MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

ÁGUILAS

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente (Águilas-997), se han ejecutado en el marco del Convenio de Colaboración establecido entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (C.A.R.M.) y han sido realizadas por CONSULNIMA Consultoría e Ingeniería Ambiental, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

A. Martín Serrano (IGME)

Autores:

Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria

J.A. Santos García (CONSULNIMA)

Cartografía Geológica y Memoria
G. Booth-Rea (U. de Granada)
T. Bardají Azcárate (U. de Alcalá de Henares)

Cartografía Geomorfológica y Memoria
T. Bardají Azcárate (U. de Alcalá de Henares)
P.G. Silva Barroso (U. de Salamanca)
J.L. Goy (U. de Salamanca)
C. Zazo (Museo Nac. C. Naturales)

Petrología y Geología Económica
G. Booth-Rea (U. de Granada)

Hidrogeología
R. Aragón Rueda (IGME)
J.E. Hornero Díaz (IGME)
A. Santiago Martín (CONSULNIMA)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 11
1.1. MARCO GEOGRÁFICO 11
1.2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES 12
1.2.1. Complejo Nevado-Filábride 15
1.2.2. Complejo Alpujárride 16
1.2.3. Complejo Maláguide 19
1.2.4. Cobertera sedimentaria 20

2. ESTRATIGRAFÍA 20
2.1. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE 21
2.1.1. Unidad de Calar Alto 21
2.1.1.1. Esquistos grafitosos con granate y cloritoide, cuarzoesquistos, cuarcitas y metavulcanitas ácidas (1). Paleozoico 22
2.1.1.2. Esquistos grafitosos de grano fino, cuarzoesquistos y cuarcitas (2) con intercalaciones de mármoles grafitosos (3). Paleozoico 23
2.1.1.3. Esquistos y metapsamnitas, esquistos claros de grano fino con cloritoide y cuarcitas (4). Paleozoico 23
2.1.1.4. Yesos miloníticos con bloques de mármoles y metabasitas (5a). Protolito Triásico-Jurásico 24
2.1.1.5. Mármoles (5). Triásico 25
2.1.2. Unidad de Bédar-Macael 26
2.1.2.1. Anfibolitas con intercalaciones de mármoles y esquistos plateados (6). Protolito Jurásico 26
2.1.2.2. Esquistos plateados de grano grueso con intercalaciones de mármoles, metaevaporitas y anfibolitas (7). Protolito Paleozoico 27
2.1.2.3. Mármoles de grano grueso (8). Protolito Triásico 28
2.1.3. Unidad de Enmedio-Almagro 29

2.1.3.1. Filitas, cuarzofilitas y cuarcitas (9). Permo-Triásico 30
2.1.3.2. Metabasitas con epidota y actinolita (10). Protolito Jurásico..... 31
2.1.3.3. Mármoles dolomíticos pardos, mineralizados (11)..... 32
2.1.3.4. Yesos, mármoles y pizarras (11a) 33
2.1.3.5. Mármoles dolomíticos y calizos (12). Triásico 34
2.1.4. Unidad del Almanzora. Cuarcitas y metapelitas (13). Permo-Triásico. Metabasitas y evaporitas (14 y15). Triásico 35
2.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE 37
2.2.1. Unidad de Miñarros 38
2.2.1.1. Mármoles milonitizados ferruginosos y cuarzomilonitas (16). Yesos miloníticos con intercalaciones dolomíticas (16a) Permo-Triásico 38
2.2.2. Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas..... 38
2.2.2.1. Esquistos grafitosos con cloritoide y localmente granate. (17). Paleozoico..... 38
2.2.2.2. Esquistos de grano fino con clorita (18). Pérmico. Cuarzofilitas y cuarcitas (19). Triásico inferior..... 39
2.2.2.3. Mármoles dolomíticos grises (20). Triásico. 40
2.2.3. Unidad del Cantal..... 41
2.2.3.1. Esquistos grafitosos con estaurolita (21), mármoles negros (22) y ortogneises (23). Paleozoico..... 41
2.2.4. Unidad de Ramonete y Variegato..... 42
2.2.4.1. Esquistos grafitosos con cloritoide y localmente granate (24) Paleozoico..... 43
2.2.4.2. Esquistos claros de grano fino y cuarcitas (24 a). Permo-Trias..... 43
2.2.4.3. Mármoles calizos y dolomíticos (25). Triásico. 45
2.3. COMPLEJO MALÁGUIDE 46
2.3.1. Unidades Maláguides inferiores. Cuarzo-pelitas (26). Dolomías grises y negras (27). Permo-Triásico 46
2.4. RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS 47
2.4.1. Unidades I, II y III (28), (29), (30), (31) y (32). Burdigaliense inferior-Serravalliense superior 47
2.4.2. Unidad V (33), (34), (35) y (36). Tortoniense 53
2.4.3. Unidad VI (37), (38) y (39). Tortoniense superior-Messiniense superior..... 55
2.4.4. Unidad VII (40), (41), (42), (43), (44), y (45). Messiniense terminal-Plioceno inferior..... 57
2.4.5. Unidad continental terminal (UCT), (46), (47) y (48). Plioceno

superior–Pleistoceno 62
2.4.5.1. Conglomerado fuertemente cementado, lumaquela, con *Strombus coronatus* (46). Plioceno terminal-Pleistoceno inferior. 62
2.4.5.2. Conglomerados y brechas cementados, con bloques de procedencia bética (Conglomerados de rambla), (48). Plioceno terminal–Pleistoceno inferior. 62
2.5. CUATERNARIO 64
2.5.1. Conglomerados y arenas fuertemente cementados y/o encostrados (Abanicos aluviales), (49). Pleistoceno inferior y medio. . 65
2.5.2. Arenas gruesas, conglomerados y arenas micáceas débilmente cementadas ("Fan-delta" de Cuatro Calas), (50). Pleistoceno inferior 70
2.5.3. Bloques y gravas redondeados, con arenas, fuertemente cementados con restos de macrofauna marina fósil, (Terrazas marinas), (51). Pleistoceno inferior y medio 72
2.5.4. Gravas y arenas; limos pardos con niveles de gravas cementados (Glacis de acumulación, depósitos de piedemonte), (52). Pleistoceno medio a Holoceno 74
2.5.5. Gravas y arenas débilmente cementadas, (Abanicos aluviales), (53). Pleistoceno medio-terminal–Pleistoceno superior. 74
2.5.6. Limos, arcillas con gravas, cantos y bloques, (Coluviones y depósitos de piedemonte), (54). Pleistoceno medio-terminal a Holoceno 75
2.5.7. Conglomerados y arenas con *Strombus bubonius* (Playas fósiles), (55). Pleistoceno medio-superior. 76
2.5.8. Arcillas y limos con niveles de materia orgánica y sales (Depósitos de "lagoon" colmatado), (56). Pleistoceno superior-Holoceno 79
2.5.9. Arenas y arenas oolíticas fuertemente cementadas (Dunas fósiles), (57). Pleistoceno superior-Holoceno 79
2.5.10. Gravas, arenas y arcillas sin cementar (Abanicos aluviales) (58 y 59), Pleistoceno superior terminal-Holoceno 80
2.5.11. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos. (Canales abandonados y depósitos de fondo de valle), (60). Pleistoceno superior terminal-Holoceno 81
2.5.12. Gravas y arenas sueltas, con niveles de arcilla. (Terrazas fluviales de rambla), (61). Pleistoceno superior terminal-Holoceno 82
2.5.13. Arcillas y limos arenosos con niveles de materia orgánica

(Playa de abanicos aluviales), (62). Holoceno-actualidad 82
2.5.14. Limos, arenas y gravas dispersas (Abanicos y bajadas de abanicos aluviales activos), (63) 83
2.5.15. Bloques, gravas y arenas (Deltas de rambla activos), (64). Actual. 83
2.5.16. Bloques, gravas y arenas (Fondos de rambla y barras activas), (65). Actual 83
2.5.17. Arenas y gravas sin cementar (Playas actuales), (66). Actual 84

3. GEOMORFOLOGÍA 85
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 85
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO 87
3.2.1. Estudio morfoestructural 89
3.2.1.1. Cuenca de Águilas-Sierras de Los Mayorales y Águilas. 90
3.2.1.2. Corredor de Los Arejos-Sierras de Los Pinos, El Aguilón y Carrasquilla 90
3.2.1.3. Corredor de Pulpí-Sierra de Enmedio 91
3.2.2. Estudio del modelado 92
3.2.2.1. Formas estructurales 92
3.2.2.2. Formas gravitacionales 94
3.2.2.3. Formas de origen fluvial y de escorrentía superficial 94
3.2.2.4. Elementos y formas eólicas 99
3.2.2.5. Elementos y formas litorales 100
3.2.2.6. Elementos y formas poligénicas 103
3.2.2.7. Elementos y formas endorreicas 103
3.2.2.8. Elementos y formas antrópicas 104
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 104
3.4. EVOLUCIÓN 105
3.5. PROCESOS ACTIVOS 108
3.5.1. Neotectónica 108
3.5.2. Sismicidad 109
3.5.3. Procesos de erosión 110
3.5.3.1. Procesos de erosión ligados a dinámica fluvial y escorrentía superficial 110
3.5.3.2. Procesos de erosión ligados a la dinámica litoral 110
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación. 111
3.5.4.1. Procesos de inundación y sedimentación ligados a dinámica fluvial y de escorrentía superficial y a procesos de origen lacustre-endorreico 111

3.5.4.2. Procesos de inundación sedimentación ligados a dinámica litoral 113
3.5.5. Procesos gravitatorios y de ladera..... 113
3.5.6. Actividad antrópica 114

4. TECTÓNICA 115
4.1. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE 115
4.2. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE 116
4.2.1 Pliegues en el Alpujárride 116
4.3. RASGOS ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO MALÁGUIDE 117
4.4. RELACIÓN TECTÓNICA ENTRE LAS UNIDADES DEL DCA (FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO)..... 117
4.5. PLIEGUES Y FALLAS INVERSAS NEÓGENOS..... 118
4.6. TECTÓNICA TRANSCURRENTE ASOCIADA A LAS FALLAS DE PALOMARES Y TERREROS 119

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA 120
5.1. METAMORFISMO 120
5.1.1. Metamorfismo en el Complejo Nevado-Filábride 121
5.1.1.1. Metamorfismo en la Unidad de Calar Alto..... 121
5.1.1.1.1. Esquistos grafitosos (1 y 2) 121
5.1.1.1.2. Esquistos claros de la Formación Tahal (3)..... 122
5.1.1.2. Metamorfismo en la Unidad de Bédar-Macael 125
5.1.1.2.1. Anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael (6) ... 125
5.1.1.2.2. Esquistos claros de la Formación Tahal de Bédar-Macael (7)..... 127
5.1.1.3. Metamorfismo en la Unidad de Enmedio..... 128
5.1.1.3.1. Filitas de la Unidad de Enmedio.....128
5.1.1.3.2. Metabasitas de la Unidad de Enmedio 129
5.1.1.4. Metamorfismo y Estructura de la Unidad del Almanzora.... 129
5.1.2. Metamorfismo en el Complejo Alpujárride..... 133
5.1.2.1. Metamorfismo en la Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas. 133
5.1.2.1.1. Esquistos grafitosos (17).....133
5.1.2.1.2. Esquistos claros (18).....134
5.1.2.2. Metamorfismo en los esquistos grafitosos de la Unidad del Cantal (21)..... 136
5.1.2.3. Metamorfismo en los esquistos claros de la Unidad de Ramonete y Variegato (24a) 137
5.1.3. Metamorfismo en el Complejo Maláguide 142

5.2. ROCAS ÍGNEAS 143
5.2.1. Edad 143
5.2.2. Descripción petrográfica 144
5.2.3. Composición 146

6. HISTORIA GEOLÓGICA 151

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 161
7.1. RECURSOS MINERALES 161
7.1.1. Minerales metálicos 161
7.1.2. Minerales energéticos 167
7.1.3. Rocas industriales 167
7.2. HIDROGEOLOGÍA 168
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas 168
7.2.2. Características hidrogeológicas 170

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 184
8.1. MINAS DEL VALLE DEL AZOGUE 184

9. BIBLIOGRAFÍA 187

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Águilas está situada, geográficamente, en el sector suroccidental de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, incluyendo una parte de la provincia de Almería, del municipio de Cuevas del Almanzora. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados que encierran la depresión del Pulpí en la parte occidental del mapa y que hacia el sur limitan con la depresión de Águilas y con el mar Mediterráneo. Entre ellos se encuentra Sierra de Enmedio al noroeste, la Sierra de Almagro al suroeste, las Sierras de los Pinos, del Aguillón, de Almenara y Carrasquilla en zonas centrales de la Hoja, todas ellas limitadas al oeste por la depresión de Pulpí. En el extremo oriental, de norte a sur, se encuentran las Sierras del Lomo de Bas y montes de Águilas formados por la cuerda del Cabezo de los Mayorales-Las Palomas, la loma de los Peñones, la Morra del Pan y finalmente, limitando con el mar los Cabezos del Cambrón y de la Calabarrilla. Los Cabezos de Águilas se encuentran a su vez limitados al oeste por las depresiones de Águilas y Terreros, separadas éstas por una zona montañosa que discurre N-S paralela a la falla de salto de dirección de Terreros, dónde se encuentran los cabezos de la Merced y de la Serrata.

Como núcleos de población importante debe citarse Águilas, que se encuentra en la zona suroriental de la Hoja, en el borde del mar, Pulpí cerca del centro de la Hoja, Almendricos en las faldas de Sierra de Enmedio y San Juan de los Terreros, en la costa, al sur de la Hoja. La red viaria es importante. Cabe destacar la nueva Autopista AP-7 que une Vera con Mazarrón. Esta autopista sirve de eje E-O que divide la Hoja en dos, dando acceso a distintas carreteras que permiten llegar a los afloramientos. En el extremo noroccidental de la misma discurre un pequeño tramo de la Autovía A-91. Recientemente, se ha mejorado la carretera C-3211 que une Lorca con Águilas, teniendo en este momento dos carriles en cada sentido. Esta carretera permite acceder directamente a gran cantidad de carriles que discurren por las Sierras de Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas. Además de estas vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales, de las que a su vez derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de los casos, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas.

La climatología y pluviometría en Águilas definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18º y 200 mm respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio. El agua aportada por el transvase Tajo-Segura intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque en los años o periodos de baja pluviometría se constata la imposibilidad de tal equilibrio lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La Hoja de Águilas ocupa un área clave para entender la evolución geológica del orógeno Bético-Rifeño, debido a que en ella afloran materiales representativos de distintos dominios paleogeográficos que forman las zonas Internas de las Béticas, constituyendo el Dominio Cortical de Alborán.

Las Béticas se encuentran en el segmento más occidental de la Cadena Alpina Mediterránea, situadas entre las placas Europea y Africana. Es un sistema orogénico fuertemente arqueado, formado por la Cadena Bética y por las cadenas montañosas del Rif y el Tell, conectadas a través del Arco de Gibraltar. Este arco rodea al mar de Alborán y hacia el este a la Cuenca Sur Balear. Este sistema orogénico ha evolucionado en un contexto contractivo, de aproximación entre las placas Africana y Europea desde el Eoceno (52 Ma), (HELMAN, 1989 y DEWEY *et al.,* 1989). Estos autores estimaron un acortamiento N-NO de aproximadamente 200 km hasta el Tortoniense, (9 Ma), a partir del cual el acortamiento fue de aproximadamente 50 km en dirección NO-SE.

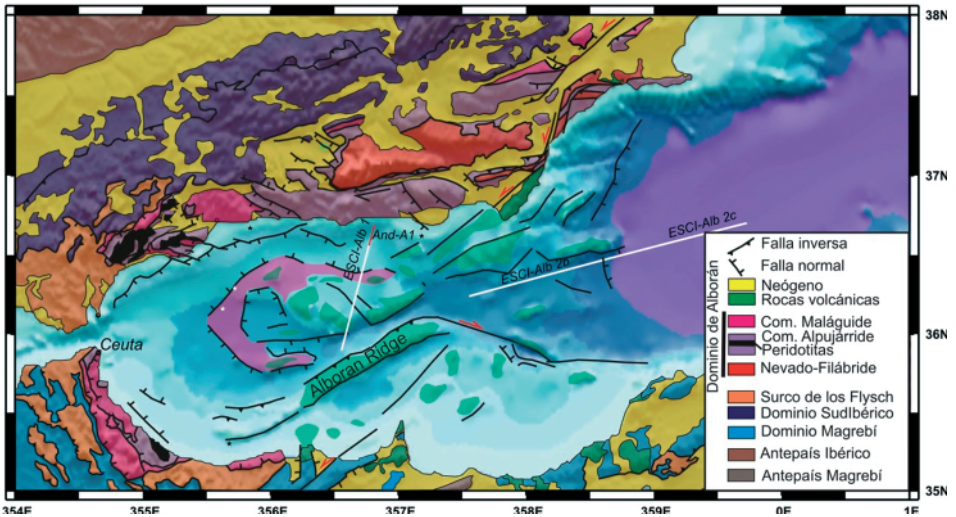


Figura 1. Dominios corticales y complejos tectónicos del Arco de Gibraltar. Tomado de BOOTH-REA *et al.* (2007), modificado de COMAS *et al.* (1999)

El Arco de Gibraltar (figura 1) se ha formado en este contexto de placas, por la superposición de distintos dominios de corteza pre-Miocenos (BALANYÁ Y GARCÍA DUEÑAS, 1987). Estos dominios son: **Dominio Sudibérico**, representativo del paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozóico y parte del Cenozóico; **Dominio Magrebí** que constituyó el pa-

leomargen septentrional africano durante el mismo periodo; **Surco de los Flysh** cabalgante sobre los dominios anteriores, formado por un conjunto de unidades de cobertera procedentes de un surco profundo (DURAND DELGA, 1980) con basamento de carácter ofiolítico y cortical muy adelgazado (DURAND DELGA *et al.,* 2000); **Dominio Cortical de Alborán (DCA)**, cabalgante sobre los anteriores, está formado por tres complejos de unidades metamórficas polifásicas más las Unidades de la Dorsal y Predorsal (BALANYÁ Y GARCÍA DUEÑAS, 1986 y 1987).

Los límites entre complejos del Dominio Cortical de Alborán fueron considerados inicialmente como cabalgamientos, ya que a lo largo de ellos se producen repeticiones estratigráficas (EGELER y SIMON, 1969b; KAMPSCHUUR, 1975 y MÄKEL, 1981), sin embargo, actualmente el Dominio Cortical de Alborán se encuentra muy adelgazado constituyendo el basamento de la Cuenca de Alborán (COMAS *et al.*, 1992, GARCÍA DUEÑAS *et al*., 1992, COMAS *et al*., 1993; PLATT *et al.*, 1996; PLATT *et al*., 1998; SOTO y PLATT, 1999; COMAS *et al*., 1999) y durante gran parte del Neógeno era el basamento de depocentros sedimentarios marinos que presentaban una continuidad formal con el mar de Alborán.

La constatación de este adelgazamiento y el estudio detallado de la geometría de los contactos entre complejos por diversos autores, en las Béticas orientales, ha hecho que éstos hayan sido reinterpretados como fallas extensionales, sobrepuestas a cabalgamientos previos (ALDAYA *et al*., 1991; GARCÍA-DUEÑAS *et al*., 1992; LONERGAN y PLATT, 1995; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; BOOTH-REA *et al*., 2002a y 2004a) activas durante el Mioceno inferior y medio, coetáneamente al acortamiento y superposición de cabalgamientos con transporte hacia el oeste, en el Arco de Gibraltar (BOULLIN *et al*., 1986; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1987; GARCÍA DUEÑAS *et al.,* 1992; PLATT *et al*., 2003; BOOTH-REA *et al*., 2007).

En la Hoja de Águilas, el Dominio Cortical de Alborán está representado por unidades de los Complejos Alpujárride, Maláguide y Nevado-Filábride, que afloran en las Sierras de Enmedio, Almagro, de los Pinos, Aguilón, Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas. Estas rocas metamórficas forman el basamento de diversas cuencas, actualmente invertidas que se encontraban sobre las sierras antes mencionadas, y en las depresiones de Pulpí y Terreros-Águilas.

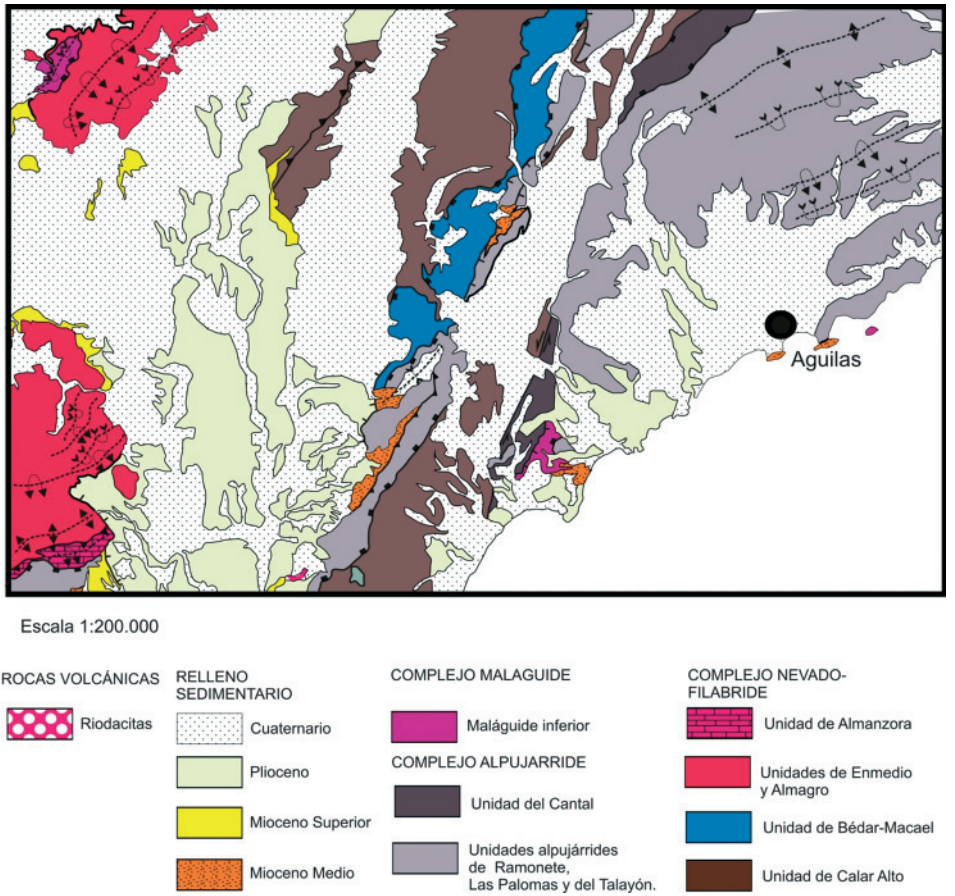


Figura 2. Esquema tectónico de la Hoja de Águilas

Los sedimentos neógenos preservados de estas cuencas indican que hubo continuidad formal con otras cuencas del sureste peninsular y con el mar de Alborán durante gran parte del Mioceno; individidualizándose como cuencas continentales a partir de la crisis de salinidad del Messiniense (MONTENAT *et al.*, 1990a; BOOTH-REA *et al.*, 2004a). También cabe destacar el importante depocentro de sedimentos Cuaternarios que se encuentra en la Depresión de Pulpí, favorecidos por la actividad cuaternaria de segmentos de la zona de Falla de Palomares (AELLEN DE LA CHAPELLE, 1990; BOOTH-REA *et al.*, 2004b). También se encuentran grandes extensiones de sedimentos plio-cuaternarios en las depresiones de Terreros-Águilas, probablemente controlados por segmentos de la zona de Falla de Terreros.

Las unidades metamórficas del Dominio Cortical de Alborán aflorantes en la Hoja de Águilas y en el resto del sureste peninsular se caracterizan por formar los restos extendidos de una pila de unidades cabalgantes que registran un metamorfismo polifásico y variable en los distintos complejos y unidades tectónicas diferenciadas (BOOTH-REA *et al.*, 2005). Así se pueden diferenciar tres grupos de unidades que forman en orden ascendente los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide.

1.2.1. Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride ocupa una posición estructural inferior en el Dominio Cortical de Alborán. Aflora en las Béticas centrales y orientales (figura 1). La sección más completa de este complejo aflora en la Sierra de los Filabres, donde afloran las tres unidades cabalgantes que lo forman. Estas Unidades son de abajo arriba: las Unidades de Veleta, Calar Alto y Bédar-Macael (GARCÍA DUEÑAS *et al*., 1988ª; 1988b; SOTO, 1991, MARTÍNEZ-MARTÍNEZ Y AZAÑÓN, 1997 y MARTÍNEZ MARTÍNEZ *et al*., 1997). Recientemente, se ha revisado esta subdivisión en unidades, aconsejándose que la Unidad del Veleta se renombre a Unidad de Ragua, ya que ésta no aflora en el pico del Veleta en Sierra Nevada (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.* 2002 y 2004). En el área estudiada las unidades del Complejo Nevado-Filábride han sido estudiadas por ÁLVAREZ (1987) quien diferenció la Unidad del Lomo de Bas, que asimiló a la Unidad del Veleta. Sin embargo, el análisis llevado a cabo durante la realización de esta Hoja y su posición estructural nos lleva a considerarla como perteneciente a la Unidad de Calar Alto, de posición estructural más alta.

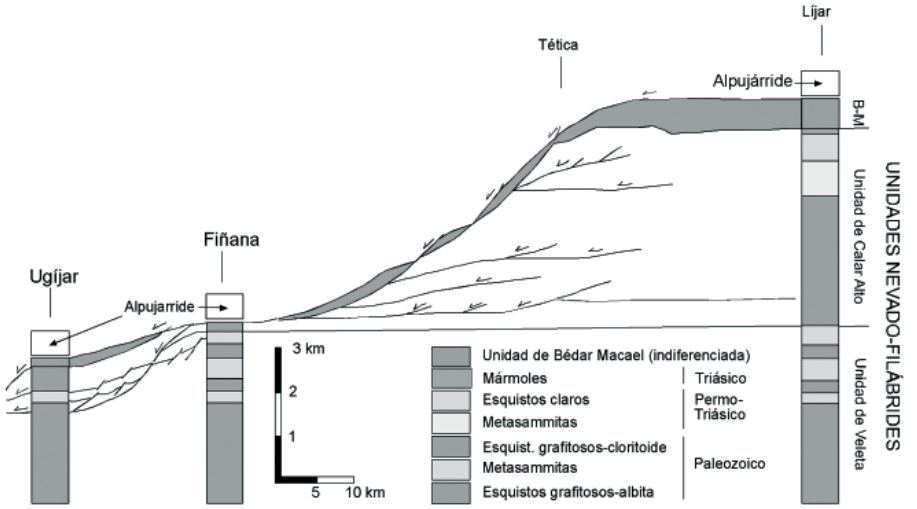


Figura 3. Columnas tectonoestratigráficas del Complejo Nevado-Filábride debajo de la superficie de despegue de Filabres, a la base del Complejo Alpujárride. Figura tomada de MARTÍNEZ MARTÍNEZ Y AZAÑÓN (1997)

Las secuencias litoestratigráficas de estas unidades consisten en una sucesión de esquistos grafitosos y cuarcitas de posible edad pre-Pérmica (LAFUSTE Y PAVILLON, 1976); una secuencia de metapelitas y metasammitas de tonos claros de posible edad permo-triásica y una formación carbonatada de edad triásica. Incluidos en estas unidades hay intrusiones de ortognéises pérmicos y de metabasitas jurásicas, éstas últimas emplazadas como "sills" a la base o dentro de la formación carbonatada, frecuentemente asociadas con evaporitas.

1.2.2. Complejo Alpujárride

El término Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) se utilizó para designar un conjunto de tres mantos, que afloran al norte y al sur de Sierra Nevada, con características litológicas comunes. Posteriormente, EGELER y SIMON (1969b) propusieron el término Complejo Alpujárride, para agrupar a las distintas Unidades Alpujárrides. A partir de SIMON *et al.* (1976) se comienzan a proponer subdivisiones en Unidades Alpujárrides tipo. Estos autores distinguieron un "conjunto alpujárride inferior" y un "conjunto alpujárride superior", basándose en el desarrollo litoestratigráfico de las series permo-triásicas.

ALDAYA *et al.* (1979) proponen la primera división en unidades del Complejo Alpujárride, para el tercio central de las Béticas, en la que se consideran las características metamórficas, estratigráficas y la posición estructural dentro de la pila de Unidades Alpujárrides. Siguiendo los mismos criterios de división, pero incluyendo las unidades presentes en las Béticas occidentales, TUBÍA *et al*. (1992) establecen una división en tres grupos de unidades: Alpujárrides inferiores, intermedios y superiores. Los Alpujárrides Inferiores mostraban un metamorfismo de bajo grado, los Alpujárrides Intermedios presentan condiciones metamórficas de grado medio o alto en todos sus tramos litoestratigráficos y los Alpujárrides superiores se caracterizan por presentar las peridotitas de Ronda a su base y por presentar metamorfismo de grado muy alto en la base de la sucesión metapelítica.

A raíz del descubrimiento de asociaciones minerales relictas, características de metamorfismo bajo facies de esquistos azules, en los tramos permo-triásicos de algunas de las Unidades Alpujárrides (GOFFÉ *et al.*, 1989) se ha propuesto una división de las Unidades Alpujárrides en función del grado metamórfico alcanzado por dichos tramos durante este episodio metamórfico de alta presión y baja temperatura. Siguiendo esta proposición junto con criterios litoestratigráficos y la posición estructural de las unidades en el seno de la pila alpujárride, se han diferenciado cuatro tipos de Unidades Alpujárrides, (AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN *et al.*, 1994; 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1998). Estas son de arriba abajo: Unidades A o Salobreña/Adra, B o Herradura, C o Escalate y D o Lújar-Gádor, véase la figura 4. El grado metamórfico en las pelitas permo-triásicas de estas unidades durante el episodio de alta presión varía entre los 340º y <7 kbar de la Unidad de Lujar y los 570º y 11 kbar en la Unidad de Herradura (figura 4).

Una unidad tipo alpujárride está formada de abajo arriba por una formación de esquistos de grano fino y cuarcitas de colores claros a los que se ha atribuido una edad Permo-Triásica y por una formación carbonatada, datada como Triásico Medio y Superior (KOZUR *et al.*, 1974 y KOZUR *et al.*, 1985). A la base de las unidades de posición más alta afloran esquistos grafitosos de probable edad paleozoica sobre una sucesión de gneises. La unidad de tipo A, aflorante en las Béticas occidentales incluye además varios kms de espesor de peridotitas a su base y representa una sección de corteza continental con su manto litosférico correspondiente, muy adelgazada según BALANYÁ *et al.* (1997).

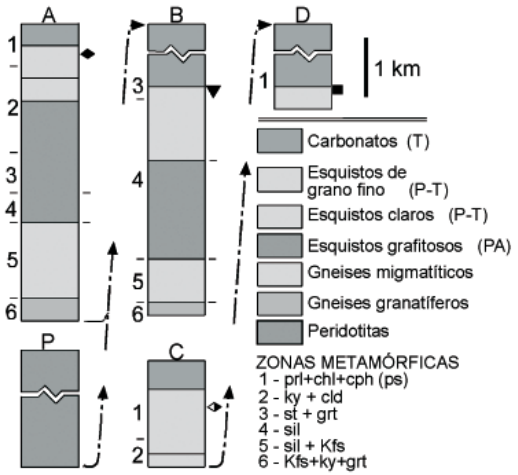
En las Sierras de Almenara y Lomo de Bas la estructura del Complejo Alpujárride, puesta de manifiesto por ÁLVAREZ (1987) está representada por varias unidades. Se preservan restos muy adelgazados de una sucesión Alpujárride-Maláguide similar a la observada en Sierra de las Estancias, formada por las Unidades de Ramonete (Alpujárride) y Alcaibar (Maláguide) (ÁLVAREZ *et al.*, 1989), pero bajo ellas se encuentran otras unidades como la Unidad del Talayón formada mayoritariamente por mármoles o la Unidad de Miñarros (ÁLVAREZ, 1987) formada por mármoles miloníticos mineralizados y de atribución dudosa. Al sur del Lomo de Bas, ÁLVAREZ (1987) diferenció otras dos unidades que muestran una clara inversión del grado metamórfico, dónde la Unidad del Cantal formada por esquistos grafitosos con estaurolita, ortogneises y mármoles oscuros se encuentra sobre la Unidad de las Palomas formada por cuarcitas, filitas permo-triásicas y esquistos grafitosos con granate.

