piezométricos se encuentran muy superficialmente, a menos de 5 m bajo la superficie topográfica, correspondiendo a acuíferos libres de los aluviales, y de las calizas y mármoles de la zona noroccidental. Los caudales máximos obtenidos no superan los 4,5 l/s, siendo en la mayoría, inferiores a 0,25 l/s.

En la actualidad existen doce manantiales en explotación, cuyo caudal de aprovechamiento es muy variable, y supeditado a las precipitaciones pluviales, pudiendo descender en los meses de estiaje hasta una octava parte de los periodos de mayor producción. El aprovechamiento se realiza mediante colectores que recogen el agua de las galerías de captación que vierten al depósito de San José.

Localización Geográfica	Nº	Cota aproximada (m.s.n.m.)	Prof. (m)	Litología	Nivel piezométrico (m) (Medido desde la boca del sondeo)	Caudal (l/s)
Arroyo de las Bombas	1	22	13	Aluvial + Pizarras	0.60	-
Arroyo de las Bombas	2	23	140	Aluvial + Pizarras	0.60	-
Arroyo de las Bombas	3	25	13	Aluvial + Pizarras	0.20	2.5
Arroyo de las Bombas	4	30	16	Aluvial + Pizarras	0.20	4.5
Arroyo de las Bombas	5	40	135	Aluvial + Pizarras	0.50	-
Arroyo de las Bombas (Arroyo Pinier)	6	50	120	Aluvial + Pizarras	1.00	-
Arroyo de las Bombas	7	80	65	Aluvial + Pizarras	3.36	0.25
Arroyo de las Bombas	8	90	1	Aluvial + Pizarras	1.20	<0.25
Arroyo de las Bombas	9	100	112	Aluvial + Pizarras	1.27	0.5
Arroyo de Benzú	10	20	62	Aluvial + Pizarras	3.26	<0.25
Arroyo de Benzú	11	40	92	Aluvial + Pizarras	0.90	<0.25
Arroyo de Benzú	12	100	97	Aluvial + Pizarras	3.64	<0.25
Cantera de Benzú	13	110	108	Calizas	-	-
Cantera de Benzú	14	110	170	Calizas	109.00	-
Arroyo de Calamocairo	15	20	13	Aluvial + Pizarras	0.30	2
Arroyo de Calamocairo	16	30	70	Pizarras	0.86	<0.25
Arroyo de Calamocairo	17	60	75	Pizarras	0.84	<0.25
Arroyo San José	18	50	80	Pizarras	3.80	<0.25
Arroyo San José	19	100	110	Pizarras	22.19	<0.25
Arroyo del Renegado	20	20	75	Aluvial + Pizarras	3.00	0.8
Arroyo del Infierno	21	20	78	Margas + Pizarras	4.16	-
Monte Hacho	22	100	8	Peridotitas	10.98	<0.25
Barranco Desnarigado (Monte Hacho)	23	50	50	Peridotitas	5.63	2

Tabla 2.- Resumen de los Sondeos hidrogeológicos realizados en la Hoja de Ceuta

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Durante la realización de la Hoja de Ceuta 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 fuertemente 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 encuentra en la parte occidental de la playa del Desnarigado, en el extremo sureste de la península de Monte del Hacho. Se observan los granitoides ricos en enclaves melanocráticos y cordieríticos, de la Unidad alpujarride/sébtide de Monte del Hacho (tipo Blanca).

PIG 2.

Se localiza en las afueras orientales de la ciudad, en el inicio de la barriada del Sarchal, e inmediatamente al norte de la carretera que va al faro y a la fortaleza del Monte del Hacho. Se pueden observar el techo de la unidad alpujarride/sébtide de Monte del Hacho (tipo Blanca), constituida por granitoides porfídicos, así como restos del jirón peridotítico que le suprayace. El techo está caracterizado por la presencia de ultramilonitización de los granitoides y estrías de despegue extensional retrógrado N-S.

PIG 3.

Este punto está constituido por las laderas del extremo oriental de la playa del Sarchal, siendo óptima su observación desde el extremo occidental de la barriada del mismo nombre y desde la punta costera del Quemadero. Se observa un corte completo del jirón peridotítico de Ceuta, dispuesto sobre los granitoides porfídicos de la Unidad de Monte del Hacho (tipo Blanca, alpujarride/sébtide), con ultramilonitización a su techo, y bajo los gneises granatíferos (kinzigitas) y migmatitas de la Unidad de Jubrique (también alpujarride/sébtide). Los contactos supra e infrayacente al jirón peridotítico son despegues extensionales retrógrados de edad atribuible Mioceno inferior.

PIG 4.

Este punto se encuentra en la punta de la Cabeza, pequeño promontorio costero localizado en la costa norte, a unos 1,6 km. al este de la población de Benzú. Las cuarcitas triásicas de la Unidad de Beni Mesala (alpujarride/sébtide) presentan pliegues dúctiles de radio métrico, de eje N-S. Los pliegues son atribuibles a la traslación hacia el oeste (y colisión continental con los Dominios Sudibérico y Magrebi) del Dominio de Alborán, con lo que habrían sido producidos durante el Mioceno inferior - medio.

PIG 5.

Se encuentra en la carretera que bordea, por el lado español, la franja neutral, y a, aproximadamente, 1 km de la frontera de Tarajal. Se presenta un anticlinal de Permotrias dentro de los materiales terciarios de la Formación de Fnideq, siendo también un punto óptimo de observación para estos últimos. Este anticlinal es un pliegue menor del sinclinal de gran radio

(sinforme o sinclinorio) de Fnideq.

PIG 6.