En los términos basales de las unidades de tipo A y B el metamorfismo inicial se desarrolló bajo facies eclogíticas (TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991 y BALANYÁ *et al.*, 1993). Este primer evento metamórfico y en general el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride se ha relacionado con la superposición del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride, en el estadio más temprano, registrado, de evolución del Dominio Cortical de Alborán, entre el Cretácico superior y el Oligoceno basal (LONERGAN, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; PLATT *et al.*, 1998; AZAÑÓN y CRESPO BLANC, 2000; PLATT *et al.*, 2005). Este evento contractivo de alta presión se ha identificado en algunas de las Unidades Alpujárrides de la Hoja de Águilas con paragénesis minerales desarrolladas en condiciones equivalentes a facies de esquistos azules, representadas por Mg-Carfolita+pirofilita+fengita+cuarzo. Esta paragénesis, equilibrada bajo condiciones de aprox. 400ºC y 9 kbar se ha encontrado en la Unidad de Ramonete en el área de Jaravía (BOOTH-REA *et al.*, 2002). Este evento contractivo ha sido descrito por numerosos autores, tanto en las Béticas orientales como en las occidentales (EGELER Y SIMON, 1969; ALDAYA *et al.*, 1979; PLATT y BEHRMANN, 1986; ÁLVAREZ, 1987; CAMPOS Y SIMANCAS, 1989; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1991; DE JONG, 1991; TUBÍA Y GIL IBARGUCHI, 1991; TUBÍA *et al.*, 1992; GARCÍA CASCO Y TORRES ROLDÁN, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997; SOSSON *et al.*, 1998 Y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003A; 2005).

La Unidad de Jubrique o tipo A, junto con las peridotitas de Ronda y el Complejo Maláguide representan una porción de litosfera continental engrosada durante la subducción del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide que sufrió un importante proceso de exhumación durante y con posterioridad a la formación de su foliación principal. Esta exhumación fue registrada en la Unidad de Jubrique como un adelgazamiento coaxial durante la formación de la foliación principal, que evolucionó aún bajo condiciones de ductilidad a una deformación no coaxial sobrepuesta a la foliación principal (BALANYÁ *et al.*, 1993 y 1997; TUBÍA *et al.*, 1993 y ARGLES *et al.*, 1999). El adelgazamiento de la Unidad de Jubrique estuvo acompañado de velocidades de enfriamiento de más de 100 ºC/Ma desde 500ºC hasta menos de 100 ºC durante el intervalo entre 19 y 17-18 Ma (MONIÉ *et al.*, 1991b, 1994; JOHNSON, 1993; MORILLON *et al.*, 1996; ZECK, 1996; SOSSON *et al.*, 1998; ARGLES *et al.*, 1999 y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000). Dataciones radiométricas sobre zircones de muestras del basamento del Complejo Alpujárride han aportado edades de metamorfismo paleozóicas, indicando que el metamorfismo alpino está en algunos casos sobrepuesto a rocas metamórfizadas en el Paleozoico (MONTEL *et al.*, 1995; ACOSTA, 1997; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998; ZECK Y WHITEHOUSE, 1999 y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000).

La Formación de las Millanas (BOURGOIS, 1972b) o Formación Viñuela (MARTÍN-ALGARRA, 1987) y la Formación Sidi Abdeslam en el Rif (FEINBERG *et al.*, 1990), constituida por margas, areniscas y conglomerados incluyen los primeros cantos metamórficos y de peridotitas procedentes de la exhumación del Complejo Alpujárride. Se depositó discordantemente sobre los Complejos Maláguide y Alpujárride, llegando a sellar el contacto entre ambos, durante el Burdigaliense Inferior (AGUADO *et al.*, 1990, DURAND DELGA *et al.*, 1993 Y MARTÍN ALGA-

RRA *et al.*, 2000). Según la escala cronoestratigráfica de BERGGREN *et al.* (1995) el depósito de estos sedimentos se produjo entre 20,5-20,6 y 18,3 Ma. Cantos de rocas volcánicas incluidos en sedimentos de esta formación en las Béticas Orientales han sido datados en 21 Ma (SCOTNEY *et al.*, 2000). En la Hoja de Águilas estos sedimentos afloran cerca de la localidad de San Juan de los Terreros.



Metamorfismo bajo gradiente (evento 1)

Unidad	Roca	Paragenesis	kbar	ºC
◆ A	Esquistos grano fino	cph+ky ky+cld+chl	10	440
▼ B	Esquistos claros	grt+ky+pl	11	570
◈ C	Esquistos grano fino	cph+prl+chl	8	400
■ D	Esquistos grano fino	sud+prl+chl	<7	340

Metamorfismo de gradiente intermedio (evento 2)

Unidad	Roca	Paragenesis	ºC
▽ B	Esquistos grano fino	sil+st+ky+grt	>550
☆ A,B	Esquistos oscuros	sil+st+ky+grt	>550
★ A,B	gneis migmatítico	sil+Kfs	>550
▲ A,B	gneis granatífero	ky+cpx+opx+grt	>700

Figura 4. Secuencias litológicas y zonación metamórfica de las Unidades Alpujárrides aflorantes en las Béticas centrales y orientales, con su posición en la pila Alpujárride y las paragénesis minerales utilizadas para su distinción. Figura modificada de BALANYÁ *et al.* (1998)

1.2.3. Complejo Maláguide

El Complejo Maláguide definido por BLUMENTHAL (1927) y denominado Complejo Ghomáride en el Rif (KORNPROBST y DURAND DELGA, 1985 y CHALOUAN, 1986), ocupa la posición más alta de los Complejos del Dominio Cortical de Alborán recubriendo completamente a los complejos anteriores. El basamento de este complejo registra metamorfismo de grado bajo, atribuido a la orogenia Hercínica (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990 y BALANYÁ, 1991); en cambio la cobertera mesozoica y terciaria no ha sufrido metamorfismo, a lo sumo condiciones de anquimetamorfismo bajo en las unidades tectónicas de posición inferior (LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*, 1994 y LONERGAN y PLATT, 1995).

Dataciones mediante "fission track" sobre zircones indican que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200ºC y que se enfrió debajo de 120º en el Mioceno Inferior (JOHNSON, 1993). En la Hoja de Puerto Lumbreras (975) se han diferenciado dos grupos de Unidades Maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado por sus respectivas sucesiones permo-triásicas. Las unidades de posición inferior se han denominado Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona). Las unidades de posición superior se han denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque sus sucesiones permo-triásicas sólo han sufrido diagénesis, tienen un zócalo paleozoico bien desarrollado que ha sufrido metamorfismo de grado muy bajo durante la orogenia Varísca (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990 y BALANYÁ, 1991) y además están cubiertas por una cobertera post-triásica que incluye términos desde el Jurásico hasta el Oligoceno (PAQUET, 1969; 1970 y 1974; LONERGAN, 1991 y 1993; MARTÍN MARTÍN 1996 Y MARTÍN MARTÍN *et al.*, 1997a y b).

El Complejo Maláguide representa los restos desmembrados de un haz de imbricaciones que alcanzaron condiciones diagenéticas en las unidades más altas (Malaguide superior), y condiciones de anquizona en las imbricaciones basales, denominadas Unidades Maláguides Inferiores (NIETO *et al.,* 1994; ABAD *et al*., 2003; BOOTH-REA *et al.,* 2004a). Este haz de imbricaciones adelgazadas afloran especialmente bien en la vecina Hoja de Lorca (953) en las Sierras de Espuña (LONERGAN, 1991) y Sierra de la Tercia (BOOTH-REA *et al*., 2004a).

1.2.4. Cobertera sedimentaria

Desde el Mioceno inferior hasta la actualidad las rocas aflorantes en la Hoja de Águilas han sido afectadas por estructuras extensionales y compresivas, coetáneas al depósito de las unidades sedimentarias diferenciadas. La deformación ocurrida durante este periodo ha configurado la geometría y distribución de las unidades sedimentarias así como las discordancias que las limitan, lo cual ha permitido realizar un estudio integrando datos estratrigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica de esta área durante el Mioceno y el Plio-Cuaternario.

Las fallas de Palomares y Terreros determinan los rasgos geomorfológicos principales de las depresiones de Pulpí y Terreros-Águilas. La Falla de Palomares tiene una geometría helicoidal con componente de salto en dirección sinistra-normal en el límite occidental de las Sierras de los Pinos-Aguillón y con componente inversa al norte de la Sierra Almenara (BOOTH-REA *et al*., 2004b).

2. ESTRATIGRAFÍA

De lo anteriormente expuesto, la complejidad tectonoestratigráfica de los terrenos aflorantes en esta Hoja, obliga a realizar una descripción de las distintas unidades litológicas diferenciadas en cada una de las zonas (complejos o dominios) para ulteriormente intentar esbozar,

en capítulos posteriores, una correlación entre las distintas unidades descritas y su evolución paleogeográfica. Se describirán en orden ascendente, desde las tectónicamente más profundas del Complejo Nevado-Filábride hasta el relleno sedimentario de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias presentes en la Hoja.

2.1. COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

En este complejo se han incluido las unidades clásicas consideradas por otros autores, aunque con una cierta reagrupación. Este es el caso de la Unidad del Lomo de Bas que se considera como la Formación Montenegro de la Unidad de Calar Alto en lugar del Manto del Veleta. Ya que no se ha observado ningún contacto mayor en el contacto entre esquistos claros de esta unidad, aflorantes en las Sierras de Carrasquilla y Almenara y los esquistos grafitosos del Lomo de Bas, supuestamente correspondientes a la Unidad de Veleta o Ragua.

Por otro lado, unidades de atribución dudosa incluidas por autores previos en un complejo aparte denominado Ballabona-Cucharón o Almágride (EGUELER y SIMON, 1969 y KAMPS-CHUUR y RONDEL, 1975), después considerados como unidades inferiores del Complejo Alpujárride (SANZ DE GALDEANO y TORTOSA, 2002), se han incluido en el Complejo Nevado-Filábride. Este es el caso de la Unidad de la Sierra de Enmedio, cuyas características litoestratigráficas, tectónicas y de exhumación se asemejan más a las del Complejo Nevado-Filábride infrayacente que al Alpujárride suprayacente, como se discutirá posteriormente.

2.1.1. Unidad de Calar Alto

Esta unidad aflora extensamente en las Sierras de Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas. En ella se han diferenciado tres formaciones correspondientes en orden ascendente a la Formación Montenegro **(1 y 2)** formada por esquistos grafitosos, cuarcitas y mármoles oscuros **(3)** de protolito Paleozoico, la formación Tahal **(4)** formada por esquistos claros con cloritoide, metampsamnitas con albita y cuarcitas y la Formación Huertecica constituida por yesos miloníticos con inclusiones de metabasitas **(5a)** y mármoles dolomíticos y calizos **(5)** de protolito Triásico.

2.1.1.1. *Esquistos grafitosos con granate y cloritoide, cuarzoesquistos, cuarcitas y metavulcanitas ácidas* **(1)**. *Paleozoico*

La formación, está constituida por una alternancia entre cuarzoesquistos marrones, esquistos grises y niveles cuarcíticos de color beige o gris **(1)**, predominando los primeros sobre los esquistos y las cuarcitas. Se reconocen posibles cambios de facies laterales entre unas y otras litologías que en conjunto alcanzan varios miles de metros de espesor, como se observa en el Lomo de Bas. Los niveles de cuarcitas son los menos abundantes y su espesor es variable, desde pocos centímetros a unos pocos metros de espesor. Son frecuentes los óxidos de hierro entre los planos de esquistosidad, lo que le confiere al conjunto el tono marrón rojizo. En algunas muestras se han reconocido granates y cloritoide, éstos últimos frecuentemente retrogradados

a menas metálicas. Estas rocas afloran únicamente en el relieve del Lomo de Bas en el extremo norte de la Hoja, en el núcleo de una gran estructura antiformal y en el extremo sur, en los Lobos. Ambos afloramientos se encuentran cortados y separados por la Falla de Terreros.

2.1.1.2. *Esquistos grafitosos de grano fino, cuarzoesquistos y cuarcitas* **(2)** *con intercalaciones de mármoles grafitosos* **(3)**. *Paleozoico*

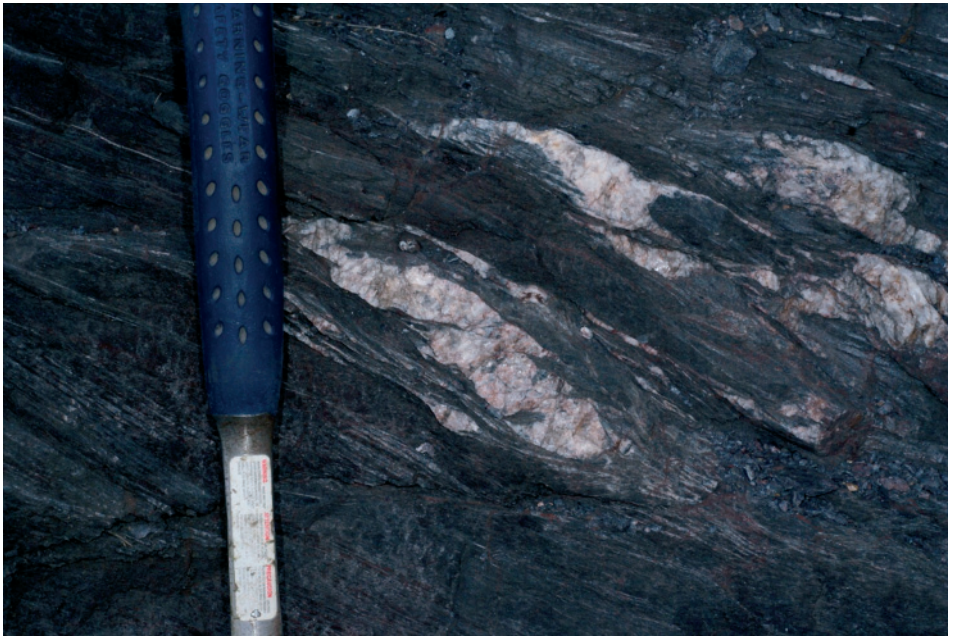


Figura 5. Alternancia de esquistos grafitosos de grano fino con venas de cuarzo **(2)** de la Formación Montenegro de la Unidad de Calar Alto. Puerto del Mojón, Pulpí

La sucesión está constituida por esquistos de grano fino cuya gama de color va desde el gris plateado al gris oscuro o casi negro, además de tonos azulados. Entre los esquistos aparecen niveles más cuarcíticos de potencia decimétrica a métrica. Los niveles más cuarcíticos son menos ricos en grafito que el resto y son minoritarios respecto a los niveles grafitosos. Intercalados en estos materiales a techo de la serie se observan pasos laterales a cuerpos carbonatos constituidos por calcoesquistos, calizas y mármoles grises (3). Estos esquistos afloran en Sierra Almagrera y su prolongación hacia el norte, al oeste de la Sierra de los Pinos, y en la depresión de Terreros (Pilar de Jaravía y el Cocón) al oeste de la Falla de Terreros. Cerca del contacto con el Complejo Alpujárride suprayacente, sobre todo en los afloramientos cercanos a las Sierras de los Pinos y del Aguilón son frecuentes intercalaciones de cuarzomilonitas de grano fino.

2.1.1.3. *Esquistos y metapsamnitas, esquistos claros de grano fino con cloritoide y cuarcitas* **(4)**. *Paleozoico*

Esta secuencia corresponde con la formación Tahal descrita en la Sierra de Filabres (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ 1986). Muestra un contacto con los esquistos grafitosos infrayacentes paralelo a la foliación metamórfica sin evidencias de fallas en el único afloramiento dónde se ha observado en la vecina Hoja de Puerto Lumbreras (975). Es por esto que se ha considerado dentro de la misma unidad que los esquistos y por ende, que éstos últimos pertenecen a la Unidad de Calar Alto y no a la de Veleta o Ragua. Está formada por tres facies principales, cuarcitas claras, esquistos claros, plateados con porfidoblastos de clorita, en muchos casos pseudomorfos de cloritoide y por metapsamnitas verdosas o parduzcas con albita y clorita. A techo de la serie se han observado unos metros de esquistos grafitosos de grano muy fino que incluyen pequeños granates. En esta Hoja aflora extensamente en la Sierra de Carrasquilla y en afloramientos de basamento en el seno de la depresión de Pulpí.



Figura 6. Esquistos de grano fino de la Formación Tahal, Unidad de Calar Alto **(4)**.Collado del Cabezo Pintado, al noreste de Pozo Higuera



Figura 7. Cuarcitas claras de la Formación Tahal, Unidad de Calar Alto **(4)**, situadas a techo de la formación. Puerto del Mojón, Pulpí

2.1.1.4. *Yesos miloníticos con bloques de mármoles y metabasitas* **(5a)**. *Protolito Triásico-Jurásico*

En esta Hoja, el contacto entre las Unidades de Calar Alto y Bédar-Macael constituye una importante zona de falla, dónde los términos superiores de la unidad se encuentran muy adelgazados y brechificados, dentro de una matriz formada por milonitas de yeso. Las inclusiones de metabasitas encontradas en la Unidad de Calar Alto se caracterizan por preservar muy bien las texturas ígneas primarias, incluso por mostrar rocas dónde el metamorfismo no se aprecia a simple vista, tanto gabros de grano medio o grueso hasta rocas microcristalinas o porfídicas. Dentro de esta zona milonítica se han encontrado muestras de esquistos azules con glaucofana y epidota, en el basamento de la depresión de Pulpí, al noreste de la localidad de Almendricos.



Figura 8. Cantera de yeso abandonada, cercana a Almendricos (Cerro Negro). Se observan yesos miloníticos con boudines de metabasitas que incluyen dominios de esquistos azules

2.1.1.5. *Mármoles* **(5)**. *Triásico*

Esta formación está constituida fundamentalmente por mármoles dolomíticos entre los que se intercalan, sobre todo en la parte inferior de la formación, niveles de calcoesquistos, micaesquistos y cuarcitas. Alcanza potencias cercanas a los 200m, aunque probablemente, en algún caso, la secuencia se encuentre repetida por pliegues. Esta formación, debido al contraste reológico que muestra respecto a los esquistos infrayacentes, se suele encontrar despegada por fallas de bajo ángulo. También es común que estas fallas lleguen a omitir la secuencia, que aflora de forma discontinua como cuerpos lenticulares frágiles. En las zonas de cuello dónde está más adelgazada, suele estar formada por rocas de falla, cataclasitas amarillentas cementadas con una componente evaporítica importante ("rauwackas"). Este es el caso en abundantes afloramientos de la Sierra de Carrasquilla, y en la depresión de Pulpí.



Figura 9. Klippe extensional de mármoles dolomíticos de Huertecica **(5)** sobre esquistos claros de Tahal **(4)**. Unidad de Calar Alto. Los materiales de tonalidad más oscura, en la carretera, a la izquierda de la imagen corresponden a afloramientos de dacitas potásicas **(36)** de un criptodomo intruido a favor de fallas extensionales. Carretera de Puerto Lumbreras a Águilas D-19 en las Cruceticas

2.1.2. Unidad de Bédar-Macael

Esta unidad muestra un marcado contraste metamórfico con la unidad infrayacente que la hace muy fácil de diferenciar en afloramiento. Además, se encuentra muy adelgazada y plegada por pliegues similares. La secuencia litoestratigráfica es similar a la observada en la Unidad de Calar Alto, pero las metabasitas se encuentran completamente recristalizadas a anfibolitas con una fábrica plano lineal muy marcada, los esquistos claros muestran grandes granates y los mármoles se encuentran intensamente recristalizados y mineralizados.

2.1.2.1. *Anfibolitas con intercalaciones de mármoles y esquistos plateados* **(6)**. *Protolito Jurásico*

A diferencia de las metabasitas de la unidad infrayacente en éstas no se conservan las texturas ígneas primarias. Muestran una lineación de mineral y de estiramiento formada en condiciones de anfibolitas con frecuentes boudines ricos en epidota. La mineralogía de estas rocas está formada mayoritariamente por anfíbol, epidota y plagioclasa. Esta sucesión muestra un espesor considerable de aproximadamente 100 m y aflora de forma continua bajo mármoles o esquistos plateados con granate en Sierra Almenara.



Figura 10. Pico de los Arejos, formado completamente por anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael (Aprox. 100 m de desnivel). Los Arejos

2.1.2.2. *Esquistos plateados de grano grueso con intercalaciones de mármoles, metaevaporitas y anfibolitas* **(7)**. *Protolito Paleozoico*

Esta secuencia se encuentra intensamente replegada y aflora mayoritariamente entre las anfibolitas y mármoles de Bédar-Macael. Los esquistos suelen tener granates de gran tamaño. Además, en la secuencia es común encontrar niveles de mármoles micáceos marrón-rojizos con granate y metaevaporitas muy estiradas. Así como boudines de anfibolitas. Esta secuencia no suele superar los 50 m de potencia.



Figura 11. Esquistos plateados con granate. Formación Tahal en la Unidad de Bédar-Macael

2.1.2.3. *Mármoles de grano grueso* **(8)**. *Protolito Triásico*

Esta sucesión de mármoles muestra una sucesión litológica equivalente a la observada en la Unidad de Calar Alto, sin embargo, se suele diferenciar de ésta por su mayor grado de recristalización. Los mármoles muestran abundantes estructuras de flujo describiéndose tradicionalmente como mármoles fajeados. Es común también que se encuentren mineralizados, existiendo todo un rosario de antiguas minas a la base de estos mármoles. Frecuentemente, estas rocas se encuentran basculadas directamente sobre los esquistos claros de la Unidad de Calar Alto, en contacto por una falla normal de bajo ángulo. En otras ocasiones esta falla no ha omitido los términos infrayacentes de Bédar-Macael y se encuentra sobre anfibolitas o esquistos claros de grano grueso. Alcanza potencias máximas cercanas a 100 m.



Figura 12. Mármoles dolomíticos amarillentos **(8)**, fajeados, característicos de la Unidad de Bédar-Macael

2.1.3. Unidad de Enmedio-Almagro

Esta unidad, definida por SIMON (1963) aflora en el núcleo de la Sierra de Almagro y en la Sierra de Enmedio, más al norte. Además se correlaciona con la Unidad de Carrascoy, aflorante en la sierra de mismo nombre. Está constituida por dos formaciones; en orden ascendente: cuarcitas y pizarras con al menos 600 m de espesor **(9)** de edad Triásica inferior (SANZ DE GALDEANO Y GARCÍA-TORTOSA, 2002) y una formación fundamentalmente evaporítica **(10-12)** constituida por yesos y rocas carbonatadas con intercalaciones de metabasitas y localmente pizarras (600 m) datada como Triásico medio y superior (KOZUR *et al.,* 1985; SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-TORTOSA, 2002).

El significado tectonoestratigráfico o paleogeográfico de esta unidad ha sido objeto de una gran polémica con autores que defienden su afinidad con la cobertera mesozoica sud-Ibérica (KOZUR *et al.,* 1985; SIMON, 1987; PUGA y TORRES-ROLDÁN, 1989; DE JONG, 1991, 1993), frente a otros, que la incluyen en el Complejo Alpujárride, donde ocuparía la posición tectónica inferior (ALDAYA *et al.*, 1979, DELGADO *et al.*, 1981; SÁNCHEZ-VIZCAINO *et al.*, 1991; SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-TORTOSA, 2002).

SÁNCHEZ-VIZCAINO *et al*. (1991) estimaron las condiciones P-T alcanzadas por las metabasitas de esta unidad, que incluyen anfíboles azules ricos en Fe (riebeckitas). El equilibrio entre estos anfíboles y la clorita indica condiciones de aproximadamente 300 ºC y 3-4 kbar.

Estructuralmente, ocupa una posición intermedia entre el Complejo Nevado-Filábride y el Alpujárride. Como se ha indicado en el comienzo de este capítulo, la Unidad de Enmedio se ha incluido en el Complejo Nevado-Filábride en contraposición a otros autores previos que la habían incluido en un complejo independiente o en el Complejo Alpujárride. En primer lugar, la secuencia litoestratigráfica de esta unidad es idéntica a la observada en la parte superior de las Unidades de Calar Alto y Bédar-Macael. La diferencia principal entre esta unidad y las nevado-filábrides es el grado metamórfico muy bajo alcanzado por la Unidad de Enmedio-Almagro. Las metabasitas de esta unidad muestran reemplazamientos miméticos de la textura ígnea formados por epidota, clorita y actinolita. En segundo lugar, tanto la estructura como la evolución tectónica de esta unidad guardan grandes paralelismos con el Complejo Nevado-Filábride.

La única fábrica penetrativa en la Unidad de Almagro es una pizarrosidad (S_s) subparalela a la estratificación (S_0), de dirección fundamentalmente ESE/ONO paralela a los ejes de pliegues que la afectan. Este clivaje está definido por la concentración de minerales opacos, truncamiento de clastos previos (cuarzo, cloritas) y localmente por crecimiento de filosilicatos en las sombras de presión de los clastos. Muestra una geometría ligeramente anastomosada. En general parece haberse desarrollado por mecanismos de disolución por presión. No se observan pliegues asociados a la pizarrosidad. La superficie de referencia medida en la Unidad de Almagro es la estratificación, conservándose multitud de estructuras sedimentarias primarias (bioturbaciones, estructuras *flasser*, estratificaciones cruzadas, etc.).

2.1.3.1. *Filitas, cuarzofilitas y cuarcitas* **(9)**. *Permo-Triásico*

La litología predominante está formada por filitas de color gris azulado, a veces violáceas, alternando con importantes intercalaciones de cuarcitas. Ha techo de la sucesión hay un grueso paquete de cuarcitas con intercalaciones de metaconglomerados de grado muy bajo. Las filitas muestran un clivaje penetrativo que muestra un espaciado de varios milímetros en las facies cuarzopelíticas. En la Sierra de Enmedio esta formación alcanza potencias de 250 m. Según SANZ DE GALDEANO y GARCIA-TORTOSA *et al* (2002) esta formación podría llegar hasta una edad Anisiense, ya que la sedimentación de los carbonatos suprayacentes con los que muestra relaciones estratigráficas concordantes comenzó en el Ladiniense. No se ha observado la base de la formación que alcanza potencias mínimas superiores a los 300 m, en la vecina Hoja de Puerto Lumbreras (975).



Figura 13. Metapsamnitas y pizarras violaceas de la Unidad de Enmedio. Obsérvese el clivaje espaciado que las afecta

2.1.3.2. *Metabasitas con epidota y actinolita* **(10)**. *Protolito Jurásico*

En la Hoja de Águilas las metabasitas afloran extensamente en las Sierras de Enmedio y de Almagro como un "sill" de potencia comprendida entre 50 y 300 m localizado entre las metapelitas y carbonatos de la Unidad de Almagro-Enmedio. Está formada por gabros y diabasas muy débilmente recristalizados por procesos metamórficos, que conservan perfectamente las texturas ígneas originales. A simple vista el metamorfismo se observa especialmente como venas de epidota y actinolita. Estas rocas se explotan para la extracción de balasto, especialmente los afloramientos presentes en la Sierra de Enmedio (Canteras de los Geas y canteras en el borde norte de Enmedio).



Figura 14. Pequeña cantera de metabasitas **(10)** de la Unidad de Almagro al norte de la sierra del mismo nombre, cerca del Romeral

2.1.3.3. *Mármoles dolomíticos pardos, mineralizados* **(11)**

Este miembro litológico se ha diferenciado exclusivamente en la Sierra de Almagro, dónde llega a alcanzar potencias importantes y dónde se diferencia claramente de las rocas evaporíticas y pizarras suprayacentes. Está formado por mármoles dolomíticos masivos de color marrón anaranjado situados directamente sobre la formación cuarzo-pelítica anterior. Este miembro litológico alberga gran cantidad de mineralizaciones de Fe, explotadas localmente, como las minas de San Clemente.



Figura 15. Acantilados formados por cuarcitas oscuras del techo de la sucesión cuarzo-pelítica de la Unidad de Almagro **(9)** y por mármoles dolomíticos mineralizados **(11)**, de tonalidad anaranjada, de la misma unidad

2.1.3.4. *Yesos, mármoles y pizarras* **(11a)**

Esta formación aflora de forma discontinua, a veces reemplazada por las metabasitas. Forma una secuencia transicional entre las formaciones de metapelitas y mármoles, por lo que muestra una litología variada que incluye yesos, pizarras, calcofilitas y mármoles. Se ha diferenciado como unidad cartográfica siempre que dominan las facies evaporíticas. Debido al contraste reológico que presenta frente a las rocas que la envuelven es frecuente que se encuentre muy tectonizada. Siendo comunes bandas miloníticas de yeso o brechas de falla ("rauwackas") de composición evaporítico-carbonatada. Esta formación no suele rebasar los 50 m de potencia.



Figura 16. Zona de falla con milonitas y brechas de yeso de la formación de yesos, pizarras y mármoles **(11a)** de la Unidad de Almagro, invertidas, sobre la formación de mármoles de la Unidad del Almanzora **(15)**, en la Sierra de Almagro

2.1.3.5. *Mármoles dolomíticos y calizos* **(12)**. *Triásico*

La formación de mármoles muestra un miembro basal dónde alternan paquetes de dolomicritas gris-azuladas de aspecto masivo con calizas tableadas, pizarras oscuras y calcofilitas. El miembro superior está constituido por meta-carbonatos masivos dolomíticos de color gris oscuro y grainstones oolíticos dolomitizados. En la Hoja de Águilas esta formación alcanza una potencia máxima de 150 m.



Figura 17. Secuencia de mármoles amarillentos tableados y calcofilitas de la base de la formación de mármoles dolomíticos y calizos **(12)**. Norte de la Sierra de Almagro

2.1.4. Unidad del Almanzora. Cuarcitas y metapelitas **(13)**. Permo-Triásico. Metabasitas y evaporitas **(14 y15)**. Triásico

La Unidad del Almanzora (Simon, 1987) aflora en el borde norte del extremo oriental de la Sierra de Filabres y en la Sierra de Almagro. Esta unidad muestra una litoestratigrafía similar a la Unidad de Almagro, de hecho SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-TORTOSA (2002) agrupan a ambas unidades en una única. Aunque en esta Hoja, debido a las diferencias en grado metamórfico que muestra respecto a la Unidad de Almagro (BOOTH-REA *et al.,* 2003C Y BOOTH-REA *et al*., 2005) se ha preferido separar como unidad independiente.

La formación evaporítica de Almanzora **(15)**, muy adelgazada (≈200 m), se encuentra tectónicamente despegada de la formación de cuarcitas y metapelitas infrayacente **(13)**, por una zona de cizalla definida fundamentalmente por yesos con una lineación de estiramiento penetrativa y cataclasitas carbonatadas foliadas. La formación de cuarcitas y metapelitas tiene un espesor de aproximadamente 2 km.

Las metabasitas **(14)** incluidas en la formación evaporítica **(15)** de Almanzora muestran asociaciones minerales indicativas de metamorfismo en facies de esquistos azules equilibradas a 7 kbar y 400-450 ºC (BAKKER *et al*., 1989). Según estos autores, las metabasitas sufrieron

una descompresión con enfriamiento previa a un calentamiento isobárico a 2,5 kbar, alcanzando 500 ºC.

La formación de cuarcitas y metapelitas de la Unidad del Almanzora **(13)** muestra dos fábricas penetrativas definidas por crecimiento de filosilicatos. La fábrica más antigua (S_s) es una foliación, paralela al bandeado composicional, definida por el crecimiento de fengita + clorita + cuarzo + rutilo. Esta foliación se encuentra microplegada con desarrollo de clivaje de crenulación (S_{cc}). En las metapelitas más micáceas, el clivaje de crenulación constituye la foliación principal, definida por la paragénesis fengita + cuarzo ± albita ± clorita ± ilmenita ± turmalina ± epidota. Además de estas fábricas dúctiles, se observa un clivaje espaciado (S_{sc1}), asociado a pliegues asimétricos vergentes hacia el norte. La Unidad del Almanzora aflorante representa un flanco normal de estos pliegues vergentes hacia el norte, mostrando una charnela anticlinal sobre el contacto con la Unidad de Almagro (SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-TORTOSA, 2002, BOOTH-REA *et al*., 2003 y BOOTH-REA *et al.,* 2005). En el borde norte de la Sierra de Filabres, este flanco normal se encuentra invertido por un pliegue más reciente relacionado con una falla inversa que sitúa al Complejo Nevado-Filabride sobre la Unidad del Almanzora (BOOTH-REA, 2001, BOOTH-REA *et al*., 2003 y BOOTH-REA *et al*., 2005).



Figura 18. Filitas **(13)** y mármoles dolomíticos y calizos **(15)**, a la izquierda, de la Unidad de Almanzora. Barranco de Bartolo Alonso, Sierra de Almagro

Milonitas carbonatadas y de yeso jalonan el contacto entre las Unidades de Almanzora y Almagro. Estas milonitas contienen porfidoclastos dolomíticos y pelíticos fracturados frágilmente, con sombras de presión de calcita. La orientación de los porfiroclastos en la matriz milonítica indica un estiramiento de componente N-S, de acuerdo con la orientación de fibras de calcita en las sombras de presión.



Figura 19. Mármoles calizos claros, fajeados de la Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas **(20)**, situados bajo esquistos grafitosos de la Unidad de Ramonete y Variegato **(24 a)**. Flanco sur del anticlinal de la Sierra de Almagro

2.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

El Complejo Alpujárride en la Hoja de Águilas se encuentra en las Sierras de Almagro, los Pinos, el Aguillón, de Almenara y en los relieves al norte y noreste de Águilas. La correlación entre las unidades aflorantes en las distintas sierras no es directa, por lo que hay un gran número de unidades diferenciadas en la literatura. Con la idea de simplificar la nomenclatura en esta Hoja y teniendo en cuenta el gran parecido litológico que muestran estas unidades, se han agrupado algunas de ellas. Este es el caso de las Unidades de Talayón y Las Palomas, que no muestran continuidad cartográfica en la Hoja.

2.2.1. Unidad de Miñarros

2.2.1.1. *Mármoles milonitizados ferruginosos y cuarzomilonitas* **(16)**

La asignación al Complejo Alpujárride de la Unidad de Miñarros es dudosa ya que está formada mayoritariamente por mármoles miloníticos mineralizados, situados en el contacto con el Complejo Nevado-Filábride, por lo que podría corresponder a la Formación Huertecica del Complejo Nevado-Filábride. Aún así, se ha decidido mantener su asignación al Complejo Alpujárride, siguiendo el criterio de ÁLVAREZ (1987). La Unidad de Miñarros está formada por una reducida secuencia (aproximadamente 15 m) de calcoesquistos y mármoles bandeados en tonos claros y oscuros **(16)**.

En el contacto con el Complejo Nevado-Filábride infrayacente se encuentran localmente importantes niveles de yesos miloníticos con intercalaciones de mármoles dolomíticos **(16a)**.

2.2.2. Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas

La Unidad Alpujárride más completa que se encuentra en la Hoja corresponde a la Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas, equivalente a la Unidad Cortada diferenciada por BOOTH-REA (2004a) en las Sierras de Espuña, Tercia y Estancias, y a la Unidad de los Molinos diferenciada por KAMPSCHUUR *et al*. (1972). La Unidad de Estancias ha sido considerada por AZAÑÓN *et al*. (1994) como una unidad de tipo Jubrique o Adra, sin embargo, como se verá en el apartado de metamorfismo de esta unidad, las condiciones P-T alcanzadas durante la formación de la foliación S_1 en los términos permo-triásicos de esta unidad (6 kbar-300ºC) son de menor grado que las estimadas para niveles litoestratigráficos equivalentes de las Unidades de Jubrique y Adra (10 kbar-440 ºC). Por consiguiente, parece adecuado considerarla o como una unidad de posición estructural equivalente a las Unidades de Jubrique y Adra pero que ha sufrido un metamorfismo menor.

2.2.2.1. *Esquistos grafitosos con cloritoide y localmente granate.* **(17)**

DE VRIES y ZWAAN (1967) diferenciaron dos formaciones cuarzo pelíticas en Sierra de las Estancias. La inferior se corresponde con la Formación Los Morenos **(17)**, constituida por una sucesión de esquistos oscuros de grano fino alternando con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales, con un espesor aproximado de 300 m. Incluye venas de cuarzo que frecuentemente representan charnelas de pliegues isoclinales previos a la foliación principal. No se han encontrado fósiles. La mineralogía de estas rocas está formada por mica blanca, clorita, cuarzo, albita y ocasionalmente cloritoide y/o pequeños granates.



Figura 20. Esquistos grafitosos de la Unidad de las Palomas **(17)**. Cabezo de Calabarrilla, en el extremo suroriental de la Hoja de Águilas

2.2.2.2. Esquistos de grano fino con clorita **(18)**. Pérmico.Cuarzofilitas y cuarcitas **(19)**. Triásico inferior

Sobre esta formación aflora una correlacionada con la Formación Tonosa, de la cual afloran los dos miembros inferiores. El miembro de posición más baja **(18)** se corresponde con el de Cuarcitas inferior de DE VRIES y ZWAAN (1967), compuesto por una sucesión de cuarcitas amarillentas, verdosas y marrones con intercalaciones de calcofilitas y metagrauvacas, con aproximadamente 450 m de potencia. La mineralogía observada en esta secuencia es de mica blanca, clorita, cuarzo y hematites, fundamentalmente. Algunas muestras incluyen albita. Sobre este miembro hay una sucesión de aproximadamente 200 m de esquistos de grano fino azul-grisáceos y verdosos con intercalaciones de cuarcitas **(18)**. A techo de este miembro es frecuente encontrar de nuevo un importante paquete de cuarcitas y cuarzofilitas **(19)**.



Figura 21. Secuencia de esquistos claros y cuarzoesquistos de grano fino de la formación permo-triásica de la Unidad de las Palomas **(18)**. El Campo, Águilas

2.2.2.3. *Mármoles dolomíticos grises* **(20)**. *Triásico*

Sobre los esquistos de grano fino **(18)** o sobre los cuarzoesquistos y cuarcitas **(19)**, dependiendo del grado de omisión producido por las fallas normales que actualmente forman la mayoría de los contactos entre formaciones, afloran algunas lentes de potencia muy variable (<50m) de dolomias grises **(20)**, sobre harinas de falla procedentes de la cataclasis de las rocas infrayacentes. Estas rocas carbonáticas podrían corresponder a la Formación Estancias de DE VRIES y ZWAAN (1967).

En la Sierra del Aguilón, los picos más altos en la cuerda de las Palomas están formados por una potente serie de casi 300 m de mármoles de color gris claro, casi blanco. Los mármoles son mayoritariamente calizos formados por paquetes masivos alternantes con mármoles calizos tableados. En conjunto estos mármoles muestran un grado elevado de recristalización. La Unidad del Talayón diferenciada por ÁLVAREZ (1987) se distribuye como una banda discontinua (frecuentemente omitida por fallas normales) a lo largo del borde septentrional de Sierra Almenara-Sierra del Aguillón, directamente sobre rocas del Complejo Nevado-Filábride.



Figura 22. Mármoles dolomíticos grises de la Unidad de las Palomas **(20)**, al sur del Cabezo de los Mayorales

2.2.3. Unidad del Cantal

2.2.3.1. *Esquistos grafitosos con estaurolita* **(21)***, mármoles negros* **(22)** *y ortogneises* **(23)***. Paleozoico*

La Unidad del Cantal aflora en zonas centrales de la Hoja de Águilas, en la depresión de Terreros, al este de la falla de Terreros y en el borde sur del Lomo de Bas. Esta unidad está formada exclusivamente por materiales de protolito Paleozoico; fundamentalmente, esquistos grafitosos, junto con mármoles negros y ortogneises. Alcanza una potencia máxima de 300 m. Estructuralmente se encuentra sobre esquistos de grano fino **(17)** de la Unidad de las Palomas y al lado de los afloramientos del Complejo Nevado-Filábride **(1)** de la Sierra del Contal, por medio de una falla de componente dextroso-inversa. ÁLVAREZ (1987) diferenció en esta unidad tres miembros litológicos, el inferior está formado por gneises migmatíticos y gneises félsicos junto con esquistos con distena y sillimanita, el miembro intermedio está formado por micaesquistos grafitosos con estaurolita con pocos niveles cuarcíticos y el tramo superior está constituido mayormente por cuarcitas y cuarzoesquistos. Hacia la base del miembro intermedio existen bandas discontinuas de mármoles micáceos oscuros. La Unidad del Cantal incluye además gneises migmatíticos con feldespato potásico y sillimanita, anfibolitas ricas en epidota y mármoles oscuros (ÁLVAREZ, 1987).



Figura 23. Esquisto grafitoso con porfidoblastos de estaurolita. Unidad del Cantal **(21)**

La Unidad del Cantal probablemente equivale a Unidades Alpujárrides de tipo Herradura-Blanca, situada en una posición intermedia entre Unidades Alpujárrides de tipo Salobreña-Adra-Jubrique encima y unidades menos metamórficas como Escalate, debajo. Según esto, las Unidades de Ramonete y Estancias serían equivalentes a unidades de tipo Salobreña-Adra-Jubrique, aflorantes en las Béticas centrales y occidentales y la Unidad de las Palomas-Talayón sería equivalente a la Unidad de Escalate aflorante en las Béticas centrales.

2.2.4. Unidad de Ramonete y Variegato

La Unidad de Ramonete aflora extensamente a lo largo de una banda de orientación NE-SO en las Sierras de Almenara, del Aguillón y los Pinos. También aflora como "klippes" extensionales en el entorno de San Juan de los Terreros. Es equivalente a la Unidad de Variegato, aflorante en la Sierra de Almagro (BOOTH-REA *et al.*, 2002), dónde fue definida por SIMON (1963). Está constituida por al menos tres escamas imbricadas, muy adelgazadas por fallas normales de bajo ángulo, de modo que actualmente todas incluidas no superan los 250 m de espesor (BOOTH-REA *et al.,* 2002b). La escama más completa incluye tres formaciones, en orden ascendente: 1) esquistos grafitosos con granate de protolito Paleozoico; 2) esquistos de grano fino con asociaciones minerales de AP/BT de protolito Permo-Triásico (BOOTH-REA *et al*., 2002b) y 3) rocas carbonatadas triásicas (SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-TORTOSA, 2002).

Las asociaciones de AP/BT (carfolita + pirofilita + clorita +cuarzo) presentes en venas de cuarzo de los esquistos de grano fino indican condiciones P-T de 350-410 ºC y 8-10 Kbar (BOOTH-REA *et al.,* 2002b). La presencia en los esquistos grafitosos de biotita, granate y localmente de estaurolita indica temperaturas de 500-550 ºC (DE JONG, 1991).

Estructuralmente se encuentra sobre los mármoles de la Unidad del Talayón, sobre la Unidad de Almanzora o sobre la Unidad del Cantal, directamente bajo el Complejo Maláguide. Los contactos actuales entre esta unidad y las infrayacentes suele ser de falla normal frágil. La litología de esta unidad es equivalente a la de la Unidad de las Estancias, habiéndose diferenciado tres formaciones, en orden ascendente, esquistos grafitosos **(24)**, esquistos claros y cuarcitas **(24a)** y mármoles calizos y dolomíticos **(25)**. El contacto entre esta unidad y el Maláguide suprayacente suele estar sellado por sedimentos de edad Langhiense-Serravalliense.

2.2.4.1. *Esquistos grafitosos con cloritoide y localmente granate.* **(24)**. *Paleozoico*

DE VRIES y ZWAAN (1967) diferenciaron dos formaciones cuarzo pelíticas en Sierra de las Estancias. La inferior se corresponde con la Formación Los Morenos, constituida por una sucesión de esquistos oscuros de grano fino alternando con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales, con un espesor aproximado de 300 m. Incluye venas de cuarzo que frecuentemente representan charnelas de pliegues isoclinales previos a la foliación principal. No se han encontrado fósiles. La mineralogía de estas rocas está formada por mica blanca, clorita, cuarzo, albita y ocasionalmente cloritoide y/o pequeños granates.

2.2.4.2. *Esquistos claros de grano fino y cuarcitas* **(24 a)**. *Permo-Trias*

La formación de esquistos de grano fino de la Unidad de Ramonete se caracteriza por mostrar color rojizo, violáceo, verdoso y gris-azulado, con intercalaciones de cuarcitas blanquecinas y rojizas. Hacia techo aparecen localmente niveles y masas lenticulares de yesos. El espesor de esta formación suele ser reducido, normalmente inferior a 50 m. La mineralogía de estas rocas está formada por cuarzo, clorita y moscovita como mayoritarios. En afloramientos de esta unidad en la Hoja de Águilas (Unidad de Jaravía, BOOTH-REA *et al.,* 2002b) se han encontrado asociaciones de alta presión/baja temperatura con magnesiocarfolita y pirofilita en venas de cuarzo.



Figura 24. Sucesión de esquistos de grano fino y cuarzoesquistos de protolito Permo-Triásico **(24)**. Unidad de Ramonete, San Juan de los Terreros

Generalmente estas rocas se encuentran intensamente fracturadas y cataclastizadas, especialmente cerca de los contactos con los mármoles dolomíticos suprayacentes o en su contacto con la Unidades de Miñarros, Talayón o el Nevado-Filábride infrayacentes.



Figura 25. Mármoles calcíticos claros de la Unidad de Ramonete y Variegato **(25)**, sobre esquistos claros y cuarzoesquistos **(24)**. Sierra del Aguillón en el Puerto de los Peines

2.2.4.3. *Mármoles calizos y dolomíticos* **(25)**. *Triásico*

La formación de mármoles calizos y dolomíticos de la Unidad de Ramonete muestra grandes variaciones de potencia y de litología dependiendo del grado de omisión producido por las fallas normales que la cortan. La sucesión de mármoles está formada por las litologías típicas de una Unidad Alpujárride que según ÁLVAREZ (1987) incluyen en orden ascendente: unos 30 m de mármoles calizos de color gris y beige en bancos bastante homogéneos de aprox. 0,5m, algo dolomitizados; sobre este tramo aparece una secuencia de unos 40 m, de mármoles de grano fino alternantes con calcoesquistos en bancos de 10 a 40 cm de tonalidades claras. Sobre estos primeros niveles se desarrolla una potente serie de hasta 180 m de mármoles calizos oscuros de grano fino en bancos de hasta 80 cm, entre los que se intercalan niveles finos de calcoesquistos y mármoles tableados. Esta serie muestra pasos laterales a niveles dolomíticos de color oscuro o amarillento de aspecto más masivo. En los bancos de mármoles calizos es frecuente encontrar huellas de bioturbación y niveles fosilíferos con gasterópodos, lamelibránquios y crinoideos. Localmente aparecen en la parte inferior de la secuencia algunos niveles de rocas básicas de composición dolerítica.

2.3. COMPLEJO MALÁGUIDE

El Complejo Maláguide se encuentra en la Hoja de Águilas como pequeños "klippes" extensionales en el borde norte de la Sierra de Enmedio, en el entorno de San Juan de los Terreros y en Águilas. Los afloramientos suelen ser de pequeña extensión y limitados en su base por fallas normales de bajo ángulo. En general, las Unidades Maláguides se encuentran muy adelgazadas y con importantes omisiones de su secuencia estratigráfica. En la Hoja de Águilas están especialmente representadas porciones Maláguides inferiores.



Figura 26. Filitas violáceas de protolito Permo-Triásico **(26)**, Maláguide inferior. San Juan de los Terreros

2.3.1. *Unidades Maláguides inferiores. Cuarzo-pelitas* **(26)**. *Dolomías grises y negras* **(27)**. *Permo-Triásico*

En el grupo de Unidades Maláguides inferiores se pueden diferenciar varias imbricaciones, caracterizadas porque las formaciones permo-triásicas muestran un metamorfismo de grado muy bajo en facies de anquizona. Además, las pelitas permo-triásicas muestran fábricas penetrativas como pizarrosidad o clivaje espaciado en las imbricaciones superiores. Estas unidades suelen estar formadas por dos formaciones, una formación cuarzo-pelítica **(26)** constituida por una sucesión de cuarcitas blancas, verdosas y rojizas alternantes con filitas violáceas y metaconglomerados y una formación de rocas carbonatadas **(27)** constituida por dolomias grises y negras. Esta unidad ha sufrido condiciones metamórficas de anquizona superior-epizona,

según estudios de cristalinidad de la illita (LONERGAN, 1991; NIETO *et al*., 1994 y ABAD *et al.,* 2003) y termobarometría de equilibrios locales (≈240 ºC, BOOTH REA, 2004).

2.4. RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS

En la Hoja de Águilas se conservan restos de varios depocentros sedimentarios de edad neógena. Comenzando por el sur, se encuentra la depresión de Terreros (MONTENAT *et al.,* 1978; GRIVEAUD *et al.,* 1990) dónde se preserva una secuencia completa de sedimentos marinos y continentales del Mioceno inferior-superior (Burdigaliense-Tortoniense). En zonas centro-occidentales de la Hoja, en la depresión de Pulpí y los márgenes de las Sierras de Almagro, Enmedio y de los Pinos, aflora una completa serie de sedimentos de edad Mioceno medio-Plioceno (AELLEN-DE LA CHAPELLE, 1990). El relleno mioceno de la depresión de Pulpí muestra continuidad con la Cuenca de Vera dónde se conserva una secuencia sedimentaria depositada durante gran parte del Neógeno y Cuaternario, con varias interrupciones sedimentarias. Las primeras aportaciones relevantes sobre esta cobertera en las cuales se determinó una estratigrafía precisa, apoyada con múltiples dataciones paleontológicas se encuentran en los trabajos de VÖLK y RONDEEL (1964) y VÖLK (1966 y 1967a y b). Tradicionalmente se ha dividido el relleno sedimentario en sedimentos del Neógeno antiguo (Mioceno inferior y medio) y sedimentos del Neógeno reciente (Mioceno superior-actualidad) en base a la presencia o no de cantos del Complejo Nevado-Filábride y de la Unidad de Almagro, los cuales aparecen por primera vez en sedimentos del Tortoniense basal (VÖLK, 1966; BARRAGÁN, 1997). En esta Hoja, para el área de Vera-Pulpí, se ha adoptado la división en unidades sedimentarias propuesta por BARRAGÁN (1997) (figura 27).

2.4.1. Unidades I, II y III **(28)**, **(29)**, **(30)**, **(31)** y **(32)**. Burdigaliense inferior-Serravalliense superior

Los sedimentos incluidos en estas unidades afloran especialmente en los flancos sur y norte de los anticlinales de las Sierras de Almagro y Sierra de los Pinos-Aguillón, respectivamente. Estas unidades afloran igualmente en las proximidades de San Juan de los Terreros. Definidos por VÖLK y RONDEEL (1964) y VÖLK (1967a) han sido estudiados por ALVADO (1986); OTT´D´ESTEVOU *et al.* (1990) y especialmente por BARRAGÁN (1997). Los materiales que conforman las unidades I y II en esta Hoja se han englobado en la unidad 28, debido a su escasa extensión cartográfica.

La Unidad I **(28)** del Burdigaliense está constituida por calizas pelágicas, margocalizas y margas; facies propias de medios pelágicos que muestran una somerización hacia techo. Estas rocas afloran exclusivamente en las proximidades de San Juan de los Terreros dónde han sido estudiadas desde el punto de vista micropaleontológico por MARTÍN PÉREZ (1997).

La Unidad II **(28)** del Burdigaliense superior-Langhiense inferior es discordante sobre la unidad anterior y muestra una variedad de facies características de medios marinos someros y continentales. Incluye en orden ascendente: conglomerados rojos y areniscas rosadas con restos de

equinodermos y lamelibranquios; calizas de plataforma y margas con turbiditas y finalmente conglomerados y pelitas rojas de medios continentales (BARRAGÁN, 1997).

La Unidad III **(29-31)** del Languiense superior-Serravalliense muestra una secuencia estrato-creciente con una gran variedad de facies, desde turbiditas propias de condiciones marinas abiertas **(29)** a la base hasta facies conglomeráticas continentales **(30)** y limoso-arenosas **(31)** a techo.

En el corte clásico de estas formaciones, presente en San Juan de los Terreros intruyen brechas volcánicas andesíticas **(32)** (BELLON *et al.,* 1983; BORDET, 1985) asociadas al domo de Terreros (Isla Negra). La brecha andesítica aflora en cabo de la playa de Cuatro Calas. Corresponde a una brecha de explosión con bloques de rocas volcánicas inmersas en una matriz cinerítica con porcelanitas. Los bloques están formados por andesita con piroxenos en una matriz de vidrio negro. La presencia de porcelanitas con foraminíferos astestigua su emplazamiento submarino (GRIVEAUD *et al.* (1990). Dataciones de K/Ar sobre estas rocas (BELLON *et al*, 1983) indican una edad de emplazamiento Serravalliense (14,1±0,7Ma). Clastos volcánicos de estas rocas se encuentran interestratificados en margas cineríticas Serravallienses a techo de la secuencia del Mioceno medio.

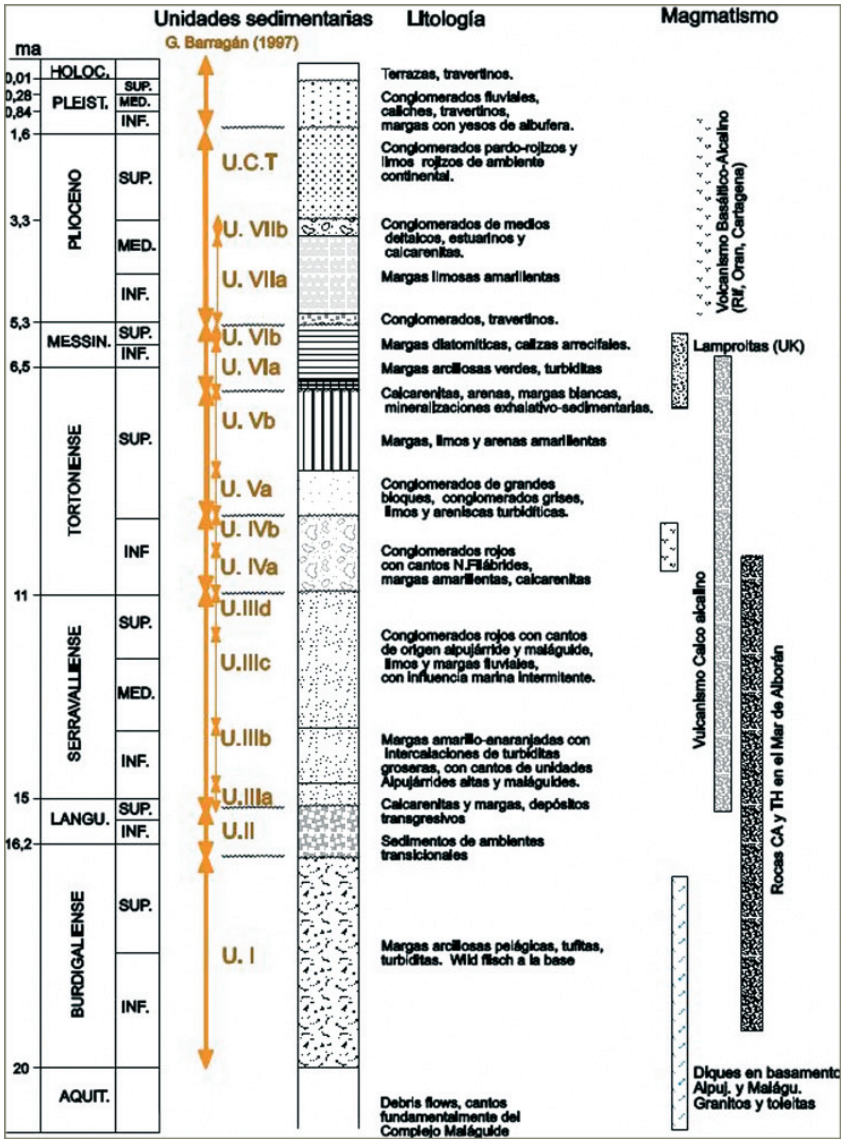


Figura 27. Unidades sedimentarias diferenciadas en el depocentro de Vera según BARRAGÁN (1997). Escala de tiempos miocena de BERGGREN *et al.*, 1995. Vulcanismo según BELLON *et al.* (1983), DI BATTISTINI *et al.* (1987), TORRES ROLDAN *et al.* (1986), FERNANDEZ SOLER (1996), KELLEY *et al.* (1999), TURNER *et al.* (1999) y SCOTNEY *et al.* (2000)

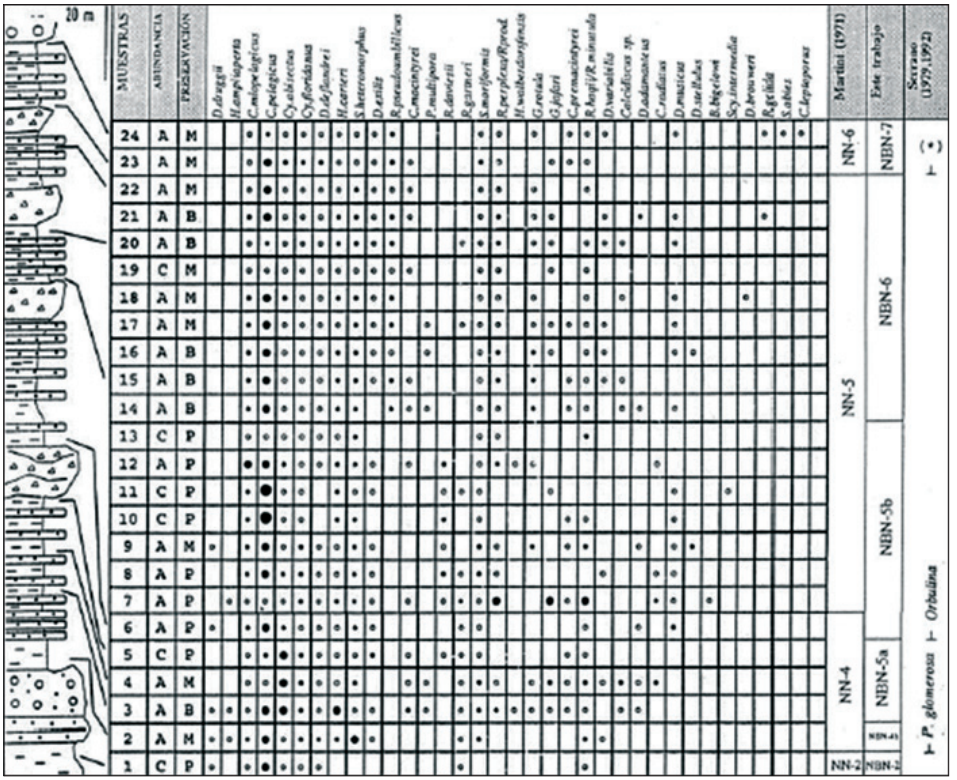


Figura 28. Columna estratigráfica de las unidades I-III **(28)** aflorantes en San Juan de los Terreros con una descripción detallada de la fauna de nanoplancton calcáreo encontrada, tomada de MARTÍN PÉREZ (1997)



Figura 29. Brecha de matriz carbonatada de la sucesión del Mioceno medio (Langhiense-Serravalliense). Resaltes de la Peña de la Aguilica, en la localidad de Águilas



Figura 30. Conglomerados rojos del Langhiense-Serravalliense **(30)**. Arroyo de la Cueva del Puerto, Pulpí. Sobre ellos hay conglomerados cuaternarios cementados **(58)**



Figura 31. Sucesión de turbiditas y margas limosas amarillas de edad Serravalliense, y esquistos de grano fino de la Unidad de Ramonete basculados por fallas normales (no aflorantes en esta foto) en el valle del Azogue en San Juan de los Terreros

2.4.2. Unidad V **(33), (34), (35)** y **(36)**. Tortoniense

La Unidad V incluye dos secuencias deposicionales, una primera (Va) cuyo contacto basal es una discordancia angular erosiva (discordancia intratortoniense de ESTÉVEZ *et al.* (1982)) sobre los sedimentos de unidades anteriores, o sobre el basamento. En la Hoja de Águilas probablemente falta la Unidad IV del Tortoniense Inferior, definida por BARRAGÁN (1997). La secuencia Va está constituida por conglomerados de matriz siliciclástica litorales **(33)**, calciruditas de plataforma **(34)**, areniscas y limos pertenecientes a medios transicionales y marinos **(35)**. Esta secuencia aflora en los bordes meridionales de las Sierras de los Filabres y Almagro, localmente, yaciendo sobre el basamento Nevado-Filábride; así como en el borde norte de las Sierras de los Pinos-Aguillón, sobre la sucesión de conglomerados rojos del Mioceno medio.



Figura 32. Conglomerados amarillentos litorales **(33)** con ostreidos y cantos de litófagos, Tortoniense. Borde sur de la Sierra de Almagro

La secuencia deposicional Vb está formada por margas y margocalizas con intercalaciones de limos y arenas **(35)**. Muestra continuidad sedimentaria con la secuencia anterior, aunque frecuentemente es transgresiva sobre el basamento y sedimentos de unidades inferiores. La secuencia Vb, denominada Formación Chozas (RUEGG, 1964) en el entorno de las Cuencas de Sorbas y Vera y Margas de Carivete en el depocentro de Lorca presenta características muy uniformes en gran parte del mar de Alborán mioceno actualmente emergido, como en los depocentros de Sorbas, Tabernas, Lorca o Huercal-Overa. En el mar de Alborán y en la Cuenca de Granada, RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ *et al*. (1999) describen un episodio de subsidencia durante el Tortoniense superior a partir del análisis de "backstripping" de sondeos comerciales que coincide con el depósito de estás margas.

Esta secuencia tortoniense se encuentra intruida por domos de rocas volcánicas dacíticas potásicas **(36)**. Estas dacitas intruyen en el seno de margas del Tortoniense superior **(35)** y son selladas por los carbonatos arrecifales del Messiniense **(39)**. Los aparatos volcánicos más comunes corresponden a un número grande de edificios monogenéticos de tipo *domo*, que constituyen los puntos de emisión de productos volcánicos. La posición de estos puntos de emisión reconocidos refleja claramente la relación con los accidentes tectónicos. Se ha encontrado un afloramiento dentro del basamento nevado-filábride que intruye a favor de una falla normal.



Figura 33. Margas limosas y turbiditas del Tortoniense superior **(35)**, borde suroccidental de la Sierra de Enmedio

Los domos suelen ser casi circulares y de pequeño tamaño por lo general (100-200 m), aunque algunos alcanzan tamaños más importantes. Los domos suelen mostrar diaclasados prismáticos, foliaciones y disyunciones de flujo. Además, son frecuentes las alteraciones a materiales arcilloso-arenosos que obliteran la textura original, así como alteraciones hidrotermales que dan lugar a mineralizaciones de interés económico (mina de Herrerías en la vecina Hoja de Garrucha (1015)). En estos casos probablemente se trate de *criptodomos* intruidos en una cobertera sedimentaria (LAROUZIÈRE, 1985). Otros domos aparecen claramente intruidos en los sedimentos marinos de edad Tortoniense (Domos Submarinos).

2.4.3. Unidad VI **(37), (38)** y **(39)**. Tortoniense superior-Messiniense superior

Quizás sea la unidad sedimentaria que presenta una mayor variabilidad de medios sedimentarios, con una rápida variación lateral de facies, intimamente relacionada con la tectónica contractiva que afecta al mar de Alborán en el tránsito Tortoniense-Messiniense, WEIJERMARS *et al.* (1985). BARRAGÁN (1997) ha diferenciado dos secuencias deposicionales, una primera (VI a) formada en orden ascendente por calcarenitas, calciruditas de aguas templadas **(37)** y por margas arcillosas de cuenca a techo **(38)**, que se dispone mediante una discordancia angular erosiva (en zonas marginales del depocentro de Vera) sobre la unidad anterior, evolu-

cionando hacia una transgresión general, con onlap sobre el basamento o relieves volcánicos emergidos.