Este punto se localiza junto al p.k. 5 de la carretera que, siguiendo la costa norte, llega a Benzú. Se observan depósitos aluviales-coluviales de edad cuaternaria, asociados a una posible rasa marina hoy desaparecida, a mayor nivel que el actual del mar.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; PALOMO, C. Y SANZ, J.L. (1982). "Resultados geofísicos de las campañas oceanográficas Hércules 81 en el Estrecho de Gibraltar". *Coloquio de Madrid. S.E.C.E.G.*
- AGARD, J.; DESTOMBES, J.; MILLIARD Y. ET MORIN, P. (1958). "Sur l'existence du Llandovery Supérieur dans le Massif Paleozoïque Interne du Rif au Nord de Tetouan (Maroc Septentrional)". *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de L'Académie des Sciences*, 246 (19), 2778-2780.
- AGUADO, R.; FEINBERG, H.; DURAND-DELGA, M.; MARTÍN-ALGARRA, A.; ESTERAS, M. Y DIDON, J. (1990). "Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas béticas: La formación San Pedro de Alcántara". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 3, 79-85.
- AGUILAR, M.J.; CRESPO, V.; REYES, J.L.; APARICIO, A.; FUSTER, J.M.; MUÑOZ, M. Y SAGREDO, J. (1973). "Investigaciones de Níquel en los Macizos ultrabásicos de Málaga. Nuevos datos sobre la Geología y Petrogénesis". *Boletín Geológico y Minero*, LXXXIV-VI, 41-46.
- ALDAYA, F. (1970). "La sucesión de etapas tectónicas en el Dominio Alpujárride". *Cuadernos de Geología de la Univ. de Granada*, 1, 159-181.
- ALDAYA, F.; ÁLVAREZ, F.; GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A. AND NAVARRO VILÁ, F. (1991). "The Malaguide-Alpujárride Contact (Betic Cordilleras, Spain) - a brittle extensional detachment". *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Serie II*, 313 (12), 1447-1453.
- ALDAYA, F.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y NAVARRO-VILÁ, F. (1982). "Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta Geológica Hispánica*, 14, 154-166.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. ET MATTAUER, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-198.
- ANDRIEUX, J. ET MATTAUER, M. (1973). "Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 115-118.
- ARANA CASTILLO, R. Y LÓPEZ FENOY, V. (1983). "Características mineralógicas del yacimiento de antimonita de San Pancracio (Ceuta)". *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 249-256.
- AZAÑÓN, J.M. (1994). "Metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, baja presión/ alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)". *Tesis doctoral, Univ. de Granada*, 332 pp.
- AZAÑÓN, J.M. AND ALONSO-CHAVES, F. (1996). "Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejada unit, an extensionally dismembered Alpujárride Nappe". *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences de Paris*, vol. 322, Série II, 47-54.
- AZAÑÓN, J.M.; BALANYÁ, J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1995). "Registro metamórfico de alta presión - baja temperatura en la unidad de Jubrique e imbricaciones de Benarrabá (Cordillera Bético-Rifeña)". *Geogaceta*, 17, 133-134.

- AZAÑÓN, J.M. AND CRESPO-BLANC, A. (2000). "Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)". *Tectonics*, 19 (3), 549-565.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO-BLANC, A. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1997). "Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)". *Journal of Structural Geology*, vol. 19, 1055-1071.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO-BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1996). "Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride complex, Central Betics)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 323, série II, 949-956.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND GOFFÉ, B. (1992). "High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujarrides, Andalucía)". *Geogaceta*, 11, 81-84.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND GOFFÉ, B. (1998). "Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera)". *Tectonophysics*, 258, 231-252.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. AND CRESPO-BLANC, A. (1994). "Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318, Série II, 667-674.
- BAHAMED, A. (1982). "Géologie de la rive sud du Déroit de Gibraltar". *Coloquio de Madrid. S.E.C.E.G.*
- BAILEY, E. (1952). "Notes on Gibraltar and the northern Rif". *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, CVIII, 157-176.
- BAKKER, H.E.; DE JONG, K.; HELMERS, H. AND BIERMAN, C. (1989). "The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 359-381.
- BALANYÁ, J.C. (1984). "El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético interno". *I Congreso Español de Geología*, 3, 169-175.
- BALANYÁ, J.C. (1991). "Estructura del Dominio de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar". *Tesis doctoral, inédita, Univ. Granada*, 210 pp.
- 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 (Alpujarride Complex, western Betics Spain)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, Série II, 1595-1601.
- BALANYÁ, J.C.; CAMPOS, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; OROZCO, M. Y SIMANCAS, J.F. (1987). "Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujarrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 2, 51-53.

- 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*, 1, 19-21.
- BALANYÁ, J.C. ET GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987). "Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Déroit de Gibraltar". *C.R.Acad. Sc. Paris*, 304, Série II, 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. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1991). "Estructuración de los Mantos Alpujarrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía)". *Geogaceta*, 9, 30-33.
- 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*, 16, 226-238.
- BANDA, E.; GALLART, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; DAÑOBEITIA, J.J. AND MAKRIS, J. (1993). "Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera". *Seismic Studies of the Iberian Peninsula*, 221, 53-66.
- BARAZA, J.; ERCILLA, G. Y ALONSO, B. (2000). "Apilamientos contorníticos en diferentes contextos geológicos en el Mediterráneo Occidental (Menorca y Ceuta) y en el Atlántico Oriental (Agadir)". *En: Programa Internacional de Correlación Geológica: Desarrollo y perspectivas en España. Aniversario del Comité Español (Cuenca). Colección Temas Geológico-Mineros, vol. 30, Madrid: Instituto Tecnológico GeoMinero de España*, 31-38.
- BARTOLINI, C.; GEHIN, C. AND STANLEY, D.J. (1972). "Morphology and recent sediments of the western Alboran basin in the Mediterranean Sea". *Marine Geology*, 13, 159-224.
- BENSARI, A. (1982). "Physiographie générale de la zone du déroit". *Coloquio de Madrid. S.E.C.E.G.*, 87-95.
- BERNARD-GRIFFITHS, J.; CANTARGEL, J.M. AND KORNPROBST, J. (1977). "Age des Gneiss du Monte del Hacho de Ceuta: un événement thermique Hercynien dans la zone interne du Rif". *R.A.S.T. Rennes, (Abstracts)*, 64.
- BIBERSON, P. (1970). "The problem of correlations between South Europe and North Africa during the Pleistocene". *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, 8, 113-127.
- 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.
- BLUMENTHAL, M. (1927). "Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien". *Eclogae Geologicae Helvetica*, 20, 487-592.