La segunda secuencia (VI b) está constituida por margas blancas, con algunas intercalaciones de diatomitas y por carbonatos arrecifales a techo **(39)**. La base de la secuencia VI b muestra una discordancia angular sobre la secuencia precendente en el borde noroeste de la Cuenca de Vera BARRAGÁN (1997). En esta Hoja la secuencia VIb está representada por carbonatos arrecifales **(39)** que afloran en la parte noroccidental del depocentro de Vera, descrita por BARRAGÁN (1997) es una secuencia regresiva, formada por margas blancas, diatomitas, y en zonas marginales por arrecifes de aguas cálidas, que se disponen de forma escalonada, indicando un nivel del mar progresivamente más bajo, que acabaría con la desecación del Mediterráneo en el Messiniense superior.

Uno de los rasgos más característicos de la unidad VI es la discordancia angular progresiva que muestra en su base. Esta discordancia muestra una orientación E-O en el borde norte de Sierra Cabrera y una orientación mucho más norteada (N30ºE) subparalela a la falla de Palomares en las cercanías de Pulpí, tras describir un pliegue de eje vertical en el entorno de Mojácar denominado Arco de Mojácar en la bibliografía, por ejemplo, BARRAGÁN (1997) y BOOTH-REA *et al*. (2004b). La Unidad VI se encuentra mayormente restringida a la parte interna del arco de Mojácar y en el lado occidental de la rama norte de dicho arco, que discurre paralela a la falla de Palomares.



Figura 34. Calciruditas con abundantes siliciclásticos del Tortoniense terminal-Messiniense **(37)** sobre limos margosos amarillentos del Tortoniense **(35)**. El Romeral, borde noreste de la Sierra de Almagro

2.4.4. Unidad VII **(40), (41), (42), (43), (44),** y **(45)**. Messiniense terminal-Plioceno inferior

Es transgresiva sobre la superficie erosiva producida durante la "crisis de salinidad" del Mediterráneo de edad Messiniense superior (MARTÍN Y BRAGA, 1994). Generalmente los mayores espesores de esta unidad se alinean paralelos a la traza de las fallas de salto en dirección presentes en el área de Vera-Pulpí. En cortes transversos a la dirección de las fallas la Unidad VII muestra una geometría en cuña con su máxima potencia cercana a la traza de las fallas. La distribución de potencias de la Unidad VII cambia respecto a la geometría del relleno sedimentario previo, habiéndose creado nuevos depocentros sedimentarios con una orientación NNE-SSO, subparalelos a la dirección de las fallas transcurrentes y normales oblicuas que limitan el borde occidental de las Sierras de Almagrera, los Pinos y del Aguillón.

En esta Unidad Barragán (1997) ha diferenciado dos secuencias deposicionales:

Secuencia deposicional VII a

Esta secuencia está constituida por sedimentos de medios de transición y marinos que se depositaron tras la crisis de salinidad messiniense, incluye una formación basal conglomerática que sólo se encuentra en algunos puntos de la Cuenca de Vera **(40)**, BARRAGÁN (1997) y so-

bre ella hay una formación de margas y limos de cuenca **(42)**, que lateralmente pasan a facies calcareníticas propias de medios más someros en los márgenes de la cuenca pliocena **(41)**.



Figura 35. Margas limosas marinas de la Formación Cuevas (Plioceno inferior) **(42)**, cubiertas por gravas de abanicos aluviales del Pleistoceno inferior. La Asperilla, Pulpí

La formación basal de la secuencia VII a suele ser un conglomerado matriz soportado, con matriz margosa, procedente de la erosión de las margas messinienses que incluye cantos de forma discoidal, procedentes de las turbiditas de la misma formación junto con bloques de yeso. Sobre estos conglomerados, localmente hay algunos cuerpos de calcarenitas rellenando canales. En general son sedimentos formados en ambientes continentales (conglomerados rojos, travertinos) o transicionales ("debris flows", calcarenitas, conglomerados marinos).

El resto de la secuencia VII a (Formación Cuevas de VÖLK, 1966) está constituida fundamentalmente por margas y limos de cuenca que se depositan en onlap sobre las unidades sedimentarias previas y sobre el basamento. Las margas tienen una estratificación pobre, con bioturbaciones verticales, probablemente en relación con tasas de sedimentación elevadas.



Figura 36. Calcarenitas del Plioceno **(41)**, discordantes sobre basamento Alpujárride-Maláguide en las proximidades de San Juan de los Terreros

Secuencia deposicional VII b

Está constituida por sedimentos de medios continentales y de transición depositados durante la retirada definitiva del mar de la depresión de Vera **(43-45)**. Destacan conglomerados de medios transicionales como los conglomerados del delta del Espiritu Santo en Vera, o conglomerados de medios estuarinos en el Corredor de Pulpí **(45)**. Estos conglomerados están constituidos casi exclusivamente por cantos de la Unidad de Bédar-Macael, como indica BARRAGÁN (1997) procedentes del norte, seguramente de la Sierra de Almenara, a lo largo del Pasillo de Pulpí y por tanto no pueden provenir de la Sierra de Almagrera, donde sólo hay esquistos grafitosos y cuarcitas de la Unidad de Calar Alto.



Figura 37. Travertinos mineralizados **(43)** situados sobre margas limosas del Plioceno inferior. Probablemente de edad Plioceno superior de la Unidad VIIb. La Asperilla, Pulpí

En los márgenes de la cuenca en la Hoja de Águilas se han encontrado transiciones laterales de los conglomerados hacia arenas de medios costeros **(44)**, y travertinos mineralizados en el borde de la Sierra de Almagro **(43)**.

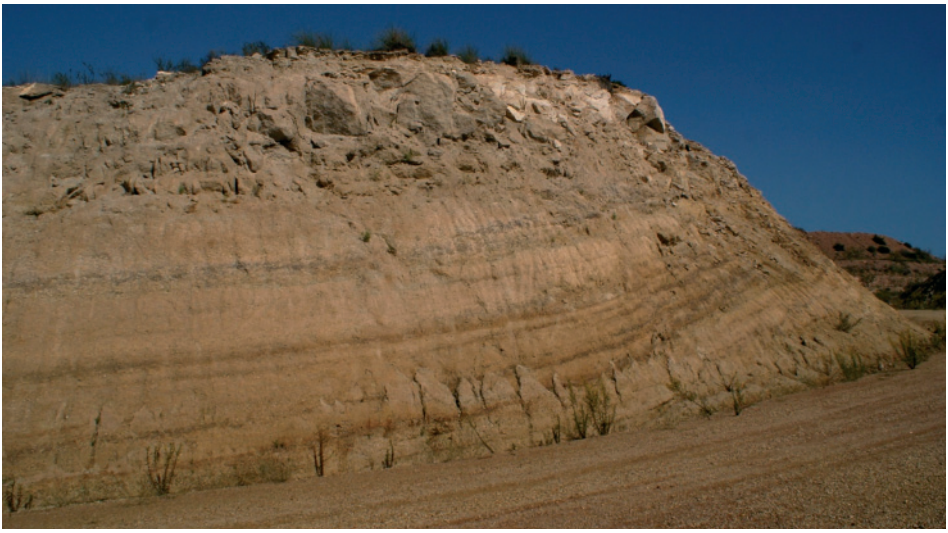


Figura 38. Arenas de medios de transición **(44)** localizadas sobre margas limosas del Plioceno inferior. Llanos de la Rica, Pulpí



Figura 39. Clinoformas deltaicas conglomeráticas **(45)** de secuencia deposicional VII b sobre limos marinos y arenas de la Formación Cuevas **(42)**. El Rincón, al sur de Almendricos

2.4.5. Unidad continental terminal (UCT), **(46), (47)** y **(48)**. Plioceno superior–Pleistoceno

Esta unidad está formada por conglomerados pardos continentales depositados durante el Plioceno superior-Pleistoceno, que afloran sólo en el borde noroccidental de la depresión de Vera y el corredor de Pulpí. La parte basal de esta sucesión de conglomerados es según Barragán un equivalente lateral de la unidad VII b. En la Hoja de Águilas se han diferenciado tres miembros, dos de ellos continentales, aflorantes en la depresión de Pulpí, formados por conglomerados y brechas aluviales cementados **(48)** y conglomerados, arenas y limos rojos **(47)**; y una tercera de medios litorales, constituida por conglomerados lumaquela fuertemente cementados con *Strombus coronatus* **(46)**, presente cerca de la costa en la localidad de San Juan de los Terreros.

2.4.5.1. *Conglomerado fuertemente cementado, lumaquela, con Strombus coronatus* **(46)**. *Plioceno terminal-Pleistoceno inferior*

Coronando la colina donde se yergue el Castillo de Terreros, se localiza discordante sobre las calcarenitas amarillas del Plioceno-Pleistoceno inferior, el único afloramiento de esta unidad, constituido por una lumaquela de carácter litoral fuertemente decalcificada con cantos y gravas de cuarzo muy redondeados, de tamaño centimétrico, y con moldes de grandes moluscos y equinodermos. Entre las especies identificadas (MONTENAT, 1973; GRIVEAUD *et al.,* 1990) figuran *Strombus coronatus, Flabellipecten alessii, Glycymeris bimaculata* y *Clypeaster aegypticus*, parte de las cuales fueron tradicionalmente consideradas como indicadoras del Plioceno superior, en concreto el *Strombus coronatus*.

El contenido paleontológico, así como su posición discordante sobre las calcarenitas amarillas tradicionalmente consideradas del Plioceno I de MONTENAT (1973), (Plioceno inferior-medio), ha hecho que esta unidad haya sido considerada de edad Plioceno superior. No obstante, estudios paleomagnéticos realizados en dicha unidad calcarenítica (BARDAJÍ *et al*., 1995; 1997) le otorgan una edad más reciente, pudiendo estar representado el Pleistoceno inicial dentro de ella. Por esta razón consideramos que esta lumaquela representa las facies más litorales de las calcarenitas amarillas, situándose cronológicamente en el Plioceno terminal – Pleistoceno inferior. Por otro lado, estudios más recientes llevados a cabo en terrazas marinas de las isla de Lanzarote y Fuerteventura (ZAZO *et al.*, 2002, 2003; 2008) indican que la presencia de *S. Coronatus* no se puede utilizar como criterio cronoestratigráfico ya que se registra en terrazas marinas más recientes, además a este hecho hay que añadir la dificultad de diferenciación entre las diferentes especies de Strombus.

2.4.5.2. *Conglomerados y brechas cementados, con bloques de procedencia bética (conglomerados de rambla),* **(48)**. *Plioceno terminal-Pleistoceno inferior*

Esta unidad ha sido definida por SILVA (1994), en la depresión de Guadalentín, estando muy bien representada en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), en donde se encuentran verticalizados e incorporados al relieve de los frentes montañosos desarrollados a lo largo de las zonas

de falla de Lorca-Alhama y Palomares, dos de los sistemas de desgarre sinestral cuaternarios más importantes de las Béticas orientales (BOUSQUET, 1979).

En la Hoja de Águilas, esta unidad se ha podido identificar únicamente en la zona de La Escarihuela, al norte de Pulpí, donde se encuentra fuertemente tectonizada y limitada hacia el sur por fallas de dirección N80ºE.

Constituida por gravas y cantos de procedencia bética (fundamentalmente alpujárride y maláguide), subangulosos, mal seleccionados y fuertemente cementados, esta unidad presenta numerosas secuencias de cuerpos con bases ligeramente canalizadas y techo plano que, aunque pueden llegar a alcanzar potencias de más de 250 m en los sistemas torrenciales mayores de la Hoja de Puerto Lumbreras (975) (Nogalte y rambla Alta), en esta Hoja no superan los 25-30m.



Figura 40. Conglomerados, limos y arcillas rojos del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, Unidad Continental Terminal. Estos conglomerados se encuentran basculados por fallas normales oblicuas asociadas a la Falla de Palomares en el borde occidental de la Sierra del Aguilón. La Niña, Pulpí. Estratigráficamente se encuentran sobre arenas amarillentas de medios costeros del Plioceno superior.

2.5. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios de la Hoja de Águilas ocupan prácticamente la mitad de su superficie concentrándose a favor de tres grandes depresiones de origen tectónico: La depresión de Pulpí; el corredor de los Arejos; y la depresión de Águilas s.s.

La depresión de Pulpí, que con una dirección general NNE-SSO y situada en la mitad occidental de la Hoja, se subdivide a su vez en dos cubetas de menor entidad individualizadas ya durante el cuaternario por la elevación de Las Lomas-Cabezo Gordo-Cabezo Penoso en una posición intermedia entre la Sierra de la Carrasquilla y la Sierra de Enmedio.

El corredor de los Arejos, en una situación central de la Hoja, sigue una dirección NNE-SSO en su sector más meridional aunque hacia el norte (Corredor de Tébar-Campico, en la Hoja de Puerto Lumbreras (975)) se va curvando hacia el este, siguiendo las directrices arqueadas del denominado Arco de Águilas.

La Cuenca de Águilas s.s., al situarse en el núcleo de la megaestructura del Arco de Águilas, presenta por su parte unas características estructurales intermedias, con unas directrices de tendencia N-S en su sector más occidental que pasan a ser de dirección E-O en su sector oriental.

La sedimentación cuaternaria en esta Hoja está por tanto caracterizada por el fuerte control tectónico ejercido por los sistemas de desgarre sinestral de Palomares-Los Arejos, con una dirección N-S o NNE-SSO, que hacia el norte y hacia el este se curvan progresivamente hasta alcanzar una dirección NE-SO hasta E-O.

Los depósitos cuaternarios más ampliamente representados en la Hoja de Águilas, son los de carácter continental y más en concreto los abanicos aluviales y abanicos de rambla. No obstante y aunque su representación espacial sea minoritaria, las secuencias de depósitos marinos son especialmente relevantes en esta cuenca, debido no solo a la amplitud temporal de la secuencia, sino a la variedad de facies sedimentarias y calidad de los afloramientos que permiten establecer el modelo sedimentológico para unidades marinas asociadas a la desembocadura de las ramblas. Los cambios del nivel del mar ocurridos a lo largo del Pleistoceno, quedan registrados mediante la alternancia de episodios marinos y episodios continentales o superficies de erosión. Las características y dimensiones de los afloramientos, hace que en muchos casos no sea posible diferenciar cartográficamente entre estos distintos tipos de depósitos, aunque se describirán como parte de la secuencia sedimentaria.

Los materiales pliocenos 46, 47 y 48 descritos anteriormente, se disponen en continuidad cronológica hasta ya iniciado el Pleistoceno, momento en el que se produce un marcado cambio en el estilo deposicional. Las unidades litorales presentan facies de mayor energía, como son los conglomerados y lumaquelas de Terreros **(46)**, en los ambientes continentales se inicia el

funcionamiento de sistemas de ramblas **(48)** y abanicos aluviales **(49)**, mientras que en zonas de transición fluvio-marina tiene lugar el desarrollo de "fan-deltas" **(50)**.

2.5.1. Conglomerados y arenas fuertemente cementados y/o encostrados (abanicos aluviales), **(49)**. Pleistoceno inferior y medio

En esta unidad se han incluido dos sistemas de abanicos aluviales, un sistema más antiguo que no conserva expresión morfológica, y un segundo sistema relacionado ya con la distribución actual del paisaje, al cual se le considera y relaciona con la primera fase deposicional de las Hojas vecinas de Puerto Lumbreras (975) y COPE (997 bis). La distribución y expresión morfológica de cada uno de estos sistemas difiere bastante en función del sector de la Hoja donde nos encontremos.

Comenzando por los abanicos más antiguos sus afloramientos son los más escasos en la Hoja, habiéndose identificado asociados a la rambla de la Majada y en el corredor de Pulpí, entre Pulpí y Los Guiraos. En general no conservan expresión morfológica, y sus afloramientos probablemente se relacionan con las facies más groseras de canal de los antiguos abanicos.



Figura 41. Conglomerados cementados basculados hacia el ESE, correspondientes a abanicos aluviales del Pleistoceno inferior en el corredor de Pulpí (Los Guiraos)

Asociados a la rambla de la Majada (rambla del Cañarete aguas abajo) se desarrollan unos cuerpos de conglomerados cementados, alargados en el sentido de la rambla, fácilmente observables desde la carretera que une las localidades de Águilas y Lorca. Esta unidad está constituida por conglomerados masivos, sin ordenación interna, heterométricos, subredondeados, con bolos que pueden alcanzar tamaños decimétricos, y litología bética, principalmente esquistos, filitas, dolomias y cuarcitas, fuertemente cementados. Reposan en discordancia erosiva sobre las calcarenitas amarillas del Plio-Pleistoceno y se encuentran en la actualidad totalmente desconectadas de la red fluvial, que se encaja más de 10 m en estos cuerpos. Por sus características sedimentarias y morfológicas podrían correlacionarse con las facies de canal correspondientes al funcionamiento de la antigua rambla de la Majada Cañarete durante el Pleistoceno inferior.



Figura 42. Relieves tabulares coronados por depósitos de abanicos aluviales fuertemente cementados del Pleistoceno inferior y medio, rambla de la Majada Cañarate

En los relieves intermedios que se distribuyen entre Pulpí y Los Guiraos, se desarrolla una unidad con características similares a las descritas en la Cuenca de Águilas, aunque ligeramente basculados hacia el sureste. Coronando estos relieves, se observan unos conglomerados cementados, con cantos angulosos a sub-redondeados, de hasta 10-15 cm de diámetro, entre los que se distinguen rocas carbonatadas, pizarras y cuarcitas, moderadamente a bien seleccionados, y por lo general granosoportados, con matriz arenosa. Estos conglomerados, de claro origen fluvial, han sido asignados cronológicamente al Plioceno (AELLEN-DE LA CHAPELLE, 1990), aunque otros estudios (WENZENS y WENZENS, 1997) les consideran las prime-

ras manifestaciones de la sedimentación continental pleistocena que sucede a las facies de transición fluvio-marina del Plioceno superior (Formación Espíritu Santo, definida inicialmente por VÖLK y RONDEEL en 1964). Esta misma interpretación cronológica, basada en la evolución sedimentaria de este sector de Pulpí y su correlación con la Cuenca de Vera, viene dada por STOKES (2008), coincidiendo también con nuestra interpretación.

En lo que respecta a los abanicos correspondientes a la primera fase deposicional descrita en la zona, aunque se hayan incluido en esta misma unidad cartográfica por razones de simplificación y homogeneización de la leyenda, corresponden en realidad a una serie de abanicos aluviales más recientes, caracterizada por un marcado encostramiento superficial y/o cementación (dependiendo de la localización), y por ser la primera que conserva su expresión morfológica y cuyos depósitos están ya netamente relacionados con la red de drenaje actual.

En algunos casos, como son los casos del corredor de Las Norias, al sur de la Sierra de Enmedio, estos abanicos constituyen cuerpos simples con depósitos cuyo espesor ronda la decena de metros, en otros casos los abanicos correspondientes a esta primera fase están constituidos por un número variable de cuerpos sedimentarios superpuestos, cada uno de ellos separado del anterior y del posterior por discordancias erosivas y angulares de pequeña entidad.

Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados masivos, de cantos subangulosos y poco seleccionados que reflejan procesos deposicionales dominantes de tipo "debris-flow", y cuyo espectro litológico está dominado por cantos de litología alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc...) pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

En el corredor tectónico de Los Arejos, esta unidad constituye la primera manifestación sedimentaria, conformando cuerpos de reducida potencia, que raramente supera los 10 m, y gran extensión lateral, que se adaptan a un paleorrelive estructural directamente labrado sobre el sustrato bético como consecuencia del funcionamiento de las fracturas del sistema de los Arejos (N-S a N20ºE). La posterior conexión de este corredor con la Cuenca de Águilas, a través de las ramblas de Los Arejos y del Charcón, propició la interrupción de la actividad sedimentaria en este sector, de forma que estos abanicos quedaron colgados con respecto a las ramblas actuales. La unidad más característica la constituyen los denominados abanicos o glacis del Cocón, (BARDAJÍ, 1999), que se identifican claramente por una extremadamente plana morfología superficial, que baja desde los relieves de la cuerda de Las Palomas y la Sierra del Aguilón, hacia el sur, suavemente inclinados hacia el mar, de forma que llegan a formar parte de los acantilados que se desarrollan al sur de la playa de Terreros, y sobre los que se encajan los depósitos marinos del último Interglaciar (Pleistoceno superior). Este hecho ha facilitado el que le adjudiquemos una edad Pleistoceno medio a esta unidad.

Litológicamente está constituida por un conglomerado heterométrico, granosoportado, con muy poca matriz, con cantos angulosos y subredondeados, con granulometría en general decreciente hacia el mar, de litología bética (pizarras, filitas, cuarzo, dolomias, etc.), aunque

lo más característico de estos depósitos es su cementación de tipo fibroso-radial distinguible a simple vista. El análisis petrográfico de esta cementación (BARDAJÍ, 1999) muestra diferentes fases, una inicial, micrítica muy fina, interpretada como correspondiente a un cemento isopaco de ambiente freático dulce o de muy baja salinidad. La segunda fase muestra una empalizada isopaca formada por cristales romboédricos de calcita, interpretados como una cementación en ambiente freático con aumento de salinidad con respecto a la fase inicial, los cristales se encuentran perfectamente conservados y protegidos por un relleno final micrítico rojo. No se observan indicios de exposición subaérea durante el período en el que se produce la cementación.

En general, las superficies de estos sistemas aluviales se encuentran disectadas por los sistemas de ramblas directas que los alimentaban, y en la mayor parte de los casos soportan el desarrollo de calcretas con diferente grado de madurez (horizontes masivos a nodulares). En el borde más septentrional del corredor de Pulpí, en la zona de La Escarihuela, llegan a desarrollarse rasgos de madurez muy acusados con horizontes laminares brechificados (SILVA, 1994) que llegan a alcanzar los estadios de madurez IV y V de la clasificación de MACHETTE (1985). El desarrollo edáfico se ve fundamentalmente favorecido por el encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos y las zonas más proximales adyacentes a éstas se verían ya libres de sedimentación (ALONSO ZARZA *et al*., 1998). En esta zona, en el límite con la Hoja de Puerto Lumbreras (975), los depósitos corresponden a facies más distales y desarrollan hasta cinco secuencias de gravas cementadas separadas por paleosuelos rojos de hasta 0,4 m de potencia, que coronan a techo en una calcreta madura de 0,6-0,7 m de potencia. La presencia de suelos rojos en el interior de esta unidad revela la existencia de unas condiciones climáticas húmedas durante su depósito, mientras que el fin de la sedimentación va acompañado por un tránsito a condiciones de tipo semi-árido (similares a las actuales) que resultan en el desarrollo de calcretas. Estos abanicos se encuentran afectados por la Zona de Falla de Palomares, llegando a presentar basculamientos a contrapendiente, e incluso a formar relieves tectónicos lineales paralelos al frente montañoso, lo que permite observar cómo los diferentes paleosuelos de esta unidad convergen hacia el sustrato en un potente perfil edáfico de más de 2,5-3 m de espesor caracterizado por el desarrollo de un potente (1,8 m) horizonte argílico Btg color rojo violáceo (7,5YR 4/8) con estructura prismática de gran desarrollo vertical, y cutanes arcillosos de grandes dimensiones.



Figura 43. Secuencia de facies distales de abanicos aluviales (Pleistoceno medio) con desarrollo de paleosuelos rojos y costras calcáreas de elevado grado de madurez, a techo. Abanicos aluviales decapitados, relieve tectónico lineal de la Escarihuela–Cabezo del Muro

La posición cronológica de esta unidad, por correlación con unidades anteriores y por el desarrollo edáfico y estado de disección de sus superficies, aunque en un principio atribuida al Pleistoceno inferior, posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio avanzado (SILVA, 1994).

2.5.2. Arenas gruesas, conglomerados y arenas micáceas débilmente cementadas ("Fan-delta" de Cuatro Calas), **(50)**. Pleistoceno inferior

Esta unidad presenta un desarrollo muy puntual dentro de la Hoja, pudiéndose observar únicamente en la zona de Cuatro Calas, al suroeste de la localidad de Águilas, donde el afloramiento de una serie de cuerpos progradantes con estratificación cruzada a gran escala interpretados como los "foresets" de un "fan-delta" tipo Gilbert (DABRIO *et al.*, 1991; BARDAJÍ, 1999). Este sistema deltaico se instala a favor de un surco subsidente de dirección E-W, creado sobre las calcarenitas amarillas del Plioceno superior–Pleistoceno inferior, sobre las que se desarrolla en discordancia. A su vez, sobre estos "foresets" se superponen en discordancia una secuencia de unidades marinas litorales alternando con unidades continentales, que constituyen los "topsets", o unidades de transición del "fan-delta", y que serán descritas como terrazas marinas **(51)**, ya que registran las oscilaciones del nivel del mar a lo largo del Pleistoceno en esta cuenca. Se ha distinguido una serie compleja de unidades sedimentarias, separadas por discordancias erosivas entre sí, y de extensión variable, que nos permiten establecer diferentes fases de progradación deltaica.

La unidad más antigua, está constituida por capas alternantes de calcarenitas bioclásticas, conglomerados y arenas micáceas amarillas débilmente cementadas. En general, en esta unidad se han podido identificar restos de *Ostrea, Pecten, Chlamys, Balanus* y otras especies de someras, así como en algún caso huesos de grandes vertebrados marinos. La distribución espacial de esta unidad indica que se desarrolla preferentemente en las zonas de borde del surco subsidente, pudiéndose observar bien en la desembocadura de la rambla de los Arejos.

Los términos de granulometría más gruesa corresponden a las facies más litorales que se interdigitan con los materiales más finos calcareníticos o arenosos. En la desembocadura de la rambla de Los Arejos, estas capas conglomeráticas alcanzan una potencia de hasta 50 cm, y presentan una laminación cruzada relacionada con la migración de "megaripples" hacia el suroeste. En otros puntos, hacia el norte, estas unidades de granulometría más gruesa presentan una potencia similar (40-80 cm), y laminación cruzada hacia el noroeste o noreste, según sea su localización, rampante sobre la superficie erosiva basal. Ambas estructuras indican una migración hacia tierra de sistemas de "megaripples" según una dirección más o menos paralela al eje del surco subsidente. La alternancia entre sets bioclásticos y siliciclásticos ha sido interpretada como alternancias estacionales con predominio alternativo de descarga fluvial frente a retrabajamiento por parte del oleaje, siempre dentro de medio somero litoral.

Sobre esta unidad inicial se han diferenciado hasta tres unidades diferentes caracterizadas por presentar estratificación cruzada de gran escala, que constituyen en realidad los "foresets"

bien desarrollados del aparato deltaico, progradando de una forma general hacia el E-SE. Donde mejor se observan estas unidades es en la zona de cala Cerrada, en los acantilados que rodean a la playa de La Higuerica. Las diferentes capas que conforman estas unidades presentan una litología que varía entre arenas gruesas y conglomerados correspondientes a sus facies más someras, y arenas amarillas, calcarenitas bioturbadas o incluso arenas finas y limos de color grisaceo, de carácter algo más profundo. La estructura interna de estas capas presenta laminación paralela, y a veces ondulada, presentando en general bioturbación tipo "burrow" tanto vertical como horizontal. Los "foresets" alcanzan alturas de más de 10 m, y las capas que los conforman presentan un espesor de hasta 25-30 cm, y muchas de ellas secuencias granodecrecientes. En general se observa una disminución en el buzamiento de los "foresets", que puede pasar de 20º-25º en la parte media alta, a 15º-10º en la parte más baja. Ocasionalmente también se han podido reconocer unidades que se adaptan a la superficie erosiva basal, con laminación interna de hasta 20º-25º con respecto a dicha superficie, y a contrapendiente ("backsets").



Figura 44. "Foresets" del "fan-delta" tipo Guilbert de Cuatro Calas (Pleistoceno inferior), donde se observan los "topsets" constituidos por una alternancia de episodios marinos y continentales del Pleistoceno medio. Cuatro Calas, Playa de la Higuerica

2.5.3. Bloques y gravas redondeados, con arenas, fuertemente cementados con restos de macrofauna marina fósil, (terrazas marinas), **(51)**. Pleistoceno inferior y medio

Al sur de la localidad de Águilas, se desarrolla una de las secuencias más completas de episodios marinos y continentales de la Región de Murcia, que nos permite establecer los cambios del nivel del mar registrados en esta cuenca a lo largo del Pleistoceno inferior y medio. Esta unidad ha sido parcialmente definida (DABRIO *et al.*, 1991; BARDAJÍ 1999) como la Unidad correspondiente a la zona de transición del "fan-delta" tipo *Gilbert* de Cuatro Calas (*topsets*) y se desarrolla siempre en discordancia erosiva sobre los "foresets" de dicho "fan-delta" o sobre las calcarenitas amarillas plio-pleistocenas.

La secuencia más completa se desarrolla entre la localidad de Águilas y Cuatro Calas, coronando los relieves que se distribuyen a lo largo de este sector litoral, extendiéndose hacia el interior hasta el Cabezo Alto (+78m). Se distinguen distintas unidades que representan diferentes ambientes tanto subaéreos como sublitorales, correspondientes en términos generales a las zonas de transición desarrolladas en la desembocadura de ramblas y sistemas litorales.



Figura 45. Terrazas marinas del Pleistoceno medio coronando los relieves de Cuatro Calas

La secuencia completa consta de 14 unidades marinas alternando, aunque no siempre, con episodios de carácter continental, con una tendencia general de progradación hacia el E-SE. Las características y dispositivo geomorfológico entre las diferentes unidades marinas (ver

Capítulo de Geomorfología), han hecho que se relacionen con 8 episodios marinos (períodos interglaciares con nivel del mar alto) alguno de los cuales registra más de un "highstand" (BARDAJÍ *et al*., 2001).

En general, los episodios de carácter litoral están constituidos por secuencias granodecrecientes que presentan a su base unos conglomerados muy cementados, con cantos muy bien redondeados (ø 15-20 cm hasta 50 cm), bien seleccionados, con perforaciones de litófagos y entre cuya litología predominan la cuarcita, y las dolomias negras, con micaesquistos en menor proporción. Hacia techo suelen pasar a arenas gruesas y conglomerados finos (ø 2-3 cm) bien seleccionados compuestos en su mayoría por cuarzo blanco y cuarcita. Ocasionalmente presentan laminación paralela inclinada hacia el mar, o laminación oblicua en surco. Estas unidades han sido interpretadas como playas de gravas o depósitos de desembocadura de rambla retrabajados por el oleaje.

En la zona de cala Mijo, uno de estos episodios, ligeramente encajado en el anterior, presenta unas características sedimentarias-litológicas muy diferentes a las del resto de los episodios marinos. En su zona más interna está constituido por limos y margas blancuzco-amarillentos, con laminación onduladas, interpretado como depósitos de "lagoon", que hacia el mar pasa a arenas finas y medias, con laminación paralela inclinada hacia el mar ("foreshore") o laminación oblicua típica de estructura dunar. Estas características sedimentarias permiten interpretar esta unidad como una unidad de transición duna-playa-"lagoon".

Las unidades continentales presentan una distribución más irregular caracterizándose por su carácter erosivo sobre las unidades marinas subyacentes, y su color rojo oscuro. Estas unidades suelen estar formadas por cantos angulosos, irregulares entre cuya litología predominan los micaesquistos, filitas y dolomias dentro de una matriz arenosa gruesa, aunque por lo general son depósitos granosoportados. Ocasionalmente se han podido diferenciar facies de relleno de canal, constituidas por cantos angulosos predominantemente planos, lo que favorece su imbricación, y cuya dirección de flujo deducida tanto a partir de la dirección de los paleocanales como de la imbricación de los cantos, apunta hacia el E-SE. También se han diferenciado facies tabulares de grano fino, color rojizo y paleosuelos con desarrollo de raíces, (DABRIO, *et al.,* 1991; BARDAJÍ, 1999). Localmente, estos episodios continentales presentan un mayor desarrollo como es el caso de los depósitos conglomeráticos rojos que afloran en los acantilados, entre la playa de la Higuerica y la de Calarreona, que con una marcada base erosiva llegan a alcanzar una potencia de casi 5 m. En este punto, esta unidad continental corresponde a las facies de canal y está formada por un conglomerado masivo polimodal, con cantos de hasta 15-20 cm, de litología predominantemente procedente del sustrato metamórfico bético (micaesquistos, dolomias, cuarcitas).