- BLUMENTHAL, M.; FALLOT, P. AND MARIN, A. (1930). "Comparaison stratigraphique entre l'extrémité occidentale des zones bétiques et péni-bétiques d'Andalousie et le Nord de l'arc rifain". *C.R.Acad. Sc. Paris*, 191, 382-384.
- BONINI, W.E.; LOOMIS, T.P. AND ROBERTSON, J.D. (1973). "Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonics of the region around the Strait of Gibraltar". *Jour. Geophys. Res.*, 78 (8), 1372-1382.
- BOUILLIN, J.P. (1983). "Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 296, Série II, 1329-1332.
- BOUILLIN, J.P.; DURAND-DELGA, M. AND OLIVIER, P. (1986). "Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis, and development stages". In: WEZEL, F.C. (Editor), *The origin of Arcs. Elsevier Science Publishers, Amsterdam*, pp. 281-304.
- BOURGOIS, J. (1978). "La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne)". *Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar, Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Besançon*.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; LORENZ, C.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E. Y REVIÈRE, M. (1972A). "La Formation d'Alozaina. Série d'âge oligocène et aquitanien transgressive sur le Bétique de Málaga (Région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275 (série D), 531-534.
- BOUYBAOUENE, M.L. (1993). "Étude pétrologique des métapelites des Sebides supérieures, Rif interne, Maroc: une évolution métamorphique de haute pression". *Tesis Doctoral, inédita. Rabat*, 151 págs.
- BOUYBAOUENE, M.L.; ALAMI, R.; AZAÑÓN, J.M. Y GOFFÉ, B. (1999). "El metamorfismo de alta presión-baja temperatura en los esquistos de Filai-Benzú (Sebides, Marruecos)". *Termobarometría con la asociación cloritoide-granate-fengita. Geogaceta*, 26, 7-10.
- BOUYBAOUENE, M.L.; GOFFÉ, B. AND MICHARD, A. (1995). "High-pressure, low-temperature metamorphism in the Sebides nappes, northern Rif, Morocco". *Geogaceta*, 17, 117-119.
- BOUYBAOUENE, M.L.; MICHARD, A. AND GOFFÉ, B. (1998). "High-pressure granulites on top of the Beni Bousera peridotites, Rif belt, Morocco: a record of an ancient thickened crust in the Alboran domain". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 153-162.
- BROWN, T.H.; BERMAN, R.G. AND PERKINS, E.H. (1988). "GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer". *Computer and Geosciences*, 14, 279-289.
- BURGOS, J.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; MORTEN, L. AND PUGA, E. (1980). "The ultramafic rocks from the Cerro el Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordillera, Spain". *Cuadernos de Geología (Granada)*, 11, 157-162.
- CACHO, I.; GRIMALT, J.O. AND CANALS, M. (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.

- CHALOUAN, A. (1986). "Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc): un terrain varisque dans la Chaîne Alpine". *Tesis Doctoral, Université Louis Pasteur, Strasbourg, Francia, 330 págs.*
- CHALOUAN, A. AND MICHARD, A. (1990). "The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt". *Tectonics, 9, 1565-1583.*
- CHALOUAN, A.; OUAZANI-TOUHAMI, A.; MOUHIR, L.; SAJI, R. ET BENMAKHLLOUF, M. (1995). "Les failles normales a faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran". *Geogaceta, 17, 107-109.*
- CHAMÓN, C.; ESTÉVEZ, C. Y PILES, E. (1978). "Hoja y Memoria Explicativa. Marbella (1065)". *Mapa Geológico de España 1:50000. I.G.M.E., Madrid.*
- CHAMORRO, S. Y NIETO, M. (1989). "Síntesis geológica de Ceuta. Ilustre Ayuntamiento de Ceuta. Concejalía de Cultura". *Servicio de Publicaciones. 223 págs.*
- COMAS, M.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND JURADO, M.J. (1992). "Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data". *Geo-Marine Letters, 12, 157-164.*
- COMAS, M.C.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; CORNEN, G. AND KAENEL, E. (1996A). "Serpentinized peridotite breccia and olistostrome on basement highs of the Iberia Abyssal Plain: Implications for tectonic margin evolution". In: WHITMARSH, R.B.; SAWYER, D.S.; KLAUS, A. y MASSON, D.G. (Editores), *Proc. ODP, Sci. Results. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 577-591.*
- COMAS, M.C.; ZAHN, R.; KLAUS, A. AND SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1996B). "Proceedings ODP, Init". *Repts., 161. (Ocean Drilling Program), College Station, TX.*
- COMISIÓN DE ESTUDIOS GEOLÓGICOS DE MARRUECOS (1946). "Hoja geológica núm. 2 (2-3), Yebala (Ceuta), a escala 1:50.000".
- COQUAND, H. (1846). "Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire de Maroc". *B. Soc. Géol. Fr., 4, 1188-1249.*
- CRESPO-BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. ET OROZCO, M. (1994). "Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que rest-t-il de la structure en nappes du complexe Alpujarride". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 317, Série II, 971-977.*
- DAROT, M. (1974). "Cinématique de l'extrusion, à partir du manteau, des péridotites de la Sierra Bermeja (Serranía de Ronda, Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 278.*
- DE JONG, K. (1991). "Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)". *Tesis Doctoral, Vrije Universiteit, Amsterdam. 204 págs.*
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, A. Y MARTÍN-ALGARRA, A. (1981). "Observaciones sobre la Estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordillera Bética)". *Estudios Geológicos, 37, 45-57.*

- DERCOURT, J.; GEYSSANT, J. AND RICOU, L.E. (1986). "Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys". *Tectonophysics*, 123 (1-4), 83-122.
- DERCOURT, J.; ZONENSHAIN, L.P.; RICOU, L.E.; KAZMIN, V.G.; LE PICHON, X.; KNIPPER, A.L.; GRANDJACQUET, C.; SBORSHIKOV, I.M.; GEYSSANT, J.; LEPVRIER, C.; PERCHERSKY, D.H.; BOULIN, J.; SIBUET, J.C.; SAVOSTIN, L.A.; SOROKHTIN, O.; WESTPHAL, M.; BAZHENOV, M.L.; LAUER, J.P. AND BIJU-DUVAL, B. (1986). "Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias". *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DEWEY, J. (1982). "Plate tectonic models of the Gibraltar region and the possible existence of seismogenic faults beneath the strait". *Coloquio de Madrid, SECEG*, 259-365.
- DEWEY, J.F.; HELMAN, M.L.; TURCO, E.; HUTTON, D.H.W. AND KNOTT, S.D. (1989). "Kinematics of the western Mediterranean". In: COWARD, M.P.; DIETRICH, D. y PARK, R.G. (Editors), *Alpine Tectonics. Special Publication Geological Society of London, London*, pp. 265-283.
- DICKEY, J.S. (1970). "Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serranía de Ronda and other examples". *Mineralogical Society of America Special Paper*, 3, 33-49.
- DICKEY, J.S.; LUNDEEN, M.T. AND OBATA, M. (1979). "Geologic map of the ultramafic complex, southern Spain". *Geological Society of America. Map and Chart Series*, MC-29, 1-4.
- DIDON, J. (1982). "Géologie de la partie immergée du détroit. Données et hypothèses". *Coloquio de Madrid. SECEG*, 259-365.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. ET KORNPBOST, J. (1973). "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bulletin de la Société Géologique de France*, XV (2), 79-105.
- DOBLAS, M. AND OYARZUN, R. (1989). "Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity". *Geology*, 17, 430-433.
- DUPUY DE LÔME, E. (1929). "La geología de la orilla africana del Estrecho de Gibraltar". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, LI, pág. 37.
- DUPUY DE LÔME, E. Y MILANS DEL BOSCH, J. (1917). "Estudios relativos a la Geología de Marruecos. La Zona de Ceuta". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XVIII, 27-158.
- DUPUY DE LÔME, E. Y MILANS DEL BOSCH, J. (1918). "Los terrenos secundarios del Estrecho de Gibraltar". *Boletín del Instituto Geológico*, XXXIX, pág. 561.
- DUPUY DE LÔME, E. Y MILANS DEL BOSCH, J. (1921). "Estudio geológico de la Península Norte-Marroquí". *Boletín del Instituto Geológico*, XLII, pág. 27.
- DURAND-DELGA, M. (1963). "Essai sur la structure des domaines émergées autour de la Méditerranée occidentale (résumé)". *Geologische Rundschau*, 53, 534-535.
- DURAND-DELGA, M. (1972). "La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique". *Eclogae Geologicae Helvetica*, 65, 267-278.