Estos depósitos de carácter continental se continúan lateralmente en los relieves que se disponen en el extremo opuesto de Calarreona, donde alcanzan una potencia de más de 3 m, y presentan facies distales, de menor energía, caracterizadas por una secuencia granocreciente

con limos rojizos en su base que a techo se hace más arenosa, con niveles de gravas y cantos. La secuencia presenta laminación paralela o cruzada de bajo ángulo.

2.5.4. Gravas y arenas; limos pardos con niveles de gravas cementados (glacis de acumulación, depósitos de piedemonte), **(52)**. Pleistoceno medio a Holoceno

Dentro de esta unidad se han cartografiado dos tipos de depósitos, con significado genético ligeramente diferente: depósitos de piedemonte y glacis s.s.

Los depósitos de piedemonte constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, desarrollados al pie de los relieves de las Sierras del Carrasquilla, del Aguilón y Cuerda de las Palomas, los cuales configuran el frente montañoso que limita el corredor de Los Arejos por el oeste, y asociados a la ladera norte de la Sierra de Almagro. Estos relieves caracterizados por el afloramiento de materiales nevado-filábrides y alpujárrides, presentan una alta vulnerabilidad ante la erosión, generando una importante cantidad de sedimentos, que se depositan al pie de los mismos como consecuencia de una doble acción entre la gravedad y la arroyada.

Sus depósitos están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz areno-arcillosa. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar tamaños de más de 1 m, en general en con fábricas muy masivas. Estos depósitos pueden presentar una estructuración interna muy grosera en bancos de más de 2 m de potencia, muy verticalizados, con buzamientos superiores a 40º, que van amortiguándose hacia la base donde son comunes las superficies deposicionales con pendiente en torno a los 20°. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700 m de los relieves marginales que las alimentan. Se han distinguido dos generaciones diferentes, correspondientes al Pleistoceno medio la más antigua y al Pleistoceno superior-Holoceno la más reciente, por correlación con los abanicos aluviales con los que son parcialmente coetáneos.

Los depósitos que corresponden a glacis, están constituidos por depósitos de suave pendiente que se desarrollan en la vertiente occidental del Aguilón, hacia la depresión de Pulpí. Este tipo de unidades presenta menor pendiente que los depósitos de piedemonte, y son por lo general arenas medianamente seleccionadas, con matriz limosa y niveles de gravas con estratificación planar a gran escala, lo que indica una mayor influencia de las aguas de arroyada, frente a los procesos gravitacionales.

2.5.5. Gravas y arenas débilmente cementadas, (Abanicos aluviales), **(53)**. Pleistoceno medio-terminal–Pleistoceno superior

La distribución de los abanicos correspondientes a esta segunda fase deposicional difiere mucho en función del sector donde nos encontremos, ya que cada cuenca sedimentaria ha evolucionado de manera diferente. En este sentido, es en el corredor de Pulpí donde mejor se registra y observa esta fase deposicional, ya que en el resto de los frentes montañosos, la distribución es bastante irregular. El dispositivo geomorfológico y los rasgos edáficos nos

permiten asimilarlos por correlación regional a los abanicos de la segunda fase deposicional definida en el corredor del Guadalentín por SILVA (1994). En general esta segunda fase deposicional viene marcada por una importante discordancia angular sintectónica en las zonas proximales de la mayoría de las ramblas, y se desarrolla como consecuencia de procesos de agradación proximal y "backfilling".

Esta fase registra varios episodios deposicionales mayores, cada uno de ellos con secuencias granodecrecientes, marcadas por una tendencia evolutiva vertical hacia un cambio progresivo de facies de gravas masivas ("debris flow") en la base, hasta facies de gravas con laminación paralela con intercalaciones de arenas bien organizadas (depósitos canalizados) hacia techo, donde es característico la presencia de niveles de gravas imbricadas y arenas laminadas muy ordenadas (depósitos de tipo "sheet flow").

Los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional conforman un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en "onlap" condicionado por la discordancia progresiva, que culmina en un episodio de "backfilling" generalizado, (SILVA 1994). Regionalmente, este episodio refleja el cese de una actividad tectónica importante, permitiendo el retroceso de la sedimentación que acaba por rellenar las diferentes irregularidades existentes en los relieves marginales, fosilizando las zonas de falla.

En cuanto a la edad de esta fase deposicional los diferentes autores que han estudiado los sistemas de abanicos aluviales de la Región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA *et al*., 1992a; 1992b; SILVA, 1994; SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al*., 1989), acuerdan que estos depósitos tuvieron lugar durante el Pleistoceno medio, pero se prolongaron durante el Pleistoceno superior, hasta seguramente el fin del último interglaciar (OIS 5). En concreto entre 120 y 90 ka BP se produce una importante actividad sedimentaria en sistemas aluviales y fluviales de la Península Ibérica (MACKLIN *et al*., 2002).

2.5.6. Limos, arcillas con gravas, cantos y bloques, (coluviones y depósitos de piedemonte), **(54)**. Pleistoceno medio-terminal a Holoceno

Presentan una litología variable en función del sustrato a partir del cual se forman. Aparecen asociados a las vertientes de elevada pendiente de las diferentes sierras que independizan las cuencas sedimentarias en esta Hoja, principalmente las Sierras del Pozo y de la Carrasquilla, así como en las vertientes que limitan el corredor de Los Arejos. En todos los casos representan formaciones formadas por cantos heterométricos, empastados en una matriz arcillosa de diferente desarrollo según las zonas y con grado de cementación también variable.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente, estas formaciones se han asignado al Pleistoceno medio-superior–Holoceno, aunque su máximo desarrollo debe coincidir con el paso del Último Máximo Glacial, y la correspondiente "deglaciación", al presente Interglacial. Aunque en la zona de Murcia no se poseen datos, depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársti-

cos en Alicante, indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final "más fría" del Pleistoceno superior acompañada de un aparente deterioro climático en niveles con industria atribuible al Musteriense y Magdaleniense (MONTES, 1985; CARRION, 1992; CARRION *et al.,* 1995). En concreto tanto MACKLIN *et al.* (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los ca 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

2.5.7. Conglomerados y arenas con *Strombus bubonius* (playas fósiles), **(55)**. Pleistoceno medio-superior

El *Strombus bubonius* constituye el principal representante de la denominada fauna cálida senegalesa, indicadora de aguas cálidas, y que ausente en el Mediterráneo actual, sobrevive en las costas tropicales de África. Tanto este gasterópodo fósil como su fauna acompañante (*Hyotissa hyotis*, *Cantharus viverratus*, *Conus testudinarius, Cymatium dolarium, Patella safinana, Brachidontes senegalensis* etc), aparecen por primera vez en el Mediterráneo en el Pleistoceno medio (OIS "Oxygen Isotopic Stage" 11- OIS 9), aunque su registro queda restringido a las Islas Baleares (ZAZO *et al*., 2003; 2004), siendo durante el siguiente período interglaciar (OIS 7a, 180 ka) cuando aparece de forma más generalizada en todo el litoral peninsular, aunque con escaso número de ejemplares y prácticamente ausente la fauna cálida acompañante (ZAZO *et al*., 2004). Esta primera unidad con *Strombus bubonius*, ha sido descrita y datada en los litorales de Almería, Murcia y Alicante (GOY *et al*., 1986; HILLAIRE-MARCEL, *et al*., 1986; GOY *et al*., 1993; CAUSSE *et al*., 1993), siendo inicialmente denominada Tirreniense I, siguiendo la definición original de ISSEL (1914). No obstante la máxima expansión en todo el Mediterráneo tanto del *Strombus bubonius* como de su fauna cálida acompañante, tiene lugar ya en el Pleistoceno superior, durante el Último Interglaciar (OIS 5), lo que indica la existencia de unas condiciones climáticas más cálidas que en la actualidad. En lo que respecta al litoral mediterráneo español, se han llegado a diferenciar hasta cinco niveles diferentes con *S. bubonius*, indicadores de sendas altas posiciones del nivel del mar (HILLAIRE MARCEL *et al*., 1996; GOY *et al*., 1997; ZAZO *et al*., 2003), tres de ellas correspondientes al OIS 5e (Campo de Tiro, Mallorca; y La Marina, Alicante) y las dos más recientes correspondientes bien al OIS 5c o bien al 5a.

La mejor secuencia de episodios marinos con *Strombus bubonius* de la Hoja se desarrolla entre El Pozo del Esparto y San Juan de Terreros, a lo largo de la playa La Entrevista. En este sector la existencia de una falla-flexura de dirección N20º-30ºE, prolongación hacia el sur del sistema de Los Arejos, favorece el desarrollo de tres unidades marinas con *Strombus bubonius* que pueden seguirse más de 1km paralelamente a la línea de costa. El más antiguo de ellos alcanza los +7m sobre el nivel actual del mar, y está formado por un conglomerado, poco cementado, con abundante matriz limoso-arcillosa rosada, cantos dispersos de cuarzo blanco (ø 1-2cm) muy redondeados y abundantes *Strombus bubonius* de gran tamaño. Sus características sedimentológicas nos permiten interpretar este depósito como correspondiente a la zona de *backshore* o parte alta de la playa. Las dataciones realizadas sobre *Strombus bubonius* contenidos en este depósito (CAUSSE *et al.,* 1993; GOY *et al.,* 1993), han dado una

edad de alrededor de 180 ka, lo que permite correlacionarlo con el OIS 7 (Pleistoceno medio terminal). Análisis de isótopos estables ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) realizados sobre *Strombus* de este nivel (GONZÁLEZ-DELGADO *et al.,* 2000), parecen sugerir importantes variaciones estacionales en la salinidad, así como una cierta influencia de aguas continentales, lo que unido al hecho de que este depósito se encuentre cerca de la desembocadura de una rambla, podría interpretarse como una variación estacional en el funcionamiento de la rambla, y por lo tanto en el régimen pluviométrico.

Hay que mencionar también un cordón litoral que se puede observar en el Pozo del Esparto, al pie de la carretera que une esta localidad con Palomares, cuyo crecimiento favoreció el aislamiento de un pequeño "lagoon", hoy en día colmatado. Este cordón litoral está formado por niveles laminares de arenas finas, arenas gruesas y gravas, con intercalaciones de niveles de granulometría más fina, de limos y arcillas negros. Presenta una elevada concentración de *Strombus bubonius* y un característico color negruzco determinado por la litología del sustrato bético en esta zona.

Los episodios más recientes se encajan en este primero a favor de la falla-flexura antes mencionada. El segundo episodio marino con *Strombus bubonius* está constituido por un conglomerado con cantos de cuarzo de pequeño diámetro (ø 2-3cm), de color gris, muy cementado, que alcanza una altura máxima de +4 m sobre el nivel actual del mar. Un tercer episodio (+3m s.n.a.m.) con escasos *Strombus bubonius*, se solapa a éste, y está constituido por un conglomerado de cantos heterométricos y angulosos, con abundante matriz arcillosa roja, cuyo tamaño de grano aumenta según nos acercamos a la desembocadura de la rambla situada en el extremo norte de la playa. Aunque estos dos últimos episodios no han sido datados, la similitud de facies con otros puntos de la Península, permite asociar este último episodio con el final del OIS 5e. En este momento se registra de forma generalizada en este sector del Mediterráneo occidental (BARDAJÍ *et al*., 2009) un deterioro climático marcado por un mayor contenido en matriz arcillosa en los episodios marinos, relacionado con un mayor grado de escorrentía superficial (aumento de precipitaciones) o un aumento en la influencia de tormentas, evidenciado por depósitos litorales de mayor energía.

El último episodio marino de esta secuencia, es un nivel arenosos, de color gris oscuro, cementado, con algún canto disperso cuyo tamaño también aumenta hacia el norte, y bajo contenido en fauna, habiéndose identificado fundamentalmente *Arca* sp. La falta de dataciones no permite asignarle una edad concreta, pudiendo corresponder al OIS 5c/5a o al Holoceno.

En la bahía de Terreros, se situaba uno de los afloramientos "clásicos" de depósitos marinos con *Strombus bubonius*, que en la actualidad es muy difícil de observar debido a la reestructuración urbanística que ha sufrido todo este tramo costero. Cerrando las antiguas salinas de Terreros, se desarrollaba un sistema de duna–playa, con abundantes *Strombus* (+0,5 – 1m), datado inicialmente por STEARNS & THURBER (1965) que le atribuyeron una edad de 85±5 ka (OIS 5a). Más tarde, HEARTY *et al.,* (1986, 1987) en base a la racemización de aminoácidos, correlacionan este nivel con el OIS 5e. Dataciones posteriores (CAUSSE *et al.,* 1993; GOY *et*

al., 1993) no han dado muestras de fiabilidad al presentar fijación secundaria de Uranio, lo que produce un efecto de rejuvenecimiento en las muestras. Estos últimos autores, por criterios de correlación geomorfológica regional, por las características litológicas y por su altura relativa sobre el nivel actual del mar, correlacionaron este depósitos con el OIS 5c. Estudios comparativos más recientes (ZAZO *et al.,* 2003; BARDAJÍ *et al*., 2009) sobre los depósitos litorales correspondientes al OIS 5 en el litoral español, permiten sugerir que estos depósitos podrían correlacionarse con el pico más reciente del OIS 5e (ca. 117 ka). No obstante, a falta de dataciones fiables y precisas, cualquier asignación cronológica no deja de ser tentativa.

Al sur de la localidad de Águilas, en la playa del Matalentisco, se desarrolla un depósito conglomerático de alta energía, con cantos angulosos y heterométricos de hasta 20 cm de diámetro, con abundantes *Strombus bubonius*, y emplastado en una matriz arcillosa roja, que alcanza un altura de +0,5 – 1m sobre el nivel actual del mar. Este depósito ha sido correlacionado (BARDAJI *et al*., 2009) con el pico más reciente del OIS 5e, momento en el que se registra en general en el Mediterráneo occidental, un cambio hacia condiciones de mayor energía, ya sea por funcionamiento de ramblas, como es el caso de este depósito, o por mayor influencia de temporales.



Figura 46. Episodio marino conglomerático, fuertemente cementado, correspondiente al Último Interglaciar, con abundantes *Strombus bubonius*. Playa del Matalentisco

El último depósitos de playa con *Strombus bubonius* registrado en esta Hoja, corresponde al que forma el istmo cementado que se desarrolla frente a la isla del Fraile (noreste de Águilas). En este punto se observa un depósito de cantos subredondeados, que rellenan cubetas excavadas sobre el sustrato bético, y que contiene numerosos ejemplares de dicho gasterópodo. Las características litológicas de las dunas asociadas a este depósito (dunas oolíticas) permiten asignar una edad correspondiente al primer pico del OIS 5e a este depósito (aprox. 136 ka).

2.5.8. *Arcillas y limos con niveles de materia orgánica y sales (Depósitos de "lagoon" colmatado),* **(56)**. *Pleistoceno superior-Holoceno*

El desarrollo de los sistemas dunares durante el último período interglacial, permitió el cierre progresivo de la zona de las antiguas salinas de Terreros, hoy en día desecadas con fines urbanísticos. El relleno de este antiguo "lagoon", está constituido por materiales dominantemente finos, como son limos y arcillas, característicos de aguas tranquilas con mínima energía, de colores oscuros, negruzcos, condicionados por su contenido en materia orgánica, y un elevado contenido en sales.

2.5.9. *Arenas y arenas oolíticas fuertemente cementadas (Dunas fósiles),* **(57)**. *Pleistoceno superior-Holoceno*

Esta unidad se distribuye de una forma muy irregular a lo largo de la línea de costa. Se han podido identificar algunos afloramientos de reducido tamaño lo que dificulta su expresión cartográfica. También el algún caso, la elevada presión urbanística de algún sector concreto del litoral ha hecho que alguno de estos afloramientos desaparezca. No obstante, dado el interés de este tipo de depósitos en las reconstrucciones paleoambientales del último período intergalciar, pasaremos a describirlos brevemente.

A lo largo de la línea de costa se han podido identificar dunas fósiles (cuarzosas u oolíticas) en lo siguientes puntos: playa de Terreros (duna cuarzosa, destruida en la actualidad); San Juan de Terreros (duna oolítica rampante); cala Taray (duna oolítica); El Hornillo (duna oolítica, destruida en la actualidad); istmo de isla del Fraile (duna oolítica y duna cuarzosa). Este tipo de unidades se desarrollaron ampliamente durante el OIS 5 en el litoral peninsular, entre Almería y Alicante, siendo las dunas oolíticas características del pico más antiguo y cálido del OIS 5e, y las dunas cuarzosas posteriores, probablemente correspondientes a un "highstand" más reciente del mismo (ZAZO *et al*., 2003; BARDAJÍ *et al*., 2008). Para que se desarrollen oolitos es necesario que tengamos una plataforma litoral somera, cálida y extensa, agua supersaturada en $CaCO_3$ y una agitación persistente por mareas o por oleaje. Ejemplos de formación actual de oolitos son las Bahamas o el Golfo de Gabes (Túnez). Los oolitos del último interglaciar son por lo general pequeños (0,25-2 mm), redondos, con formas muy regulares y con capas concéntricas de láminas de aragonito dispuestas tangencialmente. El espesor del cortex oolítico en relación con el núcleo, varía dependiendo de la localidad, llegando en algunos casos a considerarse "coated grains" en lugar de verdaderos oolitos (MONTENAT, 1973).

2.5.10. Gravas, arenas y arcillas sin cementar (Abanicos aluviales), **(58** y **59).** Pleistoceno superior terminal-Holoceno

El desarrollo de esta fase deposicional marca un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales marginales, ya que los abanicos pertenecientes a esta fase se encuentran por lo general encajados en los abanicos desarrollados durante las dos fases anteriores. No obstante el desarrollo de estos abanicos no es homogéneo en toda el área que abarca la Hoja, ya que en los frentes montañosos de la Sierra de Enmedio, se pueden diferenciar dos generaciones diferentes, mientras que en el resto de los frentes montañosos de esta Hoja, tan solo se ha diferenciado una. En la Sierra de Enmedio, la primera generación diferenciada, aunque encajada en los abanicos aluviales más antiguos **(53)** se desarrolla según un dispositivo de agradación y encajamiento proximal, mientras que la segunda muestra el típico desarrollo de esta tercera fase deposicional con agradación distal y encajamiento proximal. En el frente montañoso de Almenara no se han diferenciado estas dos generaciones, sino que todos los abanicos que constituyen esta tercera fase deposicional se engloban en la misma generación.

En general, esta fase está caracterizada por disección proximal, encajamiento de los canales alimentadores en las superficies pertenecientes a las fases anteriores, formación de trincheras de cabecera y migración de la sedimentación hacia las zonas centrales de la depresión. Durante esta fase, la sedimentación, dominada por un estilo de agradación distal en "offlap", imprime un carácter progradante a sus depósitos llegándose a diferenciar diferentes episodios deposicionales progradantes (dispositivos telescópicos) sobre los que en último término terminan progradando los lóbulos distales activos relacionados con inundaciones históricas y/o modernas.

Estos episodios de abanicos, se encajan distalmente unos en otros a partir de sucesivos puntos de intersección adoptando un dispositivo de agradación distal en "offlap" (SILVA *et al*., 1992a; 1992b).

Aunque no existen datos concretos en esta Hoja, la edad de estos abanicos puede establecerse mediante correlación con depósitos similares en cuencas sedimentarias cercanas. Cronológicamente abarcarían desde el comienzo del último periodo glacial y la correspondiente deglaciación (OIS 4, 3 y 2) hasta el presente interglaciar (OIS 1), para los abanicos más recientes. Dataciones de C^{14} (MARTÍNEZ DÍAZ *et al*., 2000; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001), realizadas en terrazas depositadas en las trincheras de abanico que disectan las superficies de la segunda fase deposicional en la rambla de Colmenar (Hoja de Lorca (953)), dan una edad anterior a los 16.400 $\pm$ 270 años BP a su depósito. MACKLIN *et al.* (2002) indican que en la zona mediterránea se han registrado un total de al menos 10 episodios de aluvionamiento durante los últimos ca. 75 ka. En la Península Ibérica e Islas Baleares los más importantes de ellos se producen al final del Estadio Isotópico 2, abarcando el Último Máximo Glaciar y la deglaciación (aprox. últimos 30 ka.) con máximos post-glaciares en ca. 19-16 y 11-13 ka BP, edad que puede asignarse al fin de la elaboración de las extensas superficies del primer epi-

sodio deposicional de esta fase. En la Hoja de Lorca (953), los depósitos correspondientes al segundo episodio deposicional de esta fase pasan lateralmente a depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca de los cuales se posee numerosa información cronológica (CALMEL-AVILA, 1999, 2000; 2002; SILVA *et al.,* 2008), asignando una edad Pleistoceno superior – Holoceno para este segundo episodio deposicional, que abarcaría desde el comienzo del periodo de la deglaciación hasta el óptimo climático Holoceno (6.500–6.700 años BP; ZAZO *et al*., 1993), como han confirmado recientes dataciones C^{14} realizadas en las proximidades de Lorca (SILVA *et al*., 2008).

2.5.11. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos. (Canales abandonados y depósitos de fondo de valle), **(60)**. Pleistoceno superior terminal-Holoceno

Se incluyen en este epígrafe tanto los depósitos asociados a canales de desbordamiento actualmente abandonados sobre las superficies aluviales, como los que aparecen rellenando el fondo de valles planos en el interior de las depresiones. En general no concentran el flujo principal de la escorrentía, y cuando lo hacen, su funcionamiento se encuentra restringido a los períodos de lluvias torrenciales extraordinarias. Muchos de ellos forman parte de la red de drenaje que alimenta las ramblas principales, a las cuales desembocan, pero en estos casos se encuentran ligeramente colgados respecto a su cauce.

Los canales abandonados presentes en la Hoja, se han generado fundamentalmente por la incisión de las ramblas principales en la zona axial de los abanicos, dejando estos antiguos sistemas distributarios colgados (3-5 m) y abandonados respecto a los cauces actuales. Están constituidos por depósitos finos, limos pardos con intercalaciones de niveles arenosos y pasadas de gravillas, que pueden incluir cantos poco redondeados, y a veces bloques de considerable tamaño (> 1m∅) que denotan su origen fluvio-torrencial, fundamentalmente en los antiguos canales distributarios abandonados. Estos bloques pueden incluso encontrarse sobresaliendo, sobre los antiguos fondos de valle, como elementos relictos, hecho que ocurre en el interior de la Sierra de Almenara. Su naturaleza litológica varía según el área fuente. Los fondos de valle colgado pueden aparecer ligeramente encostrados, funcionando como elemento protector contra la erosión, que da lugar a resaltes en los escalones de erosión remontante donde terminan estos depósitos.

En algún caso concreto, como es el fondo de valle colgado entre las Sierras de Los Pinos y La Culebra, se trata de un antiguo valle desconectado en la actualidad tanto de su cabecera como de su salida a la depresión. Este depósito consiste un conglomerado de bolos y grandes bloques de calizas, dolomias y material metamórfico procedente del sustrato bético, muy encostrado en superficie, que representa un valle de dirección ENE-WSW, previo a la configuración actual del relieve caracterizada en general por una tendencia N-S en el drenaje.

2.5.12. Gravas y arenas sueltas, con niveles de arcilla. (Terrazas fluviales de rambla), **(61)**. Pleistoceno superior terminal-Holoceno

No constituyen formaciones extensamente desarrolladas en la Hoja, pudiéndose diferenciar, no obstante, dos ámbitos con desigual desarrollo de terrazas. Por un lado el sector Águilas Los Arejos, en donde el sistema fluvial se caracteriza por ramblas de corto recorrido y carácter torrencial, con un nivel de base muy dinámico y cercano, todo lo cual dificulta el desarrollo de terrazas, tanto en número como en extensión superficial. Por el contrario, en el sector más occidental de la Hoja, en el corredor de Pulpí Guazamara, las ramblas además de ser de mucho mayor recorrido, presentan una neta tendencia al encajamiento debido a la erosión remontante y progresiva captura de las amplias zonas endorreicas desarrolladas en la Hoja de Puerto Lumbreras (975). Las ramblas de Guazamara y del Pinar-Canalejas, que drenan todo este sector occidental de la Hoja, desde Las Norias hasta su desembocadura en la rambla de Almanzora, ya en la Hoja de Garrucha (1015), son las que presentan un mayor desarrollo de terrazas fluviales asociadas.

Se han podido distinguir tres niveles de terrazas en función de su altimetría relativa respecto a los cauces actuales, cuyas edades relativas se distribuyen entre el Pleistoceno superior terminal y el Holoceno, aunque por su reducida extensión y por tanto baja expresión cartográfica, se han representado todas como la misma unidad. A nivel genérico las más antiguas se presentan a cotas relativas comprendidas entre los +10-6 m, la siguiente unidad entre +6-4 m y por último las más recientes a +3-2 m. Su litología está constituida por gravas y arenas en facies fluvio-torrenciales, que incluyen bloques de tamaño métrico similar al de las ramblas actuales. Sus depósitos pueden alcanzar potencias de cerca de 2-3 m, aunque por lo general no suelen sobrepasar los 1,5 m de espesor.

2.5.13. Arcillas y limos arenosos con niveles de materia orgánica (playa de abanicos aluviales), **(62)**. Holoceno-actualidad

Se han agrupado en este epígrafe depósitos de "playa-lake" de diferentes características, entre los que se encuentran los denominados "salares" o "humedales salinos" y "sag-ponds" o "lagunas de falla". Los más significativos y de mayor desarrollo cartográfico son los primeros, que ocupan toda la zona axial de la depresión de Pulpí, sobre los que progradan los depósitos de abanicos y bajadas activas **(62)**. Se encuentran en continuidad geomorfológica y estratigráfica con estos depósitos aluviales y están constituidos por depósitos de limos, con pasadas de arcillas, que en algunos casos pueden presentar niveles de 1 a 2 cm de espesor de yesos laminares, así como yesos lenticulares de escala centi- y milimétrica. En algunos casos también se observan niveles con mayor contenido en materia orgánica, no obstante los cortes son muy escasos y de poca calidad.

Por otro lado los depósitos correspondientes a "sags-ponds" o lagunas de falla solo se desarrollan en el sector septentrional del corredor de Pulpí, continuándose en la Hoja de Puerto Lumbreras (975). En este caso, están relacionados con los relieves tectónicos lineales de La

Escarihuela que obturaron el drenaje de los sistemas de rambla procedentes de la Sierra de Almenara. Aunque han tenido que ser activos desde al menos el Pleistoceno medio-superior, sobre sus superficies colmatadas actuales prograban los sistemas de bajadas aluviales activas históricas **(62)**. No existen cortes actuales para estos depósitos, pero como en otras Hojas de la depresión (Lorca y Totana) corresponderían a depósitos de tipo "palustre" formados por limos arcillosos en los que es frecuente la intercalación de niveles de arenas e incluso de gravillas y gravas muy poco rodadas.

2.5.14. Limos, arenas y gravas dispersas (Abanicos y bajadas de abanicos aluviales activos), **(63)**

Estas formaciones superficiales se desarrollan a partir de los puntos de intersección más distales ubicados en los abanicos del Pleistoceno superior-Holoceno **(58)** con los que se desarrollan en continuidad sedimentaria. Como se ha comentado anteriormente poseen un dispositivo sedimentario de agradación distal en "offlap" al igual que los de la 3ª fase deposicional y sus características litológicas y sedimentológicas son similares a las de estos depósitos. Aunque en la presente Hoja, su entidad cartográfica no es tan señalada como por ejemplo en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), se han incluido aquí sobre todo por su marcado significado dinámico, fundamentalmente en el corredor de Pulpí y en las cercanías de Águilas, donde su desarrollo está directamente relacionado con los episodios de inundaciones extraordinarias históricas y actuales sufridas en estos puntos.

2.5.15. Bloques, gravas y arenas (Deltas de rambla activos), **(64)**. Actual

Esta unidad sedimentaria se desarrolla únicamente en la desembocadura de la rambla de Los Arejos, en Cala Taray, al sur de Águilas. Este delta esta constituido mayoritariamente por bloques y bolos, muy redondeados, típicos de los momentos de máxima energía asociados al funcionamiento torrencial con carácter extraordinario de las ramblas en todo el sureste peninsular. Las largas fases de inactividad de la rambla propician el retrabajamiento de estos materiales por parte del oleaje y la incorporación de materiales más finos como gravas y arenas, procedentes de la dinámica litoral. La localización de esta desembocadura de rambla, aguas abajo de la deriva litoral, protegida por los relieves de Cuatro Calas, unido al gran tamaño de los depósitos que caracterizan estos sedimentos, ha favorecido el desarrollo y preservación del delta.

2.5.16. Bloques, gravas y arenas (fondos de rambla y barras activas), **(65)**. Actual

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de las ramblas que drenan la Hoja, caracterizadas por su dinámica torrencial e independientemente de la inactividad de estos sistemas fluviales durante largos períodos de tiempo, ya que todos ellos se activan durante los episodios de riada que afectan a esta zona (CONESA GARCÍA, 1995, LÓPEZ BERMÚDEZ *et al.,* 2002). En la Cuenca de Águilas s.s, las ramblas son de corto recorrido y drenan directamente al mar, las principales son las de Los Arejos, Charcón – Cañarete, Peñaranda y Las Culebras. En el corredor de Pulpí, estos sistemas torrenciales se encuentran mucho más jerarquizados, con

importantes sistemas de ramblas, de largo recorrido, que van convergiendo sucesivamente hasta unirse a la rambla de Almanzora, ya en la Hoja de Garrucha (1015), de cuya cuenca de drenaje forman parte. En general los depósitos asociados a los lechos de estas ramblas, consisten en una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas, que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Un estudio bastante completo acerca de la morfología y dinámica de las barras de rambla en el sureste Peninsular, en concreto en el Campo de Cartagena, puede encontrarse en CONESA GARCIA (1987). Las más frecuentes son las barras longitudinales que se disponen en el centro de los lechos subdividiendo y multiplicando el número de canales (funcionales o no) en el interior de las ramblas, constituyendo acumulaciones efímeras muy dinámicas que cambian de morfología y ubicación tras cada episodio de crecida.

En algún caso los propios fondos de rambla aparecen cementados generándose escalones de erosión remontante de varios metros de desnivel, como por ejemplo es el caso de la rambla del Charcón, a su salida del relieve que separa el corredor de Los Arejos de la Cuenca de Águilas.

2.5.17. Arenas y gravas sin cementar (playas actuales), **(66)**. Actual

A lo largo de los casi 25 km de costa con los que cuenta la Hoja, se distribuyen numerosas playas y calas, de diferentes dimensiones y características sedimentarias, en función de su situación, y de la naturaleza litológica de los acantilados fuente de sedimento. A lo largo de la costa que separa Águilas de Calabardina, se desarrollan pequeñas playas o calas ("pocket beaches") de gravas y arenas gruesas, incluso bolos, grises, condicionados por la litología alpujárride de los acantilados de los que se alimentan. Tan solo se desarrollan playas de arenas doradas en la bahía del Hornillo, donde estas arenas proceden de la erosión de los depósitos del último interglaciar del istmo de la isla del Fraile, transportadas posteriormente por la deriva litoral hacia el O-SO.

En la localidad de Águilas, tanto en la playa de Poniente como en la de Levante, las playas se encuentran muy afectadas por la acción antrópica, (ver Capítulo de Procesos Activos), y en general están formadas por arenas grises. Ya en la zona de la Casica Verde o la playa de Matalentisco, la situación se encuentra más normalizada, desarrollándose playas de granulometría gruesa condicionada por la cercana desembocadura de la rambla del Cañarete. A partir de este punto hacia el suroeste, se desarrollan innumerables playas de reducida extensión (la más larga es la de Terreros, y apenas llega a 1km de longitud) compuestas generalmente por arenas doradas y finas, procedentes de la erosión de las calcarenitas amarillas Pliocenas que afloran a lo largo de los acantilados de los que se alimentan. Tan solo en algún punto, como es cala Taray, la desembocadura de la rambla de los Arejos condiciona una mayor granulometría a sus sedimentos, con predominio de bolos y gravas asociados a su desembocadura.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Uno de los principales elementos morfológicos que caracterizan el relieve del sureste Peninsular, es la sucesión de sierras que con patrón arqueado conforman el denominado Arco de Águilas (GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al*., 1989), el cual sigue una dirección NNE-SSO en su tramo más meridional (Sierra Almagrera, Sierra de la Carrasquilla), curvándose progresivamente (Sierra de Almenara), hasta orientarse prácticamente E-O, en su tramo más septentrional (Sierra del Algarrobo, Sierra de Cartagena). Los relieves que constituyen estas sierras están fundamentalmente labrados sobre los materiales metamórficos de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride, siendo muy escasos los afloramientos del Complejo Maláguide en todo el Arco.