- DURAND-DELGA, M. (1973). "Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar". *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 119-120.
- DURAND-DELGA, M. (1980). "La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér.*, 10, 203-224.
- DURAND-DELGA, M. (1982). "Grands traits géologiques des deux rives du Déroit de Gibraltar". *Coloquio de Madrid. SECEG*, 1, 281-284.
- DURAND-DELGA, M.; FEINBERG, H.; MAGNÉ, J.; OLIVIER, P. ET ANGLADA, R. (1993). "Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et la Méditerranée d'Alboran". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317, Série II, 679-687.
- DURAND-DELGA, M.; HOTTINGER, L.; MARÇAIS, J.; MATTAUER, M.; MILLIARD, U. ET SUTER, G. (1960-1962). "Données actuelles sur la structure du Rif". *Livre-Memoire P. Fallot, Mem. h. ser. Soc. Géol. Fr.*, 1, 399-422.
- DURAND-DELGA, M. ET KORNPBST, J. (1963). "Esquisse géologique de la région de Ceuta". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (V), 1049-1057.
- DURAND-DELGA, M. ET VILLIAUMEY, M. (1963). "Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jebel Musa (Rif septentrional, Maroc)". *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), 5, 70-79.
- DÜRR, S. (1967). "Geologie der Serranía de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalousien)". *Geologica Romana*, 6, 1-73.
- EGELER, C.G. (1964). "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)". *Geologische Rundschau*, 53, 260-269.
- EGELER, C.G. ET SIMON, O.J. (1969). "Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)". *Étude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez Rubio. Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk.*, 25, 1-90.
- EL KADIRI, K.; CHALOUAN, A.; EL MRIHI, A.; HILLA, R.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. Y SERRANO, F. (2000). "Descubrimiento del Burdigaliense (Formación Viñuela) en la cobertura Gomáride de Ceuta (Rif septentrional)". *Geogaceta*, 28, 43-46.
- EL KADIRI, K.; OLORIZ, F. ET LINARES, A. (1995). "Evolution tectono-sédimentaire alpine autour de l'Arc de Gibraltar et mise en évidence de la cinématique de remontée d'un dome de l'Asténosphère depuis le Jurassique jusqu'au Néogène". *Geogaceta*, 17, 104-106.
- EL KHANCHOUFI, 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.
- FALLOT, P. ET BLUMENTAL, M. (1930). "Sur l'interprétation tectonique du Nord Ouest du Rif espagnol". *C. R. Acad. Sc. Paris*.

- FALLOT, P. Y MARIN, A. (1939). "La Cordillera del Rif. Memorias". *I.G.M.E., Madrid*, 817 págs.
- FALLOT, P.; SOLÉ-SABARÍS, L. ET LEMOINE, M. (1954). "Observations sur le Triás Bétique et ses Algues Calcaires". *Mem. Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona*, 2, 23-60.
- FEINBERG, H.; MAATE, A.; BOUHADADI, S.; DURAND-DELGA, M.; MAATE, M.; MAGNÉ, J. AND OLIVIER, F. (1990). "Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc) dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 310, série II (1487-1495).
- FERNÁNDEZ DEL RIO, G. (1995). "Estudio hidrogeológico de Ceuta. Dirección general de obras hidráulicas". *Subdirección General del Servicio Geológico. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente*.
- FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, E.; CAMPOS, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992). "Estructuras extensionales en las rocas alpujárrides al E de Málaga (Sierra Tejeda, Cordilleras Béticas)". *Geogaceta*, 12, 13-16.
- FERNÁNDEZ-SOLER, J.M.; AZAÑÓN, J.M.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; SOTO, J.I.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. AND BASACALB CRUISE TTR9 (2000). "Major findings on the nature of acoustic basement rocks in the Alborán and south Balearic Basins from the Basacalb Criuse (TTR9, leg 3)". In: COMAS, M.C. y AKHMANOV, G.G. (Editores), *Geological Processes on European continental margins. UNESCO, Paris*, págs. 31-32.
- FRANZ, G.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. ET MUÑOZ, M. (1988). "Mise en évidence d'une nouvelle étape de métamorphisme dans les dikes basiques des zones de Lubrín et Cobdar (Cordillères Bétiques, Nevado-Filabrides, Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, série II, 2041-2047.
- FREY, F.A.; SUEN, C.J. AND STOCKMAN, H.W. (1985). "The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2469-2491.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. (1985). "La structure du Rif Oriental (Maroc)". *Tesis Doctoral, Univ. Pierre y Marie Curie*, 436 págs.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. AND JABALOY, A. (1989). "Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)". *Geodinamica Acta*, 3, 73-85.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. AND JABALOY, A. (1991). "Geometry and kinematic of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 9, 30-33.
- GÁLVEZ-CAÑERO, A. DE (1946). "Hoja Yebala 2 (Ceuta) al 1:50.000". *Inst. Geol. y Min. España. Madrid*.
- GÁLVEZ-CAÑERO, A. DE Y LIZAU, J. (1943). "Los minerales de cromo de Beni-Buxera (Gomara)". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E., 11, pág. 109*.

- GARCÍA LAFUENTE, J.G. (1991). "Empirical orthogonal decomposition of low frequency sea level oscillations in the Strait of Gibraltar". *Revista de Geofísica*, 47 (1), 75-84.
- GARCÍA-CASCO, A. (1993). "Evolución metamórfica del Complejo Gneísico de Torrox y series adyacentes". *Univ. Granada*, 456 págs.
- GARCÍA-CASCO, A.; SÁNCHEZ-NAVAS, A. AND TORRES-ROLDÁN, R.L. (1993). "Disequilibrium decomposition and breakdown of muscovite in High P-T gneisses, Betic alpine belt (Southern Spain)". *American Mineralogist*, 78, 158-177.
- GARCÍA-CASCO, A. AND TORRES-ROLDÁN, R.L. (1996). "Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain)". *Journal of Petrology*, 37, 1207-1239.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1986). "Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar". *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2, 23.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1991). "Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales". *Geogaceta*, 9, 33-37.
- GARCÍA-DUEÑAS, 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.; MUÑOZ, 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: SÉRANNE, M. y MALAVIEILLE, J. (Editores), Late orogenic extension in Mountain belts. B.R.G.M., Fr.*, pp. 76-77.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; ESTERAS, M.; SANDOVAL, N. Y BAHMED, A. (1990). "Mapa Tectónico del Arco de Gibraltar". *SECEG, Madrid*.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. Y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (1988). "Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán". *El Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales). Geogaceta*, 5, 53-55.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; OROZCO, M. ET SOTO, J. (1988a). "Plis-nappes, cisilements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, Série II, 1389-1395.
- GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. Y SOTO, J.I. (1988b). "Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues mantos separados por zonas de cizalla". *II Congreso Geológico de España, vol. Simposios*, 17-26.
- GARCÍA-TORTOSA, F.J. (2002). "Los complejos tectónicos Alpujárride y Maláguide en el Sector Oriental de la Zona Bética: Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico". *Tesis doctoral, Univ. de Granada, Granada*, 414 págs.

- GARRIDO MARÍN, C.J. (1995). "Estudio geoquímico de las capas máficas del Macizo Ultramáfico de Ronda (Cordillera Bética, España)". *Tesis Doctoral, inédita. Universidad de Granada.*
- GARRIDO, C.J. AND BODINIER, J.L. (1999). "Diversity of mafic rocks in the Ronda peridotite: Evidence for pervasive melt-rock reaction during heating of subcontinental lithosphere by upwelling asthenosphere". *Journal of Petrology, 40 (5), 729-754.*
- GAVALA, J. (1929). "La geología del Estrecho de Gibraltar". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, L1, pág. 3.*
- GAVALA, J.; MILANS DEL BOSCH, J. Y VALLE, A. DEL (1926). "Excursión A-1: Estrecho de Gibraltar, Jerez, Tarifa, Algeciras y Norte de Marruecos". *Guía Geológica, Madrid.*
- GEEL, T. (1973). "The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez-Rubio area (Southern Spain)". *GUA Papers of Geology, 5, 1-131.*
- GERVILLA, F. (1990). "Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga, España)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 189 págs.*
- GERVILLA, F. AND LEBLANC, M. (1990). "Magmatic ores in high-temperature Alpine-type Iherzoli-te massifs (Ronda, Spain, and Beni-Bousera, Morocco)". *Economic Geology, 44 (112-132).*
- GERVILLA, F.; LEBLANC, M. Y TORRES-RUIZ, J. (1988). "Relaciones entre la zonalidad petrológica y metalogénica de los macizos Iherzoliticos de las cadenas alpinas de Mediterráneo occidental (Cordillera Bético-Rifeña y Kabylias)". *Estudios Geológicos, 44, 375-383.*
- GERVILLA, F. AND REMAÏDI, M. (1993). "Field trip to the Ronda ultramafic massif: an example of asthenosphere-lithosphere interaction?". *Ophioliti, 18, 21-35.*
- GLANGEAUD, L. (1970). "Les structures megamétriques de la Méditerranée occidentale". *C.R.Acad. Sc. Paris, 270, 3184-3189.*
- GLANGEAUD, L.; BOBIER, C. ET SZEP, B. (1970). "Les structures megamétriques de la Méditerranée: la mer et l'arc de Gibraltar". *C.R. Acad. Sci.Paris, 271, 473-478.*
- GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. AND SIMANCAS, F. (1989). "First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain)". *European Journal of Mineralogy, 1, 139-142.*
- GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y CÁMARA, F. (1990). "La asociación de alta presión distena+talco+fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas)". *Revista de la Sociedad Geológica de España, 3, 373-384.*
- GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T.; FRANZ, G. AND SÁNCHEZ-VIZCAINO, V.L. (1994). "Retrograde formation of NaCl-scapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Béticas (Spain)". *Contribution to Mineralogy and Petrology, 77, 619-640.*

- GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. AND SOLER, J.M. (1987). "High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95, 231-244.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; ALDAYA, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. AND JABALOY, A. (1996). "Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras". *Geologische Rundschau*, 85, 350-362.
- 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*.
- 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'arc de Alboran". *Mise en évidence d'un manteau anormal. C.R. Acad. Sc. Paris, 283 série D*, 1021-1024.
- HATZFELD, D.; CARA, M. ET FROGNEAUX, M. (1975). "Etudes sismologiques de l'arc de Gibraltar". *3^{ème} Reun. ann. Sci. Terre. Montpellier*, p. 178.
- HERBIG, H.G. (1983). "El Carbonífero de las Cordilleras Béticas". In: MARTÍNEZ-DÍAZ, C. (Editor), *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. I.G.M.E, Madrid*, pp. 345-355.
- HERBIG, H.C. (1983). "The Carboniferous of the Betic Cordillera (Southern Spain)". *X Cong. Int. Estr. Geol. Carbonífero (Libro de Resúmenes)*, 18, 102.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1967). "Estudio petrográfico y geoquímico del Macizo ultramáfico de Ojén (Málaga)". *Estudios Geológicos*, XXII (1-2), 85-143.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DÜRR, S. AND MOLLAT, H. (1964). "Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren der Ronda (SW Spanien)". *Geologie en Mijnbouw*, 1964, 282-298.
- JABALOY-SÁNCHEZ, A. (1993). "La estructura de la Región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordillera Béticas)". *Tesis doctoral, Univ. Granada*, 199 pp.
- KORNPROBST, J. (1962). "Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Ceuta (Rif septentrional, Maroc)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 255, 2140-2142.
- KORNPROBST, J. (1965). "Sur des intercalations à chloritoides dans les terrains épimétamorphiques des environs de Ceuta (Rif septentrional, Maroc)". *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), 7, 580-583.
- KORNPROBST, J. (1971). "Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif". *Tesis Doctoral, Univ. Paris*, 376 págs.
- KORNPROBST, J. (1971). "Le socle ancien polymétamorphique dans les zones internes de la partie occidentale des chaînes bético-rifaines: similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques ante-alpines de part et d'autre du détroit de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272, D, 1204-1207.