Todo este sistema de relieves y depresiones tiene un claro origen tectónico y se articula a favor de los sistemas de fallas sinestrales más importantes de las Béticas Orientales, las fallas de Lorca-Alhama y de Palomares (BOUSQUET, 1979), así como los desgarres sinestrales incorporados en la macro-estructura tectónica del Arco de Águilas (LAROUZIÈRE *et al.,* 1988; SILVA *et al.,* 1993).

Las direcciones de estos sistemas de fracturas varían desde N-S hasta N90-120E, las cuales no solo delimitan dicho Arco, sino que también son las responsables de la creación de las diferentes cuencas sedimentarias, neógenas y cuaternarias, que se distribuyen a lo largo de todo este sector. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (mayores de 500 m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son uno de los elementos geomorfológicos mas característicos de esta zona del sureste Peninsular (SILVA *et al*., 2003b).

En detalle, la Hoja de Águilas se caracteriza por una alternancia de sierras y corredores tectónicos donde se desarrollan cuencas sedimentarias independientes. De este a oeste, tenemos en primer lugar la Cuenca de Águilas s.s., separada de la vecina Cuenca de Cope por las denominadas Sierras de Águilas. El corredor de Los Arejos, con una dirección cercana a N-S que se va curvando ligeramente hacia el este, en su sector más septentrional, se individualiza probablemente durante el Pleistoceno medio, de la Cuenca de Águilas mediante la elevación de una serie de cabezos y relieves de menor entidad, con cotas máximas de 300 m (Cabezo Blanco, Cabezo Redondo, Cabezo de La Serrata, Cabezo de La Merced). A continuación, tras los relieves béticos de las Sierras de Los Pinos, El Aguilón, Las Palomas y Carrasquilla, con cotas máximas de entre 450 y 650 m, y que constituyen el límite occidental del Arco de Águilas, se desarrolla el corredor de Pulpí. Este corredor, también con una dirección aproximada N-S condicionada por el funcionamiento del sistema de Falla de Palomares, se separa del sector Almendricos-Guazamara por medio de los relieves del cabezo Penoso, cabezo Gordo, Las Lomas y Malagón, constituidos tanto por materiales béticos, como neógenos e incluso cuaternarios, y cuyas cotas relativas no llegan a superar los 100-120 m por encima del fondo de

la depresión. Por último mencionar que en el borde más occidental de la Hoja de Águilas, las Sierras de Enmedio y de Almagro, limitan el corredor de las Norias que conecta con el corredor tectónico de Goñar-Huércal Overa. Un dato a tener en cuenta es el importante desnivel topográfico que existe entre ambos corredores, quedando el de Goñar-Huércal Overa unos 90-100 m por encima del de Pulpí.



Figura 47. Alineación de los relieves del castillo de Águilas, Peña del Aguilica, isla del Fraile y cabo Cope generada por el paso de la Falla de Águilas

En las Sierras de Águilas dominan las litologías del Complejo Alpujárride, principalmente cuarcitas, filitas y micaesquistos, y en menor proporción calizas y dolomias grises. En La Carrasquilla, El Aguilón y Los Pinos, así como en los relieves que separan el corredor de Los Arejos de la Cuenca de Águilas s.s., comienzan a ser importantes las litologías Nevado-Filábrides, junto con el Complejo Alpujárride, encontrándose ambas fuertemente imbricadas en la estructura del Arco de Águilas, dominando las cuarcitas y micaesquistos, así como dolomias negras, filitas y mármoles (ESPINOSA GODOY *et al.,* 1974). Por otro lado, las Sierra de Enmedio y de Almagro están labradas sobre materiales pertenecientes a las Unidades Alpujárrides inferiores, consideradas por algunos autores como Unidad intermedia o Complejo Almágride (ESPINOSA GODOY *et al*., 1974; SIMON y VISCHER, 1983), constituida fundamentalmente por pizarras, filitas, cuarcitas y dolomias recristalizadas.

En cuanto al clima, las provincias de Murcia y Almería se inscriben dentro de la zona climática semiárida del sureste peninsular. Según de la clasificación de Köppen, la Hoja se encuadra dentro de lo que se denomina clima desértico (Bwh), producto de la degradación del clima mediterráneo por la marcada falta de precipitaciones, (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). La zona presenta una acusada aridez con temperaturas medias anuales que se encuentran entre las más altas de la península (entre 17 y 20ºC) y unas características pluviométricas con precipitaciones muy escasas, en torno a los 200 mm anuales, y tasas de evapotranspiración que casi alcanzan los 1000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por lo general, el número de meses secos es casi siempre superior a nueve, concentrándose las precipitaciones en primavera y sobre todo en otoño, estación en que se suele registrar la mayor intensidad de lluvias, asociadas en general a situaciones de "gota fría" (CASTILLO REQUENA, 1982; ALONSO SARRIÁ, *et al*., 2002). La formación de estas células frías esta condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la zona terrestre, lo que hace aumentar la intensidad de los vientos del este reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1989). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La actividad tectónica a favor de las grandes fallas de desgarre sinestral NE-SO es la que controla la distribución general del relieve en la Región de Murcia. El origen del paisaje actual cabe inscribirlo en el proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas neógenas provocado por la elevación tectónica e isostática alimentada por el proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Plioceno superior (LAROUZIÈRE *et al*., 1988; SILVA *et al*., 1993).

La megaestructura del Arco de Águilas, se genera a favor de dos de los sistemas de fracturas más importantes de las Béticas Orientales: el Sistema de Palomares, de dirección N10-20E, y el Sistema de Las Moreras y de El Saladillo (ambos de dirección N90-100E). Estos sistemas de fracturas presentan un funcionamiento de desgarre sinestral y dextral, con componente inversa o normal, en función de su orientación con respecto al campo de esfuerzos regional (N-S), el cual a su vez ha sufrido diversas rotaciones desde el Tortoniense superior (LAROUZIERE, 1985; MONTENAT *et al*., 1987; GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al*., 1989; OTT D'ESTEVOU *et al*., 1990; SILVA *et al*., 1993; SILVA, 1994).

Desde el punto de vista de la actividad neotectónica y la respuesta geomorfológica y sedimentaria, se han diferenciado tres dominios morfoestructurales (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al*., 1999) de patrón más o menos concéntrico relacionados con el Arco de Águilas:

El Arco Axial Montañoso. Constituye la zona axial elevada del Arco de Águilas, alrededor del cual se distribuyen las diferentes cuencas sedimentarias tanto neógenas como cuaternarias. Este arco montañoso está definido por la alineación convexa de las Sierras de Almagrera, Carrasquilla, Almenara y Algarrobo, y limitado externamente por los sistemas de Fallas de Palomares y del Saladillo, esta última prolongación deflectada de la primera.

Dominio Periférico. Corresponde a la periferia del Arco Axial, y está constituido por todas las cuencas situadas en el exterior de esta estructura convexa: Cuenca de Vera, corredor de Pulpí, corredor del Guadalentín y Cuenca de Cartagena-Mar Menor.

Arco Interno. Definido por todas las cuencas que se desarrollan en el interior del Arco Axial Montañoso, la mayoría de las cuales se abren y alcanzan su patrón morfoestructural actual a inicios del Plioceno. El comportamiento y características geodinámicas de cada una de ellas vienen definidos por su posición con respecto al movimiento de indentación del Arco de Águilas. En concreto a las Cuencas de Águilas y Cope, se les ha denominado Cuencas de Despegue Litorales (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al*., 1999), debido a que presentan unas características generales distensivas, dentro del marco general de compresión, condicionadas por el despegue hacia el sur de los bloques estructurales definidos por las distintas fracturas responsables de su génesis y evolución. El corredor de Los Arejos, por su parte, es un corredor de desgarre incipiente, con geometría triangular alargado según una dirección N10-20E congruente con el sistema de Palomares. Su posición lateral con respecto a la estructura del Arco de Águilas, paralela a la zona de desplazamiento principal marcada por la Falla de Palomares, hace que la hayamos denominado Cuenca Lateral (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al*., 1999), siendo su apertura más reciente, probablemente ya durante el Pleistoceno medio.

Desde el punto de vista geomorfológico, la presencia de importantes desniveles, unida al carácter poco resistente de los materiales metamórficos del sustrato bético, favorece la generación de grandes cantidades de derrubios, susceptibles de ser removilizadas durante los episodios de lluvias torrenciales propios de este sistema climático. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma la escasa cobertera vegetal existente, la erosión y transporte de los materiales se realiza de una forma rápida. En los relieves metamórficos la mayoría de los materiales son removilizados por fenómenos gravitacionales y de deslizamiento en masa de la cobertera meteorizada hasta los barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados hacia el mar durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales, depósitos rambla), y su posterior retrabajamiento por parte del oleaje ya en su desembocadura, los que dominan el modelado en esta Hoja. El desarrollo de estos sistemas con elevada capacidad de transporte, da un fuerte carácter episódico y poco evolucionado a las unidades sedimentarias desarrolladas.

Respecto al drenaje se pueden diferenciar claramente dos sectores: la Cuenca de Águilas-corredor de Los Arejos por un lado y el corredor de Pulpí por otro. En la Cuenca de Águilas y en el corredor de Los Arejos, dominan los sistemas de ramblas de corto recorrido que se van

adaptando al paso de fracturas ENE-OSO en el interior de los relieves. No obstante, la captura del drenaje del corredor de los Arejos por parte de las ramblas del Charcón-Cañarete y de los Arejos, ha incrementado notablemente la actividad de estos sistemas torrenciales, con el considerable aumento de las respectivas cuencas de drenaje. La importante acción remontante de estas ramblas, hace que en algunos casos estén incluso llegando a capturar el drenaje de las cabeceras de las ramblas que drenan hacia la Depresión del Guadalentín, al norte en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), como es el caso de las de Purias y Garganta, desarrollándose escalones de erosión remontante de más de 70 m, siendo las más agresivas las ramblas que drenan hacia las Cuencas de Águilas y Cope. El hecho de que estas ramblas viertan directamente al mar, les confiere un nivel de base muy dinámico, que es el que también va a controlar las fases de agradación/incisión de estos sistemas torrenciales, regulando asimismo el dispositivo geomorfológico de las diferentes unidades morfosedimentarias desarrolladas. Los sucesivos cambios del nivel del mar ocurridos a lo largo del Cuaternario determinan el desarrollo de las secuencias de depósitos alternantes marinos y continentales.

El drenaje en el sector del corredor de Pulpí es muy diferente, caracterizándose por sistemas de ramblas directas que vierten directamente a la zona axial de dicho corredor. En el caso de Pulpí, estos sistemas torrenciales vierten en la rambla de los Charcones, cuya acción de erosión remontante ha hecho que toda esta zona pierda progresivamente su carácter endorreico, aunque conservando una amplia llanura inundable. Más hacia el norte, en la Hoja de Puerto Lumbreras, se conserva el carácter prácticamente endorreico (SILVA, 1994), de la depresión, donde prácticamente todas las ramblas del interior de la misma se encuentran desconectadas del drenaje regional con nivel de base activo y continúan funcionando como canales alimentadores de abanicos aluviales sedimentariamente activos (SILVA, 1994).

En todo este sector occidental de la Hoja, las ramblas son sistemas axiales importantes, con una neta actividad de erosión remontante en sus cabeceras, de hasta 10 m, p.ej., en la rambla de Los Charcones, que drena la depresión de Pulpí. Todas ellas forman parte de un sistema muy jerarquizado de manera que al converger las ramblas de los Charcones, del Pinar Las Norias Galián, y de Guazamara, forman la rambla de Canalejas que continúa hacia el sur para unirse a la rambla de Almanzora, la de mayor entidad de la Cuenca Hidrográfica del Sur.

3.2.1. Estudio morfoestructural

La situación de la zona que abarca esta Hoja con respecto a la estructura del Arco de Águilas, hace que presente unas características morfoestructurales bastante particulares. La sucesión de relieves de las Sierras de Los Pinos, el Aguilón y Carrasquilla, con una dirección N10-20E, no solo separa la Hoja en dos sectores con características morfoestructurales diferentes, sino que en sí misma constituye el borde occidental del Arco de Águilas y marca la zona de máximo desplazamiento a favor del sistema de Falla de Palomares.

Desde el punto de vista morfoestructural podemos por tanto, distinguir tres grandes dominios:

- Cuenca de Águilas–Sierras de Los Mayorales y Águilas.
- Corredor de los Arejos–Sierras de Los Pinos, El Aguilón y Carrasquilla.
- Corredor de Pulpí–Sierra de Enmedio.

3.2.1.1. *Cuenca de Águilas-Sierras de Los Mayorales y Águilas*

La Cuenca de Águilas se sitúa en el núcleo de la estructura del Arco de Águilas de forma que se caracteriza por la transición de los sistemas N-S en su parte más occidental, a N60E en el sector oriental. No obstante, los frentes montañosos que limitan la cuenca sedimentaria de Águilas, no son frentes montañosos claramente asociados a fallas, sino que en general son frentes erosivos, irregulares. En general, es dentro de los relieves montañosos de la Sierra de los Mayorales y de las Sierras de Águilas, donde se observa un mayor control estructural, favorecido por la adaptación de las ramblas y cursos torrenciales al paso de las fracturas N10 a N60E, algunas de ellas producto de la reactivación de mantos de cabalgamiento béticos (ALVÁREZ LOBATO, 1987). El rasgo morfoestructural más característico de este sector, viene dado sin embargo por la alineación de los relieves que encierran la bahía de Águilas y del Hornillo (cerro del Castillo, Punta del Aguilica, isla del Fraile), que se prolongan hacia el noreste en el relieve de cabo Cope, cuya configuración viene dada por la actividad de la Falla de Águilas, de dirección N60E). Estos relieves presentan materiales del Mioceno inferior y medio (Langhiense – Serravalliense, COPPIER *et al.,* 1989; GRIVEAUD *et al*., 1990) fuertemente estructurados e incorporados al relieve.

3.2.1.2. *Corredor de Los Arejos-Sierras de Los Pinos. El Aguilón y Carrasquilla*

Al contrario de la Cuenca de Águilas, este sector de la Hoja tiene un marcado control estructural. El corredor de los Arejos presenta unos límites muy netos con las sierras que lo limitan desarrollándose importantes frentes montañosos a favor de fracturas sinestrales de dirección N-S a N20E, pertenecientes al sistema de Palomares. La convergencia de estas fallas hacia el norte, donde empiezan a mostrar ya una clara torsión hacia direcciones E-O, más evidente en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), determina su morfología triangular. En la zona de convergencia de estas fracturas, cerca del castillo de Tébar ya en la Hoja de Puerto Lumbreras, la presencia de estrías de falla muy bien conservadas ha permitido establecer distintas fases de movimiento asociadas a estas fracturas y en general relacionadas con todo el proceso de indentación del Arco de Águilas y de la apertura de estas cuencas sedimentarias (SILVA, 1994; BARDAJÍ, 1999). La superposición en el mismo espejo de falla de estrías verticales más modernas, sobre estrías horizontales, permiten establecer una primera fase de movimientos horizontales asociada al funcionamiento con carácter sinestral de estos sistemas de fractura, y una segunda fase de movimientos verticales, con funcionamiento normal de estas fallas.



Figura 48. Corredor de Los Arejos, generado por el sistema de falla de los Arejos de dirección N10-20E, visto desde el Norte donde se curva progresivamente hacia el este, en la zona de Tébar, hasta alcanzar una dirección E-W

La captura del drenaje por parte de las ramblas que bajan hacia Águilas al este, o hacia San Juan de Terreros, al sur, hace que la actividad sedimentaria actual en todo el corredor se encuentre bastante limitada y restringida a los procesos de gravedad asociados a las laderas de dichos frentes montañosos, predominando los procesos ligados a la incisión y encajamiento fluvial, con importantes procesos de erosión remontante en su borde meridional.

En lo que respecta a los relieves montañosos de las Sierras del Aguilón, Los Pinos, Cuerda de Las Palomas y Sierra de La Carrasquilla, que separan este corredor del de Pulpí, todos ellos se caracterizan por presentar alineaciones y crestas montañosas de dirección general N20ºE y morfología sigmoidal en algunos casos como en las Sierras de Los Pinos y del Aguilón, que llegan a curvarse en sus extremos como consecuencia del desplazamiento general de carácter sinestral que presentan las fallas que los limitan (Falla de Palomares y Los Arejos).

3.2.1.3. *Corredor de Pulpí-Sierra de Enmedio*

El Corredor de Pulpí constituye la prolongación hacia el sur de la Depresión del Guadalentín, formada a favor de dos de los desgarres sinestrales más importantes de las Béticas orientales, las fallas de Lorca-Alhama y Palomares, a favor de las cuales se desarrollan importantes fren-

tes montañosos de falla (SILVA, 1994; SILVA *et al*., 2003b). El margen oriental del corredor de Pulpí, está constituido por el frente montañoso de la Sierra de La Carrasquilla, prolongación de la de Almenara, a lo largo de la zona de falla de Palomares, que es la que marca el patrón estructural de toda esta mitad occidental de la Hoja. En la Hoja de Puerto Lumbreras (975), se desarrollan tres sistemas de fallas subparalelos asociados a este frente, el más reciente ya en el interior de la depresión afecta a las superficies aluviales del Pleistoceno medio y Pleistoceno medio-superior (SILVA, 1994; SILVA *et al.,* 1997; 2003b), dando lugar al desarrollo de los relieves tectónicos interpuestos en la zona de La Escarihuela, en el límite septentrional del corredor de Pulpí dentro de esta Hoja. Hacia el sur, esta depresión se ramifica en cola de caballo a favor de accidentes de dirección N60-70E a E-O que constituyen el corredor de Huércal Overa -Almanzora (SILVA *et al*., 1992a; 1993; GARCÍA MELÉNDEZ *et al*., 2003).

La Sierra de Enmedio está labrada sobre materiales pertenecientes a las Unidades Alpujárrides inferiores, similares a las que conforman la Sierra de Almagro cuyas estribaciones más orientales se localizan al sur de la Sierra de Enmedio, en el borde occidental de esta Hoja, por lo que son consideradas por algunos autores como Unidad intermedia o Complejo Almágride (ESPINOSA GODOY *et al*., 1974; SIMON y VISCHER, 1983). La Sierra de Enmedio se sitúa en una posición intermedia dentro de la depresión del Guadalentín de manera que ya en esta Hoja separa el corredor de Pulpí, al este, del de Puerto Lumbreras al oeste, que se conectan al sur de la misma a través del corredor de las Norias, prolongación a su vez del de Huércal Overa.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. *Formas estructurales*

En la Hoja de Águilas existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje lo que condiciona una gran expresión morfológica de las formas estructurales. De ellas, las que presentan un mayor significado y expresión morfológica son los frentes montañosos de falla, asociados preferentemente a fallas del sistema de Palomares con una dirección N-S a N10E, patentes a escala 1:50.000. Los más importantes son el desarrollado a favor de la Falla de Palomares s.s., que limita el corredor de Pulpí con la Sierra de la Carrasquilla (Almenara) hacia el este, y los frentes montañosos que limitan el corredor de Los Arejos, también con direcciones congruentes con el sistema de Palomares, que convergen hacia el norte, donde ya en la Hoja de Puerto Lumbreras van adquiriendo una dirección NE-SO. El frente montañoso de cuesta de Mula, en el extremo nororiental de la Hoja, forma parte de la vecina Cuenca de Cope, y se origina a favor de una falla de dirección N60-70E, congruente ya con el sistema frontal del Arco de Águilas.

Entre los elementos y formas estructurales cartografiados en esta Hoja, figuran en primer lugar las trazas de falla. Se han cartografiado como **fallas/fallas supuestas**, aquellas fallas cuyo movimiento ha variado a lo largo del tiempo como consecuencia de las rotaciones en el eje de esfuerzos mencionadas más arriba, y que por lo tanto no presentan un claro reflejo geomorfológico de su movimiento sino que es el resultado de diferentes componentes.

Cuando, por el contrario se hace patente morfológicamente el sentido de movimiento, se ha diferenciado entre **falla normal** o **falla en dirección**.

En posición central de la Hoja, se distribuye la sucesión de Sierras de Los Pinos, El Aguilón y La Carrasquilla, que conforman el nexo de unión entre la Sierra de Almenara, al norte, y la Sierra de Almagrera, al sur. Esta unidad del relieve, separa los corredores tectónicos de Pulpí y de Los Arejos, generados ambos a favor de fallas del sistema de Palomares. Por esta razón es en estos relieves, y en los frentes montañosos que limitan dichos corredores, donde encontramos una mayor representación de formas estructurales, tanto las relacionadas con la traza de las propias fallas, como las relacionadas con deformaciones asociadas a su funcionamiento. Entre los rasgos más característicos encontramos **Flexuras** y **Basculamientos** asociados a su funcionamiento.

El frente montañoso que limita el corredor de Pulpí por el este, y que se continua hacia el norte en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), se genera a favor de sistemas paralelos de fallas que conforman la zona de falla de Palomares y que han presentado una dinámica preferentemente normal durante el Cuaternario reciente (SILVA, 1994; SILVA *et al*., 1997; 2003b). A favor de estas fracturas se desarrolla el relieve tectónico de La Escarihuela (Cabezo Gordo La Capellanía), que se continúa hacia el norte (Cabezo del Muro), en la Hoja de Puerto Lumbreras, donde da lugar a procesos de obturación del drenaje y a generación de lagunas de falla o "sag-ponds". En esta Hoja, los procesos de erosión remontante en la zona de cabecera de la rambla de Los Charcones, han favorecido la evacuación de las posibles lagunas de obturación generadas. Estos relieves tectónicos se desarrollan sobre superficies aluviales del Pleistoceno medio fuertemente cementadas, dando lugar a su decapitación y a **basculamientos contrapendiente** de estas superficies.

Por otro lado, la falla que limita por el este el corredor de Los Arejos, también con una dirección N10, se prolonga hacia el sur, ramificándose y deflectándose ligeramente hacia el oeste, como desarrollo incipiente de una estructura tipo "horsetail", de forma similar aunque a escala regional a la Falla de Lorca-Alhama y su prolongación por el corredor de Huércal Overa-Almanzora o, más hacia el sur, la apertura terminal meridional ("Southern Terminal Splay") del corredor de Desgarre de las Béticas Orientales (SILVA *et al*., 1993; SILVA, 1994). A favor de alguna de estas fallas deflectadas se producen basculamientos y flexuras, con claro reflejo en superficie. Un buen ejemplo de este tipo de procesos lo constituye la flexura que se produce en el sector litoral de Pozo del Esparto (playa de la Entrevista), cuyo funcionamiento favorece el desarrollo en "offlap" de los sucesivos episodios marinos del último Interglacial (GOY *et al*., 1993).

Otra evidencia del importante control estructural de todo este sector viene dada por las **crestas montañosas** que delinean formas sigmoidales, y que conforman las Sierras de Los Pinos, del Aguilón y la cuerda de Las Palomas, cuya morfología es congruente con un desplazamiento de carácter sinestral de las fallas que las delimitan. Este rasgo permite asignar un

origen tectónico a estas formas, frente a la consideración de relieves residuales generados por erosión diferencial.

3.2.2.2. *Formas gravitacionales*

Como en el resto del sureste peninsular (Murcia y Almería), las formas de ladera mejor representadas en la Hoja son los **coluviones**, aunque en la mayor parte de los casos se trata de formaciones mixtas de carácter gravitacional y fluvio-torrencial en las que se solapan coluviones s.s., conos de derrubios de distintas dimensiones y alta pendiente (formaciones de piedemonte). Los más significativos se desarrollan al pie de los frentes de falla que limitan el corredor de Los Arejos, y son en general formaciones muy lineales y de elevada pendiente, relacionadas con la actividad de dichas fallas. Formaciones similares, con el mismo significado morfogenético se encuentran asociados a los relieves estructurales que se desarrollan en el interior del relieve. En algunos casos estos depósitos se encuentran fuertemente cementados, como es el caso de las formaciones coluviales de la cañada del Capitán, entre la cuerda de Las Palomas y la Sierra del Aguilón.

Formaciones gravitacionales, de origen no tectónico, son los coluviones que se desarrollan en la Sierra de Enmedio, o en los relieves intermedios del corredor de Pulpí (zona de Malagón-La Capellanía) donde en general constituyen formaciones de piedemonte con un grado de cementación variable. Dentro de este mismo grupo hay que incluir los coluviones que se desarrollan a favor de **relieves aislados** y **residuales lineales**, o en las vertientes de las Sierras de Águilas, constituidas por material alpujárride fácilmente deleznable, en todos estos puntos el modelado erosivo prevalece sobre el de origen tectónico.

3.2.2.3. *Formas de origen fluvial y de escorrentía superficial*

Las formas de origen fluvial son las que presentan una mejor representación espacial en la Hoja, y responden en su mayoría a sistemas de abanicos aluviales asociados principalmente a los frentes montañosos. Se han diferenciado dos tipos de abanicos aluviales: **Abanicos aluviales de alta pendiente y conos aluviales,** y **Abanicos aluviales de baja pendiente y Lóbulos distales activos**.

Los abanicos de alta pendiente y conos aluviales desarrollados en esta Hoja corresponden a formaciones holocenas (i, k) alimentadas por cuencas de drenaje de pequeño tamaño, o asociadas a frentes montañosos de actividad más reciente, aunque también se desarrollan en los márgenes de las ramblas del interior de los relieves. Responden mayoritariamente a formas de muy elevada pendiente (> 8%) siendo cartográficamente más importantes a lo largo del frente montañoso de Cuesta de Mula donde presentan un bajo grado de cementación.

Entre los **abanicos aluviales de baja pendiente** dominan los que se desarrollan asociados a los diferentes frentes montañosos de falla presentes en esta Hoja. En menor proporción se encuentran los abanicos desarrollados a favor de alguna de las ramblas principales, como

es el caso de las rambla del Cañarete, en la Cuenca de Águilas s.s., o las ramblas del Pinar –Guazamara, en el corredor de Pulpí. En ambos casos, se han cartografiado como **abanicos aluviales** (b), del Pleistoceno inferior o inferior-medio, aunque no conservan en absoluto la morfología de abanico, conformando por el contrario relieves invertidos de tipo tabular, más o menos basculados, coronados por las facies de canal de los abanicos, de granulometrías más groseras y fuertemente cementadas.

En lo que respecta a los **abanicos aluviales** asociados a frentes montañosos, se han diferenciado cuatro generaciones diferentes, correspondientes a tres fases deposicionales independientes. Las características de estos abanicos nos han permitido correlacionarlos cronológicamente con las fases deposicionales establecidas por SILVA *et al.* (1992) y SILVA (1994) para la depresión del Guadalentín.

La **primera fase deposicional** corresponde a los abanicos más antiguos de la Hoja (Pleistoceno inferior/terminal–Pleistoceno medio) que conservan su morfología característica y se desarrollan una vez que comienza a configurarse el paisaje actual. Las superficies más antiguas (b, c y d) se encuentran afectadas por un grado de cementación variable, desarrollando perfiles de calcretas de un grado de madurez relativamente importante (estadios IV y V; MACHETTE, 1985), favorecido por los afloramientos de materiales béticos de naturaleza calcárea de las Sierras de Enmedio y Carrasquilla-Almenara.

En conjunto, estas superficies aluviales poseen morfología típica de abanico y responden por lo general a sistemas desarrollados por agradación proximal de carácter sintectónico (SILVA *et al.,* 1992). La distribución de estos abanicos evidencia una configuración del paisaje ligeramente distinta a la actual, con alguno de sus rasgos importantes ya delineados. Abanicos de esta generación se desarrollan en el corredor de Las Norias, entre la Sierra de Enmedio y la de Almagro, así como en el piedemonte de esta última. Abanicos correspondientes a esta generación en la zona de La Escarihuela, se encuentran decapitados por fallas normales de dirección N10-20ºE y basculados respecto a sus pendientes deposicionales originales, lo que hace que actualmente estén desconectados del relieve principal. Formas correspondientes a esta misma fase deposicional se conservan asociadas a la Sierra de Enmedio y al frente montañoso de la Sierra de los Pinos, estando en todos los casos fuertemente disectadas por la red de drenaje actual, tanto por **canales de lavado** de patrón radial, como por el desarrollo de importantes **trincheras de cabecera** a lo largo de sus canales alimentadores axiales, constituyen en definitiva, y salvo alguna excepción puntual, superficies fósiles en las que los procesos sedimentarios ya no son activos y los procesos dominantes son de degradación y erosión.

En el corredor de Los Arejos, los abanicos correspondientes a esta fase deposicional constituyen las primeras evidencias de sedimentación pleistocena, constatando por tanto el momento de apertura y delineación del mismo. En el sector más meridional de este corredor, se desarrolla uno de los elementos geomorfológicos más característico de la Hoja, cronológicamente adscribible a esta primera fase deposicional, los denominados abanicos (o glacis) del Cocón, (BARDAJÍ, 1999). Esta unidad se caracteriza por su extremadamente plana morfología super-

ficial, condicionada por una fuerte cementación en la que se han podido distinguir dos fases: a) una inicial de carácter micrítico y otra posterior b) que conforma una empalizada isopaca con cristales romboédricos de calcita, que ha sido interpretada como relacionada con un aumento en la salinidad del medio sedimentario.

Los abanicos correspondientes a la **segunda fase deposicional** corresponden cronológicamente al Pleistoceno medio-superior y Pleistoceno superior (e, f) registrando una importante discordancia progresiva que se relaciona con el tránsito de los dispositivos de "agradación proximal en *offlap*", característicos de la primera fase, a los de "agradación proximal en *onlap*" de esta segunda fase. Este tránsito también va acompañado de un cambio progresivo desde depósitos de tipo "debris flow" en la base hasta procesos fluviales y de arroyada a techo. Durante esta fase (Pleistoceno medio-superior) terminan de elaborarse los cuerpos principales de los abanicos que actualmente aparecen adosados a los relieves marginales, y que en muchos casos se extienden hacia el interior de los valles en el relieve debido a un proceso de "backfilling" generalizado. Esta fase deposicional está bien desarrollada en los frentes montañosos de la Sierra de Enmedio y de La Carrasquilla-Almenara, donde constituyen las primeras manifestaciones sedimentarias posteriores a la decapitación de los abanicos de la Escarihuela y congruentes por tanto con la configuración actual del paisaje.

Por último, los abanicos del Pleistoceno terminal–Holoceno (i, j), así como los lóbulos distales activos (l), engloban todos los cuerpos deposicionales correlacionables con la **tercera fase deposicional** de la depresión del Guadalentín (SILVA *et al.,* 1992b) y responden a una fase de sedimentación post-tectónica en la que el estilo dominante es la agradación distal en "offlap". Constituyen las sucesivos cuerpos sedimentarios desarrollados durante la deglaciación, holocenos e histórico-actuales que se han diferenciado en el mapa geológico, dando lugar a abanicos con dispositivos telescópicos y de escasa pendiente, con superficies poco retocadas por la erosión, donde tiene lugar la sedimentación histórica y actual. Los procesos sedimentarios dominantes son casi exclusivamente fluviales, para las zonas canalizadas, y de arroyada o *sheet flood*, para flujos de desbordamiento más generalizados (SILVA *et al*., 1992b y c). Durante esta tercera fase, se produce el encajamiento y progradación distal de sus canales alimentadores (ramblas actuales) dando lugar a las **trincheras de abanico distales** que progresan a partir de los sucesivos puntos de intersección activos antes de cada riada. A partir de éstos se generan escalones de erosión remontante ("headcuts") durante los "periodos de inactividad hídrica", que se propagan distalmente durante los "episodios" de actividad torrencial. Este hecho se encuentra favorecido por la escasez de sedimentos en las áreas fuentes, la disección generalizada durante el Holoceno y por la ocurrencia de procesos de cementación diferencial ("case hardening", *sensu* VAN ARDSALE, 1982) en los lechos de las ramblas (HARVEY, 1987; 1990; SILVA, 1994). Éstos dan lugar a la generación de perfiles longitudinales escalonados distalmente que son característicos del sureste peninsular y que controlan los procesos de progradación de la incisión distal de los cuerpos de abanico, que eventualmente puede terminar por conectar su rambla alimentadora con la red fluvial axial (HARVEY, 1987; SILVA, 1994). No obstante, el desarrollo de headcuts y progradación distal de abanicos aluviales fue originalmente descrito y caracterizado morfométricamente en la

rambla del Aljibejo (HARVEY, 1978) situadas en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), casi en el límite con la Hoja de Águilas.