- KORNPROBST, J. (1973). "Petrographical study of "acoustic basemet" and associated breccia at site 121- Western Alboran basin: A comparison with the Betico-rifean basement". *Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. et al. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, part 2.*
- KORNPROBST, J. (1974). "Contribution a l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional)". *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 251, 256 pp.*
- KORNPROBST, J. ET DURAND DELGA, M. (1985). "Carte Geologique du Rif". *Sebta.*
- LEBLANC; D. AND OLIVIER, PH. (1984). "Role of strike-slip faults in the Betic-rifian orogeny". *Tectonophysics, 101, 345-355.*
- LISTER, G.S. AND SNOKE, A.W. (1984). "S-C mylonites". *Journal of Structural Geology, 6, 617-638.*
- LOOMIS, T.P. (1972a). "Contact metamorphism of the pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain". *Geological Society of America bulletin, 83, 2249-2474.*
- LOOMIS, T.P. (1972b). "Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain". *Geol. Soc. Am. Bull., 83, 2475-2496.*
- LOOMIS, T.P. (1975). "Tertiary mantle diapirism, orogeny and plate tectonics east of the Strait of Gibraltar". *Am. Jour. Science, 275, 1-30.*
- LÓPEZ CASADO, C. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1988). "Fuentes sísmicas en el ámbito Betico-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.*
- LUNDEEN, M.T. (1978). "Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain". *Geological Society of America bulletin, 89, 172-180.*
- MALDONADO, A. (1983). "Significado geotectónico del Estrecho de Gibraltar en la evolución del Mar de Alborán". *Congreso Nacional de Sedimentología (10^{ème}. 1883: Menorca), Tema 7, 22-27.*
- MARÍN, A. (1917). "Estudio petrográfico de las rocas hipogénicas de Marruecos". *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, XXXVIII, 263-360.*
- MARÍN, A. (1921). "Estudios relativos a la geología de Marruecos (segunda parte)". *Boletín del Instituto Geológico, XLII, pág. 1.*
- MARÍN, A. (1927). "Nota acerca de la importancia minera de la zona de Protectorado Español en Marruecos". *Boletín del Instituto Geológico, XLIX, pág. 287.*
- MARÍN, A. (1936). "Investigaciones petrolíferas en Marruecos". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E., 6, pág. 3.*

- MARÍN, A. (1952). "Mapa geológico de Marruecos a escala 1:400.000".
- MARÍN, A. (1956). "Memoria explicativa del mapa geológico de la zona del Protectorado español de Marruecos". *Memoria y Mapa a escala 1:400.000*.
- MARÍN, A. ET FALLOT, P. (1933). "Sur la constitution d'ensemble de la chaîne du Rif espagnol de Ceuta a Punta Pescadores". *C.R.Acad. Sc. Paris, 196, p. 871*.
- MARTÍN MARTÍN, J.M. (1980). "Las dolomías de las Cordilleras Béticas". *Tesis doctoral, Univ. Granada, 201 págs.*
- MARTÍN MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; AGUSTÍN ALGARRA, A. ET SERRA KIEL, J. (1997). "La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne)". *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 325, 861-868*.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987). "Evolución geologica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordillera Bética". *Tesis doctoral, Univ. Granada, Granada, 1171 págs.*
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (1986). "Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 194 págs.*
- 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, 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), art. n° 1012*.
- MEHNERT, K.R. (1968). "Migmatites and the origin of granitic rocks". *Development in Petrology. Elsevier, Amsterdam, 405 págs.*
- MICHARD, A.; BENYAICH, A.; BOUYBAOUENE, M.L.; CHALOUAN, A.; EL-AZZAB, D.; FEINBERG, H.; GOFFÉ, B.; MONTIGNY, R. AND SADDIQUI, 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)*.
- MICHARD, A.; BOUYBAOUENE, M.; CHALOUAN, A.; LAZZAB, D.; FEINBERG, H.; GOFFÉ, B. AND SADDIQUI, O. (1993). "High-pressure, low-temperature metamorphic rocks and mantle peridotites in the Rif belt, Morocco: which role for the late orogenic extension?" *In: SÉRANNE, M. y MALAVIEILLE, J. (Ed.), Late orogenic extension in Mountain belts. B.R.G.M., Fr., pp. 144-145*.

- MICHARD, A.; CHALOUAN, A.; MONTIGNY, R. ET OUAZZANI-TOUHAMI, M. (1983). "Les nappes cristal-
lophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type penninique
incluant le manteau supérieur". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*,
296, série II, 1337-1340.
- MICHARD, A.; GOFFÉ, B.; BOUYBAOUENE, M.L. AND SADDIQI, O. (1997). "Late Hercinian-Mesozoic
thinning in the Alborán domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco".
Terra Nova, 9, 171-174.
- MILLIARD, Y. (1959). "Le massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque
interne du Rif". *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 18, n° 147, 125-160.
- 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.
- MONIÉ, P.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; GOFFÉ, B. AND JABALOY, A. (1991). "⁴⁰Ar/³⁹Ar
geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain)". *Journal of
the Geological Society of London*, 148, 288-297.
- MONIÉ, P.; TORRES-ROLDÁN, R.L. AND GARCÍA-CASCO, A. (1994). "Cooling and exhumation of the
Western Betic Cordilleras, ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronological constraints on a collapse ter-
rane". *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- MONTEL, J.M.; KORNPORST, J. AND VIELZEUF, D. (2000). "Preservation of old U-Th-Pb ages in
shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco)".
Journal of Metamorphic Geology, 18 (3), 335-342.
- MUELLER, S.T. AND MARILLIER, F. (1985). "The western mediterranean region as an upper-man-
tle transition zone between two lithospheric plates". *Tectonophysics*, 118 (1-2), 113-130.
- MUÑOZ, M. (1991). "Significado de los cuerpos de leucogranitos y de los "gneisses cordieríti-
cos con litoclastos" asociados en la Unidad de Guadaiza". *Geogaceta*, 9, 10-13.
- MUÑOZ, M. (1994). "Petrología y metamorfismo de las sucesiones metapelíticas y rocas aso-
ciadas de los Mantos Alpujárrides". *Memoria del Mapa Geológico de España (Algeciras)*
escala 1:200000. I.T.G.E., Madrid, pp. 40-75.
- NAVARRO VILÁ, F. (1976). "Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al N de Sierra Nevada". *Tesis*
doctoral Thesis, Univ. de Bilbao, 288 págs.
- NIETO, F.; VELILLA, N.; PEACOR, D.R. AND ORTEGA-HUERTAS, M. (1994). "Regional retrograde alter-
ation of sub-greenschist facies chlorite to smectite". *Contribution to Mineralogy and
Petrology*, 115, 243-252.
- NIJHUIS, H.J. (1964). "Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los
Filabres, South of Lubrín, SE Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam*.

- OBATA, M. (1977). "Petrology and petrogenesis of the Ronda high-temperature peridotite intrusion, Southern Spain". *Tesis Doctoral, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge*.
- OBATA, M. (1980). "The Ronda peridotite: garnet-, spinel and plagioclase-, lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion". *Journal of Petrology*, 21, 533-572.
- 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.
- ORUETA, D. (1917). "Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda". *Memorias del I.G.M.E.*, 32, 1-576.
- OUAZANI-TOUHAMI, A. ET CHALOUAN, A. (1995). "La distensión de l'Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc)". *Geogaceta*, 17, 113-116.
- PEARSON, D.G.; DAVIES, G.R.; NIXON, P.H. AND MILLEDGE, H.J. (1989). "Graphitized diamonds from a peridotite massif in Morocco and implications for anomalous diamond occurrences". *Nature*, 338, 60-62.
- PIERRE, G. (1975). "Le Quaternaire marin sur les deux rives du Detroit de Gibraltar". *3^{ème} Reun. Ann. Sci. Terre, Montpellier*, p. 295.
- PILES, E.; ESTÉVEZ, C. Y BARBA-MARTÍN, A. (1978). "Hoja y Memoria Explicativa. Coín (1066)". *Mapa Geológico de España 1:50000. I.G.M.E., Madrid*.
- 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, 87-113.
- PIQUE, A. ET BOUABDELLI, M. (2000). "Histoire géologique du Maroc". *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 409, 1-113.
- 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. (1980). "Extensional structures in anisotropic rocks". *Journal of Structural Geology*, 2, 379-410.
- 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.

- PORTUGAL-FERREIRA, M.; FERREIRA, J.T.; DÍAZ DE FEDERICO, A. AND PUGA, E. (1988). "Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain)". *II Congreso Geológico de España, Granada, vol. Comunicaciones 2, 55-58.*
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; OEN, I.S.; VERDUMEN, E.A.T. AND VERSCHURE, R.H. (1979). "Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain". *Contribution to Mineralogy and Petrology, 70, 103-109.*
- PUGA, E.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; BARGOSI, G.M. AND MORTEN, L. (1989). "The Nevado-Filabride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain)". *Geodinamica Acta, 3, 17-36.*
- PUGA, E.; DÍAZ DE FEDERICO, A. Y FONBOTÉ, J.M. (1974). "Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética". *Estudios Geológicos, 30, 543-548.*
- REISBERG, L. AND ZINDLER, A. (1986). "Extreme isotopic variations in the upper mantle: evidence from Ronda". *Earth and Planetary Science Letters, 81, 29-45.*
- REISBERG, L.; ZINDLER, A. AND JAGOUTZ, E. (1989). "Further Sr and Nd isotopic results from peridotites of the Ronda Ultramafic Complex". *Earth and Planetary Science Letters, 96, 161-180.*
- REUBER, I.; MICHARD, A.; CHAULAN, A.; JUTEAU, T. AND JERMOUMI, B. (1982). "Structure and emplacement of the Alpine type peridotites from Beni Bousera, Rif Morocco: a polyphase tectonic interpretation". *Tectonophysics, 82, 231-251.*
- SADDIQI, O.; FEINBERG, H.; EL-AZZAB, D. ET MICHARD, A. (1995). "Paléomagnétisme des péridotites des Beni Bousera (Rif interne, Maroc): conséquences pour l'évolution miocène de l'Arc de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris, 321, série II, 361-368.*
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997). "Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 237 págs.*
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND SOTO, J.I. (1999). "Correlation between metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujárride rocks of the western Betics". In: ZAHN, R.; COMAS, M.C. y KLAUS, A. (Editores). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 307-317.*
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; AZAÑÓN, J.M.; SADDIQI, O. AND COMAS, M.C. (2000). "Regional context of the Metamorphic rocks sampled during the BASACALB cruise (TTR9-Leg 3)". In: COMAS, M.C. y AKHMANOV, G.G. (Editores), *Geological Processes on European continental margins. UNESCO, Paris, pp. 27-28.*
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND AZAÑÓN, J.M. (2002). "Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc)". *Journal of Virtual Explorer, 8, 107-130.*

- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. ET MUÑOZ, M. (1995a). "Relations structurales entre les Péridotites de Sierra Bermeja et les unités alpujarrides sous-jacentes (Benahavis, Ronda, Espagne)". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 321, Série II, 885-892.
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; MUÑOZ, M. Y BALANYÁ, J.C. (1995). "Relación estructural de los cuerpos peridotíticos situados al Norte y al Sur del Estrecho de Gibraltar". *Geogaceta*, 17, 135-137.
- SANZ DE GALDEANO, C.; ANDREO, B.; GARCÍA-TORTOSA, F.J. AND LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (2001). "The Triassic palaeogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes". *Betic-Rif Internal Zone (S. Spain, N. Morocco). Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 167 (1-2), 157-173.
- SCHUBERT, W. (1977). "Reaktionen in Alpino-Typen Peridotitmassiv von Ronda (Spanien) und Seinen Partiellen Schmelzproducten". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 62, 205-220.
- SECEGSA (1990). "Mapa geológico del Estrecho de Gibraltar 1:200000". *Sociedad Española de Estudios del Estrecho de Gibraltar*.
- SEIDEMAN, D.E. (1976). "An Ar^{40}/Ar^{39} age spectrum for a cordierite-bearing rock: Isolating the effect of excess radiogenic Ar^{40} ". *Earth and Planetary Science Letters*, 33, 268-272.
- SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1993). "Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujarride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 23-35.
- SOTO, J.I. (1991). "Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*, 273 págs.
- SOTO, J.I. AND AZAÑÓN, J.M. (1994). "Zincian staurolite in metabasites and metapelites from the Betic Cordillera (SE Spain)". *N. Jb. Miner. Abh.*, 168, 109-126.
- SOTO, J.I. Y MUÑOZ, M. (1993). "Presencia de mineralogías ricas en Zn como evidencias de actividad hidrotermal en zonas de cizalla extesionales". *Geogaceta*, 14, 146-149.
- SOTO, J.I. AND PLATT, J.P. (1999). "Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean". *Journal of Petrology*, 40 (1), 21-60.
- SOTO, J.I.; PLATT, J.P.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. AND AZAÑÓN, J.M. (1999). "Pressure-Temperature evolution of the Metamorphic basement of the Alborán sea: Thermobarometric and structural observations". In: ZAHN, R.; COMAS, M.C. y KLAUS, A. (Editores), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results. Ocean Drilling Program, College Station, TX*, pp. 263-279.
- SUEN, C.J. (1978). "Geochemistry of peridotites and associated mafic rocks, Ronda ultramafic complex, Spain". *Tesis Doctoral, Massachusetts Institute of Technology*, 283 págs.