Los lóbulos distales activos (l), conforman extensas bajadas aluviales desarrolladas a partir del último punto de intersección activo, sujetas a procesos de riadas e inundaciones durante el periodo histórico y actual. En conjunto todas estas zonas, desarrolladas ampliamente en el corredor de Pulpí, y en los tramos finales de las ramblas de Peñaranda y Las Culebras, en la propia localidad de Águilas, pueden considerarse como zonas con un alto potencial de inundación durante episodios de lluvias torrenciales locales. No obstante, hay que considerar que los procesos de encajamiento distal conllevan valores de incisión muy modestos, por lo general inferiores a los 2 m y por tanto, las superficies de los cuerpos sedimentarios situados aguas arriba de los puntos de intersección activos pueden también recibir sedimentos durante episodios torrenciales.

Las terrazas fluviales o mejor dicho, **terrazas de rambla torrencial** no tienen un gran desarrollo en la Hoja, estando asociadas a algunas de las ramblas principales. Las ramblas que drenan la Cuenca de Águilas s.s. y el corredor de Los Arejos se encuentran directamente conectadas con un nivel del mar cercano que actúa como nivel de base dinámico. Las terrazas más antiguas asociadas a estas ramblas, de escaso desarrollo espacial, podrían por tanto representar el remanente de sistemas de abanicos aluviales confinados desarrollados durante el ascenso del nivel del mar durante la deglaciación, en el interior de los valles de abanicos o cauces de las ramblas principales. La evolución de este tipo de sistemas de abanicos aluviales con nivel de base dinámico, es decir controlados por los cambios del nivel del mar (MUTTO, 1987; SOMOZA, 1989; BARDAJÍ, 1999), implica una serie de estadios, que pueden reconocerse en esta Hoja. Durante momentos de alto nivel del mar ("highstand") se desarrollan abanicos abiertos, de mayor extensión lateral, que pueden en realidad correlacionarse con los abanicos aluviales de baja pendiente asociados a las ramblas principales cartografiados en la Cuenca de Águilas s.s. Durante la bajada del nivel del mar, se produciría el encajamiento del valle del abanico, o rambla, proceso que culmina cuando se alcanza la menor altura del nivel del mar ("lowstand"). A partir de este momento, el progresivo ascenso del mar, promueve el desarrollo de abanicos confinados en el interior de estos valles previamente excavados, que constituirían gran parte de lo que ha sido cartografiado como terrazas fluviales en esta Hoja, y que corresponden cronológicamente al último ascenso del nivel del mar, desde el último máximo glacial (BARDAJÍ, 1999).

Un caso diferente son las terrazas asociadas a las ramblas axiales del corredor de Pulpí–Almendricos (rambla de Galián-Guazamara y rambla de los Charcones) que confluyen en la rambla de Canalejas y que constituyen los primeros términos jerárquicos de la cuenca de la rambla del Almanzora. Estas terrazas presentan una mayor extensión superficial, aunque cronológicamente son equivalentes.

La cronología se ha establecido por lo general de forma relativa, en función de su disposición con respecto a las superficies aluviales en las que se encajan. No obstante, aunque se presen-

tan a diferentes alturas según la rambla a la que se asocien, se podrían agrupar en tres grandes grupos correspondientes al Pleistoceno superior-Holoceno, Holoceno e Históricas-actuales, con cotas relativas comprendidas entre los +10-6 m, +6-4 m y +3-2 m respectivamente.

Otros elementos y formas de carácter erosivo son las relacionadas con la incisión y encajamiento fluvial como la **incisión lineal en V; barrancos y las gargantas; encajamientos fluviales;** o las divisorias, de las que se han diferenciado tres tipos: **divisoria poco definida, divisoria redondeada y divisoria montañosa**.

En cuanto a los valles y fondos de valle, hay distintos elementos desarrollados en esta Hoja. Los **valles con fondo plano**, desarrollados principalmente en la zona de Pulpí–Guazamara, donde el afloramiento de materiales neógenos, fácilmente erosionables y la baja escorrentía superficial ligada a las condiciones hidrológico-climáticas y a la baja pendiente de la zona, favorecen el desarrollo de este tipo de morfologías.

Para terminar con los elementos y formas fluviales, hay que mencionar los **depósitos de fondo de valle** y los **fondos de rambla torrencial**, ambos asociados a cursos fluviales de funcionamiento intermitente, y en algunos casos presentando en su lecho procesos de cementación diferencial ("case hardening", VAN ARDSALE, 1982), como es el caso de la rambla del Charcón, en el tramo en que conecta el corredor de los Arejos con la Cuenca de Águilas s.s. Como fondos de valle aluvial, han sido cartografiados todos aquéllos fondos que no parecen presentar un funcionamiento actual muy marcado, ya sea por su corto recorrido, o por las características de su desembocadura no directa al mar. Estas características contrastan con los fondos de rambla actual que destacan por su carácter dinámico y su torrencialidad, conectando todas ellas los relieves del interior de la cuenca con el mar.



Figura 49. Encajamiento de la rambla actual (rambla del Charcón) sobre el fondo de rambla cementado, generando un escalón de erosión remontante a la salida de dicha rambla a la depresión de Águilas

En cuanto a los escarpes de origen fluvial se han diferenciado únicamente los **escarpes de erosión fluvial (<25m)** que conforman los bordes de las terrazas, y los **escarpes de erosión remontante**, por lo general con desniveles superiores a 25 m, y que se desarrollan en las zonas de cabecera de las ramblas.

3.2.2.4. *Elementos y formas eólicas*

La representación de elementos y formas de origen eólico en la Hoja no es muy importante en cuanto a su extensión espacial, pero sí desde el punto de vista de la reconstrucción paleoambiental, restringiéndose a una serie de pequeños restos de **dunas fósiles** pertenecientes al último período Interglaciar, algunas de los cuales han sido destruidas en las últimas décadas. Se distinguen dos tipos de dunas fósiles, aunque por sus pequeñas dimensiones no son fácilmente cartografiables. Las más antiguas son de carácter oolítico, lo que permite correlacionarlas con depósitos de iguales características pertenecientes al subestadio isotópico 5e y que se registran a lo largo del litoral mediterráneo, (GOY y ZAZO, 1982; ZAZO *et al*., 1984; HILLAIRE-MARCEL *et al*., 1986; CAUSSE *et al*., 1993; GOY *et al*., 1993). Superpuesta a esta unidad oolítica y con menor desarrollo espacial, se pueden observar en algunos puntos acumulaciones eólicas de carácter cuarzoso pertenecientes también al último interglaciar, pero más recientes.

Entre los puntos en que todavía se observan estas dunas oolíticas cabe destacar la duna de tipo rampante que se desarrolla en la localidad de San Juan de Terreros, o las que se conservan en la cala Taray. Dunas cuarzosas, de color rosado y abundantes gasterópodos de origen continental pueden observarse en el istmo incipiente desarrollado frente a la isla del Fraile.

3.2.2.5. *Elementos y formas litorales*

En esta Hoja se conserva una de las mejores secuencias de unidades marinas pleistocenas desarrolladas en el litoral bético.

Los principales elementos de origen litoral cartografiados son las denominadas genéricamente **terrazas marinas**. En realidad estas terrazas marinas están formadas por una alternancia de unidades marinas y continentales, que según un dispositivo geomorfológico general de solapamiento ("offlap"), prograden hacia el sureste, registrando así las variaciones relativas del nivel del mar a lo largo del Cuaternario. El análisis sedimentario de estas unidades permite establecer una génesis ligada a la desembocadura de antiguas ramblas donde se registran diferentes medios litorales y de transición, desde playas de gravas desarrolladas tras el posterior retrabajamiento por parte del oleaje, hasta sistemas de playa-duna-"lagoon".

El rasgo morfológico más destacable de estas unidades, es el marcado resalte que suponen en el paisaje, ya que conforman una serie de relieves tabulares, suavemente inclinados hacia el mar cuya altura va disminuyendo progresivamente hacia el este, muy resistentes a la erosión y que se distribuyen entre la rambla de Los Arejos y la playa de la cañada del Negro. Hacia el interior, las terrazas marinas más antiguas han sido identificadas a una altura de +77m coronando el cabezo Alto. En total han sido identificados hasta 13 episodios marinos dentro de la secuencia general, siempre alternando con episodios continentales que en ocasiones son sustituidos por superficies erosivas.

Como **playa fósil** únicamente se han considerado aquéllos casos en que los depósitos litorales correspondientes conservan la morfología de playa. En esta Hoja hay varios ejemplos de playas fósiles bien conservadas, pertenecientes todas ellas al Último Período Interglaciar, contendiendo ejemplares más o menos abundantes de *Strombus bubonius*. Los ejemplos más representativos de estas unidades se desarrollan en el istmo incipiente, hoy en día inactivo, frente a la isla del Fraile; en la playa del Matalentisco; en la playa de Terreros y en la playa de La Entrevista (Pozo del Esparto).



Figura 50. Istmo fósil de la isla del Fraile, correspondiente al último periodo Interglaciar

Todas ellas son playas arenosas, excepto la desarrollada en la playa del Matalentisco, en donde presenta unas facies groseras, con abundante matriz arcillosa, correspondientes a la desembocadura de una rambla. En este último caso, esta playa se desarrolla a una altura máxima de 0,5-1m y se encuentra adosada al pie de un acantilado que aunque sigue activo en la actualidad, ha sido cartografiado como **acantilado fósil** ya que se labró durante el Último Período Interglaciar. En la playa de la Entrevista (Pozo del Esparto) se han identificado cuatro niveles de playa fósil (las tres más antiguas con *Strombus bubonius*), sobre las que se realizaron dataciones por series de Uranio (CAUSSE *et al.*, 1993; GOY *et al.*, 1993), que asignan una edad asimilable al OIS 7 (ca. 180 ka) para el más antiguo (a +7m), lo que facilita la correlación de los dos más recientes con *Strombus bubonius* (a +4 y +3 m, respectivamente) con el OIS 5. El cuarto nivel de playa, sin *Strombus bubonius* pero con abundantes ejemplares de *Arca sp.*,(+0,5m) podría pertenecer tanto al OIS 5 como al Holoceno.



Figura 51. Secuencia de playas fósiles de Pozo del Esparto (Pleistoceno medio terminal y Pleistoceno superior). El encajamiento de lo sucesivos niveles está favorecido por la existencia de una falla flexura de dirección N20º-30ºE, prolongación de la falla de los Arejos

Por último, la playa fósil que se desarrolla en la playa de Terreros se encuentra a una altura máxima de +1m, por lo que a menudo se encuentra cubierta por las arenas de la playa actual. La presencia de *Strombus bubonius*, así como las diversas dataciones realizadas (STEARNS & THURBER, 1965; HEARTY *et al,* 1986, 1987; CAUSSE *et al*, 1993; GOY *et al*., 1993), permiten asignar este depósito al OIS 5, existiendo divergencia de opiniones acerca de a qué subestadio dentro del OIS 5 pertenece. Por otro lado, la expansión urbanística experimentada en toda esta zona, ha destruido las dunas asociadas a esta playa. No obstante, este sistema de duna – playa ejerció como cordón de cierre de un amplio "lagoon", cartografiado como **"lagoon" colmatado o desecado**, explotado como salinas (salinas de Terreros) hasta la primera mitad de la década de los 70, del siglo XX. Otro ejemplo de "lagoon" colmatado, aunque de menor extensión, se encuentra a espaldas de Calarreona, en la desembocadura de una rambla de menor entidad y funcionamiento muy esporádico.

En lo que respecta a las playas actuales, la Hoja de Águilas presenta gran número de ellas a lo largo de su costa, aunque por lo general son playas de reducida extensión o calas. La litología de las playas está condicionada tanto por la cercanía de ramblas de mayor entidad como por la naturaleza de los acantilados de los que se alimentan. De esta forma se desarrollan **playas de cantos o gravas** en las cercanías de la desembocadura de la rambla del Cañarete (playa

de la Cañada del Negro) o de la rambla de Los Arejos (cala Taray), donde esta rambla desarrolla en su desembocadura el único delta de rambla activo y bien desarrollado de la Hoja. En estos casos la **deriva litoral** general de la zona hacia el suroeste favorece el que se desarrollen estas playas de gravas aguas abajo de las desembocaduras de las mencionadas ramblas. El resto de las playas existentes en la Hoja, son **playas de arena** muchas de ellas de arena dorada procedente de la erosión de los materiales calcareníticos del Plioceno sobre los que se labran los acantilados entre las localidades de Águilas y Terreros, y el resto de arenas grises, asociadas en general a la erosión de materiales alpujárrides.

3.2.2.6. *Elementos y formas poligénicas*

Las formas que pueden adscribirse a este apartado son pocas, y de no mucha importancia en la evolución geomorfológica de la zona. Tan sólo poseen importancia los **relieves residuales, escarpes** y algunos sistemas de **glacis de cobertera y piedemontes**.

Los **glacis de cobertera** y los piedemontes se desarrollan al pie de los relieves principales en todas aquéllas zonas en las que no existe un drenaje muy definido, dificultándose así el desarrollo de abanicos aluviales. En general dan lugar a morfologías cóncavas, de fondo plano, disectadas por la red de drenaje. En algunos casos, como es al pie de la Sierra de Almagro, se han diferenciado distintas secuencias, quedando la más antigua totalmente colgada con respecto al drenaje actual. Los depósitos asociados a las superficies de tipo glacis desarrolladas en estas zonas responden a mantos de meteorización desarrollados sobre micaesquistos y gneises nevado-filábrides, que incorporan numerosos cantos más o menos angulosos como consecuencia de un importante retrabajamiento por procesos de arroyada laminar.

Los relieves residuales, presentan diferente morfología pudiendo presentarse como **relieves aislados o cerros** de morfología dómica o como **relieves residuales lineares o lomas** en función de la litología sobre la que se desarrollan.

Por último se han cartografiado como **escarpes poligénicos** todos aquéllos escarpes que aunque presenten un origen fluvial primario (incisión por erosión remontante), han sido retocados por procesos de tipo gravitatorio y tectónico. En este sentido hay que tener en cuenta que la mayoría de los depósitos aluviales pleistocenos se encuentran cementados o encostrados, lo que favorece la erosión diferencial del sustrato calcarenítico plioceno, con mucho menor grado de cementación, y por tanto el remodelado por la acción gravitatoria de todos estos escarpes.

3.2.2.7. *Elementos y formas endorreicas*

En la Hoja estas formaciones se desarrollan principalmente en el corredor de Pulpí donde se ha cartografiado un amplio **depósito de "playa lake"** de los sistemas de abanicos aluviales y bajadas activas que descienden desde la Sierra de Almenara La Carrasquilla, que queda limitado al oeste por los relieves tectónicos de La Escarihuela La Capellanía. Todo este fondo

semiendorreico, funciona como colector hidráulico durante los episodios de precipitaciones excepcionales, como las que tuvieron lugar en mayo de 2006, que afectaron en general a toda esta zona entre las provincias de Murcia y Almería.

Por otro lado, en el borde septentrional de la Hoja, a ambos lados de la Sierra de Enmedio, se localizan las terminaciones de sendos fondos endorreicos, ampliamente desarrollados en la Hoja de Puerto Lumbreras, y que en esta Hoja empiezan a ser desmanteladas por la erosión remontante ejercida por las ramblas (rambla de las Norias y rambla del Galián) que drenan hacia el sur formando parte de la cuenca del río Almanzora.

3.2.2.8. *Elementos y formas antrópicas*

Al igual que ocurre con prácticamente todo el sureste peninsular, el área que abarca la Hoja se encuentra fuertemente remodelada por la acción antrópica, tanto en sectores cercanos a la línea de costa, donde el urbanismo extensivo con fines turísticos no solo han enmascarado sino en muchos casos destruido elementos de alto valor geomorfológico, como en el interior, donde el aprovechamiento del terreno con fines agrícolas ha propiciado el desmantelamiento generalizado de muchos depósitos. Por esta razón se ha decidido no cartografiar superficies fuertemente remodeladas por el hombre, ya que enmascararían gran parte de la cartografía geomorfológica realizada.

No obstante hay una serie de elementos antrópicos que sí se han incluido en la cartografía, dada su implicación en determinados procesos activos. En primer lugar las obras de defensa costera tales como **espigones, malecones y diques** construidos fundamentalmente en la playa de Poniente de Águilas con el fin de favorecer la regeneración y mantenimiento de la misma. Esto ha propiciado la **progradación antrópica de la línea de costa** en los sectores protegidos por dichas obras de defensa. Por otro lado, un elemento antrópico de alto interés son las **salinas desecadas** de San Juan de Terreros, un antiguo "lagoon" generado inicialmente gracias al crecimiento de un cordón litoral durante el último período interglaciar, y que fue explotado como salinas hasta la primera mitad de la década de los 70, del siglo XX. En la actualidad están siendo parcialmente ocupadas por edificaciones con fines turísticos, a pesar del alto riesgo de inundaciones que presenta.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales cuaternarias que se desarrollan en la Hoja son fundamentalmente de dos tipos: en primer lugar las formaciones aluviales relacionadas con los sistemas de abanicos aluviales asociados a los principales relieves y ramblas, y en segundo lugar, las unidades marinas relacionadas con antiguas desembocaduras de las mismas. Independientemente de estos dos tipos mayoritarios, tenemos las formaciones de origen semiendorreico y en mucha menor proporción de origen eólico y de "lagoon".

Comenzando por las formaciones de mayor extensión, las formaciones aluviales, hay que decir que en general son acumulaciones de gravas, constituidas por cantos angulosos y planos, de litología metamórfica, principalmente materiales alpujárrides en donde dominan elementos friables, fácilmente desmenuzables tales como fillitas, esquistos, etc., y nevado-filábrides, con cuarcitas, dolomias y mármoles. El grado de cementación y/o encostramiento varía mucho en función de la situación de los depósitos, siendo especialmente remarcables las formaciones fuertemente cementadas del Cocón, y los abanicos más encostrados relacionados con la Sierra de Almenara Carrasquilla, Sierra de Enmedio y Sierra de Almagro.

En segundo lugar, las formaciones de carácter marino o litoral cartografiadas como terrazas marinas, están constituidas por diferentes cuerpos progradantes muy cementados, relacionadas con antiguas desembocaduras de rambla, y su posterior retrabajamiento por el oleaje, así como sistemas de transición asociados a dichas desembocaduras. Este tipo de unidades presenta unas características propias condicionadas por el funcionamiento esporádico y torrencial de las ramblas, en muchos casos de carácter catastrófico, y el posterior retrabajamiento por parte del oleaje, de los sedimentos así transportados. Dentro de estas unidades se pueden diferenciar a su vez tres tipos de depósitos: depósitos de "mass flow", depósitos de playa de gravas y/o arenas, y en menor proporción sistemas de transición playa-duna-"lagoon". Los primeros están constituidos por conglomerados granosoportados, de aspecto caótico, heterométricos y redondeados, con tamaños que pueden llegar a tener tamaños decimétricos. Estos depósitos responden a eventos caóticos de máximo flujo de la rambla. Los depósitos de playa, consisten a su vez en conglomerados y arenas gruesas que conforman por lo general secuencias granocrecientes.

Además de estos dos tipos mayoritarios de formaciones superficiales en la zona de Pulpí hay un importante desarrollo de sistemas endorreicos y semi-endorreicos axiales, con predominio de limos y arcillas que pueden contener cantidades variables de materia orgánica y cristales de yeso secundario (humedales salinos). De forma puntual también se encuentran dunas fósiles, con naturaleza oolítica o cuarzosa, relacionadas con el último período interglaciar, y que en algún caso favorecen el desarrollo de antiguos lagoones, como es el caso de las salinas de Terreros, caracterizados litológicamente por facies finas de limos y arcillas negros, con abundante contenido en materia orgánica y sales.

3.4. EVOLUCIÓN

El análisis geomorfológico de la Hoja, permite establecer dos sectores diferentes, con evolución geológica y geomorfológica independiente, aunque conectada a través del funcionamiento de uno de los sistemas de fracturas más importantes de las Béticas orientales: el Sistema de Palomares y sistemas de falla relacionados. En este sentido, hay que tener en cuenta que en esta Hoja coexisten los tres dominios morfoestructurales definidos en relación con la estructura del Arco de Águilas: Arco Axial Montañoso, Dominio Periférico y Arco Interno (SILVA *et al.*, 1993; BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al*., 1999), y cuya génesis está relacionada

con el procesos de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Mioceno medio (GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al*., 1989).

El corredor de Pulpí forma parte de las cuencas desarrolladas dentro del Dominio Periférico, en concreto constituye la parte meridional del segmento del Corredor de Desgarre de las Béticas Orientales (MONTENAT *et al*., 1987; SILVA *et al.*, 1993) que presenta una dirección N-S. Más hacia el sur, este corredor termina en un "horse-tail splay" ramificándose en accidentes de dirección N60-70ºE, más hacia el norte, ya en la Hoja de Puerto Lumbreras, se deflecta progresivamente hacia el este, delineando la estructura arqueada periférica del Arco de Águilas. (SILVA *et al*., 1993; SILVA, 1994). El Arco Axial Montañoso, sigue las mismas directrices, aunque en este caso está delineado por la sucesión de sierras que desde la Sierra de Almagrera, al sur de la Hoja de Águilas, se continua a través de las Sierras de Los Pinos, El Aguilón y Carrasquilla, ya dentro de esta Hoja, prolongándose finalmente en la Sierra de Almenara, cuya curvatura hacia el este, define el frente el Arco Axial Montañoso. Por último, tanto el corredor de Los Arejos, como la Cuenca de Águilas s.s, forman parte del Arco Interno, aunque sus diferentes características morfoestructurales, nos permiten definirlas como Cuenca de Despegue Litoral y Cuenca Lateral, respectivamente (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 1999).

El análisis geológico de la Hoja, indica que en el corredor de Pulpí las condiciones de sedimentación marina persistieron al menos desde el Messiniense hasta el Plioceno medio-superior (AELLEN DE LA CHAPELLE, 1990), momento en el que se han descrito facies pelágicas profundas que hacia los bordes adquieren características más someras, litorales, definiendo todo ello un ambiente estuarino, correlacionables con los depósitos litorales pliocenos ("fan-deltas" y playas de cantos -ramblas del Cañete, Nogalte, Cimbre y Oñate) descritos todos ellos en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), y que se prolongan en esta Hoja.

Una fase de máximo desplazamiento horizontal de la Falla de Palomares tiene unas consecuencias paleogeográficas muy importantes para toda esta zona del sureste Peninsular. En primer lugar, el desplazamiento hacia el norte de la Sierra de Almagrera provoca la apertura y conexión de la Cuenca de Vera con el Mediterráneo por el Este (VOLK, 1966; BOUSQUET *et al*., 1978; COPPIER *et al*., 1990); en segundo lugar, se configura el Arco Axial Montañoso tal y como lo comprendemos en la actualidad, de forma que el levantamiento de las sierras que lo configuran viene acompañado además de la apertura de las cuencas de despegue litorales (Cuenca de Águilas-Terreros y Cuenca de Cope), (BARDAJI, 1999) a favor de fallas normales que enraízan con superficies de despegue subhorizontal muy superficiales.

En el corredor de Pulpí, esta fase evolutiva viene marcada por el cambio definitivo de las condiciones marinas estuarinas descritas más arriba, a puramente continentales a finales del Plioceno, marcadas por la progradación de los sistemas aluviales distales descritos en la Hoja de Puerto Lumbreras (975). Esta situación paleogeográfica se mantiene hasta ya iniciado el Pleistoceno inferior, momento en que comienza una nueva estructuración del relieve que "disrumpe" los antiguos sistemas fluviales progradantes, provocando el depósito más energético de los conglomerados de rambla, definidos por SILVA (1994) en la depresión del Gua-

dalentín, correlacionables cronológicamente con los depósitos conglomeráticos que coronan los relieves entre Pulpí y Los Guiraos.

En la Cuenca de Águilas-Terreros, viene marcada por el levantamiento de la zona donde se encuentra el castillo de Terreros, así como la creación del surco subsidente donde se instala el "fan-delta" tipo *Gilbert* de Cuatro Calas. Lateralmente comienza el registro de los primeros depósitos marinos conglomeráticos de carácter litoral cartografiados como las terrazas marinas más antiguas desarrolladas en el Cabezo Alto. Durante esta fase evolutiva comienza a configurarse el corredor de los Arejos. Aunque este cambio en el estilo deposicional ha sido interpretado como consecuencia de una reactivación de origen tectónico del relieve (SILVA, 1994; BARDAJÍ, 1999), no se descarta la posibilidad de que exista una cierta influencia del clima.

La estructuración definitiva de los frentes de falla a lo largo del corredor de los Arejos y de la zona de falla de Palomares está originada por un cambio en las direcciones de esfuerzos que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de las mencionadas fallas (SILVA *et al.,* 1992a; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992, SILVA, 1994). La reactivación del relieve trae como consecuencia la incorporación de los denominados conglomerados de rambla al relieve de los frentes y el subsecuente depósito de la primera fase deposicional de abanicos aluviales asociados a los frentes montañosos mencionados. La continuidad de la compresión N-S, durante el tránsito Pleistoceno medio-superior, trae consigo la deformación e incorporación al relieve de materiales detríticos depositados por los sistemas aluviales marginales con anterioridad. Ejemplo de ello es la creación del relieve tectónico lineal de la Escarihuela Cabezo del Muro, con la decapitación tectónica de los abanicos depositados durante el Pleistoceno medio. Es durante esta fase evolutiva cuando tiene lugar la apertura definitiva del corredor de Los Arejos, con el depósito de sistemas de abanicos aluviales de gran extensión lateral y reducido espesor, entre los que resaltan los abanicos del Cocón, fuertemente cementados.

Una vez estructurado el relieve, ya durante el Pleistoceno superior se produce el depósito de la segunda fase deposicional de abanicos aluviales, la cual se produce mediante un estilo deposicional de agradación proximal en onlap que culmina con un importante episodio de "backfilling" que supera las líneas de frente de falla rellenando los valles de las ramblas que los alimentaban (SILVA *et al*., 1992a y b). Ese proceso refleja un amortiguamiento de los procesos de elevación tectónica en los frentes de falla y da lugar a las superficies de abanicos netamente convexas que actualmente observamos adosadas a los frentes montañosos. El amortiguamiento, y eventual cese, de la elevación tectónica a lo largo de los frentes, junto con el proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, da lugar a una drástica reducción del aporte de sedimentos, así como al encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos en su superficies, con la generación de trincheras de abanico y puntos de intersección en sus zonas distales. Este proceso da lugar al depósito de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales (SILVA *et al*., 1992a y b), caracterizada por un dispositivo de agradación distal en offlap, controlada por la cada vez menor cantidad de sedimentos

disponibles en sus cabeceras. En la Cuenca de Águilas, ya influenciada por un nivel de base dinámico como es el nivel del mar, este amortiguamiento tectónico se registra mediante una fuerte progradación de la sedimentación aluvial marginal, con generación de amplios abanicos telescópicos. Los trabajos más recientes sugieren que este cambio de agradación a disección en cabecera y la correspondiente progradación de los sistemas aluviales marginales en las cuencas conectadas con el nivel del mar, acompaña al periodo de deglaciación y el comienzo del Holoceno (HARVEY, 1990; SILVA *et al.*, 2003 a). Los mismos mecanismos morfosedimentarios son los que han controlado la sedimentación durante el Holoceno, el periodo histórico y la actualidad.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

Los procesos geológicos activos dentro de la Hoja son, por orden de peligrosidad potencial, los relacionados con:

- Procesos de inundación (avenidas o riadas).
- Procesos ligados a la dinámica litoral y de vertientes.
- Relacionados con la neotectónica.
- En menor grado, sismicidad.

Todos ellos se encuentran bien caracterizados y catalogados en el Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). Así mismo existen diferentes trabajos cartográficos de extensión regional acerca de sismicidad y fallas activas, como son los Mapas Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia publicados por el ITGE-CARM (BAENA *et al.*, 1994).

3.5.1. Neotectónica

La Hoja de Águilas presenta una serie de rasgos neotectónicos asociados a la actividad de fallas ya tratados en apartados anteriores, en su mayoría relacionados con el trazado de las zonas de falla principales (Palomares y Los Arejos).

La actividad de la zona de falla de Palomares se ha prolongado desde el Messiniense hasta el Pleistoceno con carácter de desgarre sinestral, aunque con una importante componente vertical a partir del Pleistoceno medio, que puede cifrarse en torno a tasas de 0,08 a 0,06 m/ka (SILVA *et al.,* 2003 b), congruente con su dirección submeridiana y con las direcciones de esfuerzos cuaternarios (SILVA, 1994; SILVA *et al.*, 1997). Esta zona de falla presenta una dirección preferente N10ºE, que hacia el norte va deflectándose progresivamente hacia el este, delineando la estructura arqueada periférica del Arco de Águilas.Los rasgos de actividad tectónica cuaternaria más importantes aparecen en el corredor de Pulpí, siendo el rasgo más característico el relieve tectónico lineal de Cabezo del Muro. La zona falla de los Arejos, presentan unas características muy similares en cuanto a su dirección, aunque en este caso su actividad es mucho más reciente, ya que según los datos geológicos y geomorfológicos

la apertura del corredor de los Arejos no tiene lugar hasta ya entrado el Pleistoceno. Alguno de los rasgos geomorfológicos indicadores de actividad neotectónica, como son flexuras, basculamientos, desplazamiento de cauces, aparecen asociados a la traza de este sistema de fallas.

3.5.2. Sismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del sureste Peninsular, la cual se extiende hasta el Maghreb en el norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana, que según los datos más recientes convergen en dirección SE-NO a 4 mm/año (STICH *et al*., 2003 y 2006).

Dentro de la provincia sismotectónica del sureste peninsular la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BUFFORN *et al*., 1990). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Éste constituye una zona de cizalla de escala cortical (LAROUZIERE *et al*., 1988), a lo largo de la cual se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de la Cordillera Bética durante el Neógeno superior y el Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987, SILVA *et al*., 1993). En superficie, este gran accidente tectónico queda delimitado por la traza de las fallas de desgarre sinestral (NE-SO) de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Nor-Carrascoy en sus sectores meridional y central, y por las fallas dextrales (N70ºE) de Crevillente y Bajo Segura en su zona más septentrional (ALFARO *et al*., 2002).

La Hoja de Águilas en concreto se sitúa en una posición central con respecto a la estructura del Arco de Águilas, y es conveniente remarcar que en conjunto la sismicidad de la zona es baja, habiéndose registrado únicamente algún terremoto instrumental catalogado por el IGN, de magnitud entre 3.0 y 4.0, e inferiores. A estos habría que unir los terremotos históricos registrados en 1596 (Águilas) y 1914 (Pulpí), cuya intensidad fue referenciada como VI y V MSK, respectivamente. Esta baja sismicidad, contrasta con la registrada en otras zonas vecinas de la Región de Murcia como es el caso del corredor del Guadalentín, zona de Lorca, Alhama, Murcia, lo que debe estar relacionado con el proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas que actúa como un bloque, haciendo que la acumulación de esfuerzos se concentre en su periferia. Esto ha favorecido por un lado esa gran actividad sísmica asociada a las fallas de Lorca Alhama (ECHALLIER, 1983; SILVA, 1994; SILVA *et al*., 2003 b; *MARTÍNEZ* DÍAZ & HERNÁNDEZ ENRILE 2001, MASANA *et al.,* 2003, etc.), así como el gran desplazamiento horizontal registrado por la falla de Palomares (VOLK, 1966; BOUSQUET & MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979; WEIJERMARS, 1987; SILVA, 1994).