- SUTER, G. (1980). "Carte Géologique de la Chaîne Rifaine (escala 1/500000)". *Carte Géologique du Maroc, 245a. Service Géologique du Maroc.*
- TARGUISTI, K. (1994). "Petrología y Geoquímica de los Macizos Ultramáficos de Ojén (Andalucía) y de Beni-Bouzera (Rif septentrional, Marruecos)". *Tesis doctoral, inédita, Univ. Granada.*
- THUROW, J. (1987). "Die kretazischen turbiditserien im Gibraltarbogen: Bindeglied zwischen atlantischer und tethyalen entwicklung". *Tübingen, 494 págs.*
- TORNÉ, M. AND BANDA, E. (1992). "Crustal Thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea". *Geo-Marine Letters, 12 (2-3), 76-81.*
- TORNÉ, M.; BANDA, E.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND BALANYÀ, J.C. (1992). "Mantle-Litosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt)". *Earth and Planetary Science Letters, 110, 163-171.*
- TORRES-ROLDÁN, R.L. (1974). "El metamorfismo progresivo y la evolución de las series de facies de las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almijara (sector central de las Cordilleras Béticas, SE de España)". *Cuadernos de Geología Univ. de Granada, 5, 21-77.*
- TORRES-ROLDÁN, R.L. (1979). "La evolución tectonometamórfica del Macizo de los Reales (extremo occidental de la Zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el Dominio Cortical Alpujárride-Maláguide de la Zona Bética". *Tesis doctoral, inédita, Univ. Granada, 230 págs.*
- TUBÍA, J.M. (1985). "Significado de las deformaciones internas en las peridotitas de Sierra Alpujata (Málaga)". *Estudios Geológicos, 41, 369-380.*
- TUBÍA, J.M. (1985). "Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)". *Tesis doctoral, Univ. País Vasco.*
- TUBÍA, J.M. (1988). "Estructura de los Alpujárrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda". *Publ. Esp. Bol. Geol. Miner., 99, 1-124.*
- TUBÍA, J.M. AND CUEVAS, J. (1986). "High-temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain)". *Journal of Structural Geology, 8, 473-482.*
- TUBÍA, J.M.; CUEVAS, J.; NAVARRO-VILÁ, F.; ALVAREZ, F. AND ALDAYA, F. (1992). "Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Journal of Structural Geology, 14 (2), 193-203.*
- TUBÍA, J.M. AND GIL IBARGUCHI, J.I. (1991). "Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujárride complex (Betic Cordilleras, southern Spain)". *Journal of the Geological Society of London, 148, 801-804.*
- UDÍAS, A.; MEZCUA, J. Y BUFORN, E. (1990). "Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Magrebí". *Revista de Geofísica, 46 (2), 171-180.*

- VAN BEMMELLEN, R.W. (1927). "Bijdrage de geologie der betische ketens in de provincie Granada". *Tesis Doctoral, Univ. Delft*, 176 págs.
- VAN DER WAL, D. (1993). "Deformation processes in Mantle Peridotites: with emphasis on the Ronda peridotite of SW Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Utrecht. Geologica Ultraitecnica* 102, 180 págs.
- VAN DER WAL, D. AND BODINIER, J.L. (1996). "Origin of the recrystallisation front in the Ronda peridotite by km-scale pervasive porous melt flow". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 122, 387-405.
- VAN DER WAL, D. AND VISSERS, R.L.M. (1993). "Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean". *Geology*, 21, 1119-1122.
- VAN DER WAL, D. AND VISSERS, R.L.M. (1996). "Structural Petrology of the Ronda Peridotite, SW Spain: Deformation History". *Journal of Petrology*, 37, 23-43.
- VÁZQUEZ, J.T.; VEGAS, R. Y VILLALÁIN, J.J. (1995). "¿Existe un cuerpo peridotítico entre dos fallas extensionales en el margen noroccidental del Mar de Alborán?". *Geogaceta*, 17, 143-145.
- VEGAS; VILLALÁIN, J.J.; OSETE, M.L.; VEGAS, R. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1995). "Evolución rotacional de las Béticas externas occidentales a partir de estudios paleomagnéticos". *Geogaceta*, 17, 120-123.
- VIDAL, O.; GOFFÉ, B. AND THEYTE, T. (1992). "Experimental study of the relative stability of sudoite and Mg-carpholite and calculations of a new petrogenetic gird for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O up to 20 kbar, 600°C". *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 603-614.
- VISSERS, R.L.M.; PLATT, J.P. AND VAN DER WAL, D. (1995). "Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: a lithospheric view". *Tectonics*, 14, 786-803.
- Watts, A.B.; Platt, J.P. AND Buhl, P. (1993). "Tectonic evolution of the Alboran Sea basin". *Basin Research*, 5, 153-177.
- 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.
- WESTERVELD, J. (1929). "De bouw der Alpujarras en het tectonisch vervand der oostelijke betische ketens". *Tesis doctoral, Delft*. 120 págs.
- WICKS, F.J. (1984). "Deformation histories as recorded by serpentinites. II. Deformation during and after serpentinitization". *Canadian Mineralogist*, 22, 197-204.
- ZAZO, C.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; HILLAIRE-MARCEL, C.; GHALEB, B.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. AND GONZALEZ, A. (1999). "Coastal uplift in continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (South Spain)". *Tectonophysics*, 301, 95-109.

- ZECK, H.P.; ALBAT, F.; HANSEN, B.T.; TORRES-ROLDÁN, R.L. AND GARCÍA-CASCO, A. (1989a). "Alpine tourmaline-bearing muscovite leucogranites, intrusion age and petrogenesis, Betic Cordilleras, SE Spain". *N. Jb. Mineral. M.*, 11, 513-520.
- ZECK, H.P.; ALBAT, F.; HANSEN, B.T.; TORRES-ROLDÁN, R.L.; GARCÍA-CASCO, A. AND MARTÍN-ALGARRA, A. (1989b). "A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain". *Tectonophysics*, 169, 215-220.
- ZECK, H.P.; MONIÉ, P.; VILLA, I.M. AND HANSEN, B.T. (1992). "Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Geology*, 20, 79-82.
- ZECK, H.P. AND WHITEHOUSE, M.J. (1999). "Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean - consequences for its P-T-t path". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134 (2-3), 134-149.
- ZECK, H.P. AND WHITEHOUSE, M.J. (2002). "Repeated age resetting in zircons from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic-Rif tectonic belt, S. Spain) - a U-Th-Pb ion microprobe study". *Chemical Geology*, 182 (2-4), 275-292.
- ZINDLER, A.; STAUDIGEL, H.; HART, S.R.; ENDRES, R. AND GOLDSTEIN, S. (1983). "Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex". *Nature*, 304, 226-230.