La mesozonación sísmica realizada en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) asignan al área que abarca la Hoja de Águilas una aceleración

sísmica más alta, entre 0.12 y 0.13 g. Además es necesario apuntar que teniendo en cuenta los factores de amplificación considerados en la NCSE-02 los valores de aceleración podrían llegar a superar 0.18-0.20 g (c.a. VIII MSK) en zonas con rellenos cuaternarios poco consolidados, como son la Cuenca de Águilas s.s. y los corredores de Pulpí y Los Arejos, tal y como viene referenciado en el Mapa Integrado de Peligrosidad Sísmica (ITGE-CARM, 1995), en el que se consideran como Zona con Vibración Incrementada por factores de amplificación sísmica local.

3.5.3. Procesos de erosión

Bajo la denominación genérica de procesos de erosión hemos diferenciado dos grandes conjuntos, por un lado todos los procesos de erosión ligados a la dinámica fluvial y escorrentía superficial, y por otro los procesos de erosión ligados a la dinámica litoral.

3.5.3.1. *Procesos de erosión ligados a dinámica fluvial y escorrentía superficial*

El carácter torrencial de las precipitaciones en el sureste peninsular, junto con las características litológicas del sustrato geológico, condicionan el tipo de erosión ligada a la dinámica fluvial en esta Hoja.

En general los materiales alpujárrides, compuestos por fillitas, micaesquistos y rocas fácilmente deleznables, que constituyen los relieves de las Sierras de Águilas, son zonas en donde se desarrollan preferentemente **incisiones lineales**, o **erosión en regueros**, asociadas a las zonas de cabecera de las ramblas y pequeños torrentes.

Procesos de erosión ligados a **acarcavamientos** sólo son moderadamente importantes en los materiales detríticos neógenos que afloran en los relieves de Malagón La Capellanía (corredor de Pulpí), donde los afloramientos de margas neógenas se encuentran ligeramente, y localmente, acarcavados. También se desarrollan en los afloramientos de materiales béticos fuertemente alterados que se encuentran en la Cuenca de Águilas s.s. Los procesos de **arroyada laminar** sólo son importantes asociados a las superficies aluviales antiguas sedimentariamente inactivas que se desarrollan, por ejemplo, en el corredor de las Norias, o en el interior del corredor de Los Arejos.

3.5.3.2. *Procesos de erosión ligados a la dinámica litoral*

Los procesos y formas de erosión ligados a la dinámica litoral, en esta Hoja, están ligados a dos factores: deriva litoral y tipología de la costa.

La deriva litoral está condicionada por los vientos dominantes, que en este sector como en todo el levante y sureste peninsular, soplan predominantemente del este (Levante) y del sudeste; al llegar a la costa estos vientos generan un oleaje dominante de igual dirección, promoviendo una corriente de **deriva litoral** hacia el suroeste.

En cuanto a la tipología de la costa, la Hoja de Águilas presenta una gran extensión de costa acantilada, cuyas características litológicas condicionan a su vez el tipo y extensión de las playas interpuestas.

En general los **acantilados** de alturas superiores a 100 m, labrados sobre materiales béticos resistentes (calizas, dolomias) son formas bastante estables. No ocurre lo mismo con los acantilados labrados sobre materiales béticos fácilmente deleznables (fillitas, esquistos) donde se favorecen los procesos de erosión, requiriendo por tanto un mayor nivel de atención, sin que lleguen, no obstante, a presentar problemas importantes relacionados con el retroceso de la línea de costa. Por último, los acantilados que se desarrollan en materiales pliocenos (calcarenitas, margas arenosas, etc.), entre Águilas y Terreros, son acantilados blandos, fácilmente erosionable, de alturas inferiores a 100 m. No obstante estos acantilados se encuentran en su mayoría coronados por los materiales conglomeráticos fuertemente cementados pleistocenos, que aunque frenan en cierta forma el retroceso, suponen un peligro añadido de caída de bloques al pie de los acantilados.

El resultado final, en cuanto a la especial incidencia de los procesos ligados a la dinámica litoral en esta Hoja, es que se trata de una costa más o menos estable, con pocas evidencias de **retroceso** costero, y cuando las hay están relacionadas con la actividad antrópica. Tal es el caso de las playas de la localidad de Águilas, donde la construcción del puerto deportivo en la playa de Levante, así como sendos espigones en el sector más oriental de la misma, ha generado importantes problemas de erosión en el sector occidental de la misma. Lo mismo ocurre en la bahía de Poniente, donde la construcción inicial de espigones dirigida a la regeneración de la playa de Poniente en su sector más oriental, produjo una enorme falta de sedimentos en la playa más occidental (playa del Piojo) con el consiguiente retroceso costero, por lo que fue necesaria la construcción de un dique exento y un espigón en la desembocadura de la rambla del Cañarete, con fines tanto de regeneración como de protección.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Al igual que ocurre con los procesos de erosión, los procesos de inundación y sedimentación también han sido separados, según sean procesos ligados a la dinámica fluvial y escorrentía superficial, o estén ligados a la dinámica litoral, ya que ambos presentan una especial incidencia en esta Hoja.

3.5.4.1. *Procesos de inundación y sedimentación ligados a dinámica fluvial y de escorrentía superficial y a procesos de origen lacustre-endorreico*

En general el sureste peninsular presenta una elevada concentración de zonas con alta peligrosidad por inundaciones ligadas a la dinámica fluvial, tal y como se pone de manifiesto en la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988), en los Riesgos Climáticos en la Península Ibérica, (OLCINA, 1994) y en el Atlas inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995), entre otros. Esta peligrosidad está ligada a las particulares características

pluviométricas de todo el sureste y Levante peninsular, donde se da una especial incidencia de fenómenos de gota fría, con consecuencia de lluvias torrenciales básicamente durante la primavera y el otoño.

En esta Hoja, aunque no existan zonas referenciadas específicamente como de elevada peligrosidad potencial natural, sí existen una serie de zonas que por sus particulares características geomorfológicas y recurrentes procesos de inundación, deben ser considerados como zonas con nivel de atención notable.

Obviamente, todos los cauces activos, que en esta zona son fondos de rambla torrencial así como determinados fondos de valle aluvial o las terrazas más bajas de las ramblas, deben ser consideradas zonas de elevada peligrosidad por inundaciones. Pero, independientemente de estas zonas extremadamente activas, hay que considerar como zonas de especial incidencia de inundaciones las **bajadas activas** de los abanicos aluviales y los **fondos semiendorreicos**. Entre las zonas de bajadas activas, están las que se desarrollan al pie del frente montañoso de la Sierra de la Carrasquilla Almenara y que bajan a una amplia zona semiendorreica, en el corredor de Pulpí, y las bajadas activas asociadas a las ramblas de Peñaranda y Las Culebras, ambas situadas en la localidad de Águilas. Ambos puntos son los que más inundaciones históricas presentan.

Existen numerosas referencias a los episodios históricos de lluvias torrenciales con resultado de inundaciones en numerosas localidades de Murcia y Almería, como son los de 1568 (El Diluvio) o 1651 (riada de San Calixto), de especial incidencia en las vegas del Guadalentín y del río Segura. Durante el siglo XIX se produjeron numerosas y especialmente desastrosas inundaciones en todo el sureste, como son las de 1871, 1879, 1888, y 1891, todas ellas especialmente notorias en diversas localidades de Almería (Cuevas, Huercal-Overa, Almería, Adra, Almanzora, etc.) y de Murcia (Lorca, Murica, Totana), en 1986 las inundaciones afectaron especialmente a la localidad de Pulpí.

Ya en el siglo XX, han sido especialmente catastróficas en cuanto a pérdidas económicas y en muchos caso de vidas, las 1946, 1948 y 1964, con especial incidencia en el Guadalentín y el Segura, y sobre todo las de octubre de 1973 y octubre de 1989, que afectaron a la zona que abarca esta Hoja, en particular las zonas de Pulpí y Águilas.

Es importante reseñar aquí, que hasta mediados del siglo XX, el sector occidental de la localidad de Águilas, bajada activa de la rambla de Peñaranda, constituía un terreno principalmente dedicado al cultivo, siendo urbanizado progresivamente e incorporado al entramado urbanístico de la ciudad (PÉREZ MORALES, 2008), convirtiéndose así en una de las zonas de especial atención y mayor riesgo de esta Hoja. Las lluvias torrenciales de 1989 afectaron especialmente a toda esta zona, procediéndose a la canalización de la rambla.

Las últimas inundaciones catastróficas, se produjeron en mayo de 2006, afectando especialmente a las localidades de Pulpí y Águilas, donde llegaron a recogerse 172 y 80 l/m^2 respectivamente, en menos de cinco horas.

En definitiva la peligrosidad por inundaciones en la zona está fuertemente ligada al carácter torrencial de las precipitaciones, máximas en primavera y otoño, siendo máxima en las zonas de bajadas activas de abanicos aluviales y ramblas, así cómo en zonas endorreicas correspondientes a los "playa-lake" de los sistemas de abanicos aluviales.

3.5.4.2. *Procesos de inundación sedimentación ligados a dinámica litoral*

Dentro de las zonas con notable nivel de atención relacionadas con procesos de inundación y sedimentación ligados a la dinámica litoral, se han incluido los lagoones colmatados que se generaron en la desembocadura de alguna rambla, como consecuencia del desarrollo de cordones litorales durante el último período interglaciar. Tal es el caso del **"lagoon" colmatado**, donde se localizaban las Salinas de Terreros. En realidad, aunque la forma se considerada de origen litoral, la peligrosidad está relacionada con inundaciones ligadas a crecidas de caudal de sistemas fluviales. En este sentido hay que mencionar que aunque esta zona por sus características geomorfológicas, haya sido siempre una zona inundable, no es hasta el último cuarto del siglo XX, en que el inicio de ocupación de las salinas con fines urbanísticos, hace que deban considerarse zonas de riesgo elevado. De hecho, tan solo las inundaciones más recientes (2006) han producido daños a infraestructura y edificaciones, debidos principalmente a la ocupación inapropiada de las salinas.

Las demás formas y elementos de origen litoral donde pueden ser especialmente notables los procesos de inundación o sedimentación, son las **playas** (de arenas y/o cantos) y los **deltas** (rambla de los Arejos). En estas zonas, tanto los procesos de crecida de caudal asociados a las ramblas, como los procesos ligados a eventuales subidas del nivel del mar relacionados con situaciones de tormentas (baja presión atmosférica) pueden causar inundaciones, por lo que siempre deben considerarse con un alto o notable nivel de atención.

3.5.5. Procesos gravitatorios y de ladera

Los movimientos asociados a las laderas, principalmente coluviones, se producen sobre todo a lo largo de los frentes montañosos de falla que limitan el corredor de Los Arejos, así como asociados a los relieves neógenos, que se sitúan en posición intermedia del corredor de Pulpí.

En general la Hoja de Águilas, presenta zonas catalogadas como de peligrosidad media alcanzándose pendientes medias (de 15º a 25º), y altas (>25º) donde existen deslizamientos y desprendimientos activos, en su mayoría no cartografiables. El Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, (ITGE-CARM, 1995), cataloga tanto la Cuenca de Águilas s.s como los fondos de los corredores de los Arejos y Pulpí, como de peligrosidad nula, ligada a las bajas pendientes de estas zonas, mientras que considera las

Sierras de Enmedio y Carrasquilla-Almenara, así como el relieve tectónico lineal de La Escarihuela, como de peligrosidad media, y por último las Sierras de Águilas de peligrosidad baja.

Por otro lado, hay que tener también en cuenta el marcado encajamiento que presentan las ramblas por socave lateral durante épocas de crecida, generándose **escarpes** que independientemente de sus dimensiones, se encuentran sometidos a desplomes y avalanchas propiciados por la acción gravitatoria y dando por tanto lugar a zonas de mayor peligrosidad por la verticalización de las paredes. La diferencia litológica entre las arenas y margas sin cementar que conforman el sustrato plioceno y los conglomerados más o menos cementados o encostrados correspondientes a las formaciones cuaternarias superpuestas favorece el desplome y la caída de bloques reactivando los escarpes, en general menores de 25 m, inicialmente generados por acción fluvial. Los escarpes de mayor entidad, corresponden en su mayoría a **escarpes** por retroceso en cabecera labrados en el interior de relieves sobre materiales béticos.

3.5.6. Actividad antrópica

Hay dos tipos de actuaciones de carácter antrópico en la Hoja de Águilas:

a) Para el aprovechamiento de recursos naturales.
b) De protección frente a los procesos con peligrosidad natural potencial.

Entre las primeras se encuentra las antiguas salinas de Terreros, construidas aprovechando el desarrollo de un antiguo "lagoon", y que han sido explotadas hasta ya comenzada la década de los 70 (siglo XX), y de las que ya hemos hablado extensamente en otros apartados.

Las construidas con fines de protección, son en primer lugar los diques y espigones construidos en las playas de Levante y Poniente con fines no solo de protección sino también de regeneración de playas, dado el retroceso costero causado a su vez por construcciones y obras costeras. Otro tipo de actuaciones son las ramblas canalizadas, cuyo fin primordial es de defensa frente a las crecidas de las ramblas. Las principales canalizaciones de ramblas se han realizado en la desembocadura de las ramblas de las Culebra y de Peñaranda, en la localidad de Águilas, que son las que han provocado las inundaciones catastróficas que ha sufrido esta localidad. En concreto estas canalizaciones se realizaron tras las inundaciones catastróficas de 1989, aunque tras las nuevas inundaciones del año 2006 se mostraron insuficientes. En la localidad de Pulpí, dados los repetidos desbordamientos de la rambla de los Charcones y encharcamientos de la zona semiendorreica donde está construida, también se ha canalizado dicha rambla a su paso por la localidad.

4. TECTÓNICA

El basamento de la Hoja de Águilas está formado enteramente por unidades tectónicas del llamado Dominio Cortical de Alborán, "hinterland" del orógeno Bético-Rifeño. En concreto, se pueden encontrar en orden ascendente unidades de los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide.

4.1. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE

Los contactos entre las unidades de este complejo son zonas de cizalla dúctiles de centenares de metros de espesor de geometría neutra (GARCÍADUEÑAS *et al.,* 1988 a, b; DE JONG, 1992a; JABALOY *et al.*, 1993 y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997). La foliación principal, S_2 asociada a pliegues isoclinales y subparalela al bandeado litológico se formó bajo condiciones de esquistos verdes en las dos unidades inferiores y bajo facies de anfibolitas en la Unidad de Bédar-Macael (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1986a; PLATT y BEHRMANN, 1986; GARCÍA-DUEÑAS *et al*., 1988 a, b; DE JONG, 1991, 1992 y 1993 y DE JONG *et al*., 1992).

En las Unidades de Bédar-Macael y de Calar Alto se conservan paragénesis relictas de alta presión con glaucofana en esquistos azules y omfacita + granate en eclogitas (MORTEN *et al*., 1987; GÓMEZ PUGNAIRE Y SOLER, 1987; BAKKER *et al*., 1989 y PLATT *et al*., 2006). Según MORTEN *et al*. (1987) el crecimiento mimético de las eclogitas sugiere que crecieron en un episodio precinemático. La foliación S_1 se conserva en las charnelas de pliegues S_2 y en algunos porfidoblastos.

En el contacto entre las Unidades del Complejo Nevado-Filábride se desarrolla una foliación milonítica S_3 con una lineación de estiramiento asociada, de orientación variable (PLATT *et al*., 1984; GARCÍA DUEÑAS *et al*., 1988a, b; DE JONG, 1992; JABALOY *et al*., 1993; MARTÍNEZ MARTÍNEZ Y AZAÑÓN, 1997 y ÁLVAREZ, 1987). Sin embargo, en la Hoja de Águilas el contacto entre las dos Unidades del Complejo Nevado-Filábride (Bédar-Macael y Calar Alto) está marcado por fallas normales de bajo ángulo con geometría de rampa de techo y muro. En las partes más profundas de la estructura Nevado-Filábride, en los afloramientos del Lomo de Bas, los esquistos y cuarcitas de Montenegro (2) muestran una lineación de estiramiento dúctil de dirección variable entre N-S y NE-SO con desarrollo de milonitas bajo las rocas del Complejo Alpujárride suprayacente.

El Complejo Nevado-Filábride, recubierto por el Complejo Alpujárride, alcanzó temperaturas superficiales hace 12 Ma en los afloramientos más orientales de la Sª de Filabres y hace 8 Ma en Sª Nevada occidental reflejando el desplazamiento hacia el suroeste del bloque de techo del Despegue de Filabres, según datos de "Fission Track" de JOHNSON *et al*. (1997). En las Béticas orientales, la edad de entrada de cantos del Complejo Nevado-Filábride en los sedimentos es Serravalliense terminal-Tortoniense inferior (VÖLK, 1967; BARRAGÁN, 1997).

4.2. ESTRUCTURA DEL COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

Las pelitas del Complejo Alpujárride se caracterizan por mostrar una foliación principal, S_2 muy penetrativa, asociada a pliegues isoclinares, F_2, paralela a los límites litológicos. La S_2 en los términos pelíticos tiene una geometría anastomosada, debido a la presencia de abundantes pliegues sinfoliares desraizados de cuarzo, por la existencia de frecuentes boudines de Qtz y de rocas calcosilicatadas y también por haberse generado superficies de cizalla dúctiles de tipo C´ de bajo ángulo que cortan a la foliación principal. Estas estructuras ponen de manifiesto el carácter de aplastamiento de la foliación principal, formada a partir de un proceso de adelgazamiento de la corteza, con una componente importante de cizalla pura. La exhumación coetánea a la formación de la foliación S_2 se ha demostrado además a partir de datos de metamorfismo obtenidos en otras Unidades Alpujárrides de mayor grado metamórfico que indican que la S_2 se ha formado en condiciones de descompresión (AZAÑÓN *et al*. 1997; BALANYÁ *et al*., 1993; BALANYÁ *et al*., 1997; ARGLES *et al*., 1999). A estas estructuras, en los términos pelíticos, se superponen superficies de cizalla extensionales, sobre las que han crecido fibras escalonadas de cuarzo, clorita y calcita, que corroboran su desplazamiento normal.

En las charnelas de los pliegues F_2 y en porfiroblastos se conserva una foliación previa S_1 que se ha asociado al evento metamórfico de bajo gradiente. Durante este evento se produjo metamorfismo en facies de esquistos azules en las pelitas permo-triásicas de algunas de las Unidades Alpujárrides, caracterizadas por paragénesis minerales con carfolita (GOFFÉ *et al.*, 1989, AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN y GOFFÉ, 1997; AZAÑÓN *et al.*, 1992; 1997; 1998; AZAÑÓN y CRESPO BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2002b; 2003a; 2005).

4.2.1. Pliegues en el Alpujárride

En el área se han diferenciado varias generaciones de pliegues, con distinta geometría, correspondientes a varios estadios de evolución tectónica del DCA. En los términos pelíticos hay abundantes pliegues desraizados, de los cuales se conservan especialmente las charnelas que afectaban a venas de cuarzo. Los pliegues más antiguos son isoclinales, conservándose generalmente sólo las charnelas englobadas por la foliación principal. En las formaciones cuarcíticas hay pliegues cuyo plano axial es paralelo a la foliación principal, así como sus flancos. Los ejes de estos pliegues son subparalelos a la lineación mineral presente en la foliación, de orientación NE-SO en la Sierra de las Estancias. Estos pliegues deben de ser en parte sincinemáticos a la foliación principal y después haber sido aplastados y quizá rotados de forma que sus ejes sean paralelos a la lineación mineral.

Estos pliegues se encuentran a su vez plegados por una segunda generación de pliegues asimétricos con vergencia N. Se han correlacionado con los pliegues recumbentes F_3 descritos en el sector central de las Béticas y relacionados con un episodio de plegamiento con vergencia hacia el N (SIMANCAS y CAMPOS, 1993; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1997; BOOTH REA *et al.*, 2005).

4.3. RASGOS ESTRUCTURALES DEL COMPLEJO MALÁGUIDE

Las pelitas triásicas de las unidades de posición inferior del Complejo Maláguide se caracterizan por mostrar un clivaje pizarroso (S_2), de geometría anastomosada, marcado por concentración de minerales opacos. En las muestras más detríticas el clivaje es grosero, del orden de 2-3 mm. La pizarrosidad está producida fundamentalmente por mecanismos de disolución por presión y por rotación de filosilicatos previos. Prácticamente no hay crecimiento mineral, salvo en colas de presión de clastos de Qtz, donde crecen barbas de Mus+Chl+Qtz+Cte. En las muestras más cuarzosas hay un crecimiento mineral mayor, definiendo la pizarrosidad. Esta pizarrosidad se ha generado como plano axial de pliegues similares, que han sido interpretados como coetáneos a ella (LONERGAN, 1991). Los pliegues similares muestran una orientación variable, aunque especialmente de dirección NE-SO. Los granos de cuarzo tienen bordes indentados y en algunas muestras una extinción ondulante incipiente sin que se hayan llegado a formar subjuntas.

La pizarrosidad S_2 afecta a una fábrica planar previa (S_1), paralela a la laminación sedimentaria, definida por el crecimiento de cloritas y algunas micas y por rotación de micas detríticas previas, en relación a la cual no se han observado pliegues. Localmente se han observado pliegues angulares menores, afectando a la pizarrosidad, que desarrollan un clivaje de crenulación espaciado, definido por venas de calcita+cuarzo+filosilicatos. Los ejes de estos pliegues tienen una orientación ONO-ESE, con vergencia general hacia el NE.

4.4. RELACIÓN TECTÓNICA ENTRE LAS UNIDADES DEL DCA (FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO)

Una de las características más peculiares de las unidades tectónicas del DCA aflorantes en la Hoja de Águilas es su geometría lenticular, formada bajo condiciones de deformación frágiles. Todas las unidades y formaciones están afectadas por cambios laterales de espesor y frecuentes omisiones estratigráficas (MÄKEL y RONDEEL, 1979). Además, las láminas cabalgantes son muy delgadas, a veces no cartografiables a escala 1:50.000.

Las unidades del DCA de posición inferior tienen una geometría interna dúctil que no guarda relación con las superficies de falla frágiles que las limitan, ya que estas fallas son secantes a las superficies de referencia internas (foliaciones o estratificación). Las zonas de falla que separan a las unidades del DCA cortan a la foliación y estratificación de dichas unidades de forma descendente hacia el sentido de transporte. Estas zonas de falla actualmente son superficies de bajo ángulo, con una distribución anastomosada (BOOTH REA *et al.*, 2002a; 2004a).

Asociadas a las fallas normales de bajo ángulo hay todo un cortejo de rocas de falla frágiles (SIBSON, 1977, WISE *et al.*, 1984): cataclasitas, ultracataclasitas, brechas no cohesivas, brechas implosivas (SIBSON, 1986), brechas cementadas, harinas de falla, rauwackas (LEINE, 1968 y WARRAK, 1974), milonitas de yeso, rocas de falla foliadas (CHESTER *et al.*, 1985; TANAKA, 1992) y otras desorganizadas. Se observa una evolución en las rocas de falla, de forma que

las cataclasitas y brechas cementadas suelen formar cuerpos lenticulares cortados por rocas de características más frágiles como brechas incohesivas o harinas de falla. Se han observado cuerpos de geometría lenticular a diversas escalas, desde cartográfica a escala de afloramiento. Los cuellos entre lentes coinciden con fallas lístricas que terminan asintóticamente sobre fallas de bajo ángulo situadas a la base de las lentes. En algunos casos el desplazamiento del cuerpo lenticular es superior a la longitud de la falla lístrica que lo corta, formándose "riders" de alta extensión (GIBBS, 1984). Estas lentes extensionales están constituidas especialmente por las formaciones de comportamiento reológico más competente, como son las dolomias triásicas (BOOTH REA *et al*., 2004a). Los criterios cinemáticos asociados a estas fallas son estructuras S-C´ frágiles en cataclasitas foliadas, colas asimétricas de porfiroclastos rotados en brechas y harinas foliadas, y "slickensides" sobre superficies de falla. En Sierra Carrasquilla el despegue extensional más importante se localiza en el contacto entre las Unidades Bédar-Mácael y Calar Alto del Complejo Nevado-Filábride. La cinemática principal medida en esta zona de falla indica transporte del bloque de techo hacia el E-SE. El contacto entre los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride afloran en casi todas las sierras presentes en el mapa en forma de zonas de falla definidas por harinas de falla y milonitas de yeso con dirección de transporte mayormente de dirección OSO a ENE. En relación con estos despegues extensionales cabe mencionar la existencia de un abanico lístrico de fallas de alto ángulo que cortan a todo el basamento y al relleno sedimentario Mioceno. Estas fallas de alto ángulo determinan la posición de los principales afloramientos de sedimentos miocenos y también la de los afloramientos de basamento, siendo, para el bloque de techo del despegue entre las dos unidades del Complejo Nevado-Filábride, materiales de posición estructural más alta conforme nos desplazamos en la dirección de la extensión, es decir hacia el SE. Para el bloque de muro del despegue ocurre lo contrario, las rocas que ocupan una posición estructural más elevada se encuentran hacia el NO del sistema extensional, aflorando en la Sierra de Enmedio.

4.5. PLIEGUES Y FALLAS INVERSAS NEÓGENOS

Este tipo de estructuras son especialmente patentes en la topografía actual de la Hoja de Águilas, cuyos relieves más importantes se encuentran en sierras que coinciden con estructuras antiformes, anticlinorios de radio kilométrico. Los principales anticlinorios presentes en la Hoja definen las Sierras de Enmedio, Sierra de Almagro, Sierra de los Mayorales y las Sierras de Carrasquilla, de los Pinos y la del Aguilón. El borde N de la Sierra de Carrasquilla es en gran parte de su longitud una falla inversa que superpone mármoles o esquistos de grano fino de la Unidad de Calar Alto sobre margas y conglomerados del Tortoniense superior. Esta deformación se propaga dentro de la depresión del Guadalentín produciendo pliegues abiertos con ejes de orientación ENE-OSO en los sedimentos Tortonienses que afloran en el extremo occidental de la Hoja de Águilas, definiendo los cierres perianticlinales de las Sierras de Almagro y de Enmedio. La Sierra de Enmedio también parece coincidir con una estructura antiformal sobrepuesta a pliegues asimétricos previos vergentes hacia el NO. Como demuestra la edad de los sedimentos deformados, Plio-Cuaternarios en el área de Lorca y la deformación creciente observada en los sedimentos más antiguos, parece que la deformación contractiva

responsable de la formación de pliegues y fallas inversas en esta zona ha sido continua desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

4.6. TECTÓNICA TRANSCURRENTE ASOCIADA A LAS FALLAS DE PALOMARES Y TERREROS

La Falla de Palomares fue cartografiada inicialmente por VÖLK (1967), sin embargo fue definida como falla de Palomares por BOUSQUET *et al*. (1975), Bousquet y Philip (1976) y BOUSQUET (1979) para hacer referencia a varios segmentos de falla verticales de dirección N 10-N 20ºE con estrías en dirección, que se prolongan desde el Corredor de Pulpí hasta Garrucha con varias interrupciones donde se encuentra sellada por sedimentos cuaternarios. Según estos autores esta falla había sido activa durante el Plio-Cuaternario. Posteriormente se definió como corredor de desgarre de Palomares por ALVADO (1986) y OTT D´ESTEVOU *et al*. (1990) y zona de cizalla de Palomares por WEIJERMARS (1987). Sin embargo estos autores hacen referencia a estructuras diferentes o incluyen a varias fallas. BOOTH-REA *et al*. (2004b) prefirieron utilizar el término de sistema de fallas de Palomares para incluir a fallas de orientación variable entre N-S y N 30ºE que muestran estrías en dirección o con una componente considerable de traslación horizontal sinistrorsa, presentes en el área de Vera y en la depresión de Pulpí, junto con fallas asociadas a estas como sus conjugadas.

En este sistema de fallas se han incluido la Falla de Palomares propiamente dicha tal como la definen BOUSQUET y PHILIP (1976), la Falla del Arteal, descrita como falla de Palomares por WEIJERMARS (1987) y MONTENAT *et al.* (1987) y que limita el borde occidental de la Sierra de Almagrera, y la falla de Terreros definida por ÁLVAREZ (1987) y BOOTH-REA *et a*l., (2004).

Falla de Palomares

La falla de Palomares aflora en dos sectores de la Depresión de Vera, muestra un segmento N, que discurre al O de la localidad de Palomares cortando a sedimentos neógenos y pliocenos y a rocas volcánicas tortonienses y que desaparece tanto al N como al S bajo sedimentos pleistocenos que la sellan. Gran parte de este segmento de falla discurre por la Hoja de Vera, aunque prosigue al N en la Hoja de Águilas por el pasillo de Pulpí (BOUSQUET y PHILIP, 1976).

En el extremo Sur de la Depresión de Vera afloran varios segmentos de falla de salto en dirección de orientación entre N-S y N 30 que podrían corresponder a la falla de Palomares aflorante más al Norte. BOUSQUET y PHILIP (1976) eligen un segmento que aflora justo en el borde del pueblo de Garrucha y que está sellado por sedimentos Tirrenienses. La orientación de este segmento de falla parece indicar que hacia el Sur se prolonga en el mar. ALVADO, 1986 y OTT D´ESTEVOU *et al*, 1990 proponen que la falla de Palomares prosigue un poco más al E de Garrucha.

La falla de Palomares activa durante el Tortoniense terminal Messiniense no corta al antiforme de Sª Cabrera, si no que parte de su desplazamiento se acomoda en forma de fallas inversas al N de esta sierra y por tanto habría una relación genética entre el levantamiento de Sª Cabrera

durante el Tortoniense terminal-Messiniense inferior y el desplazamiento sinistrorso de la Falla de Palomares. En este caso la falla de Palomares activa durante el Tortoniense terminal-Messiniense tendría un carácter de falla "transfer" compensando su desplazamiento al S mediante estructuras contractivas situadas al N de Sª Cabrera y al N con imbricaciones en la zona de Ramonete-Tebar, descritas por GRIVEAUD *et al*. (1990), según estos autores activas durante el Tortoniense terminal.

Los segmentos de la falla de Palomares activos durante el Plioceno cortan al antiforme de Sª Cabrera y salen al mar por Garrucha. En superficie se observa que los sedimentos cuaternarios sellan a la falla de Palomares, sin embargo a partir de datos de sondeos se observa que la base de los sedimentos de esta edad es más somera en el bloque occidental (BOOTH-REA *et al*., 2003b). Lo cual indica que debió de ser activa durante parte del Cuaternario. En la Hoja de Águilas, los principales segmentos del sistema de Palomares limitan el borde occidental de las Sierras de los Pinos, el Aguilón y Carrasquilla. Este borde se encuentra muy segmentado por estructuras subperpendiculares correspondientes a fallas normales oblicuas de dirección NNO-SSE y por fallas inversas oblicuas de dirección ENE-OSO. En relación con las fallas normales oblicuas se encuentran sedimentos basculados hacia el NE, de edad Plio-Cuaternaria en las proximidades de Pulpí (unidad 47).

Falla de Terreros

La falla de Terreros discurre con dirección N20ºE al norte de la localidad del mismo nombre, saliendo al mar en la playa de Terreros dónde está sellada por sedimentos Holocenos. Al Norte, se une a las fallas inversas que delimitan los bordes sur y norte del relieve del Lomo de Bas. Esta falla tiene una influencia geomorfológica clara, produciendo una depresión rellena de sedimentos aluviales del Cuaternario en el denominado Llano de las Pilas, limitada al este por el bloque oriental de la falla en la que se ubican las sierras que rodean a Águilas. Es también una falla sinistrorsa, definida por un importante paquete de harinas de falla con desarrollo de cataclasitas foliadas. Parece tener un desplazamiento de al menos una veintena de km (BOOTH-REA *et al*., 2004b), desplazando el eje de la charnela del pliegue de Sierra Almagrera hasta la Sierra del Lomo de Bas situada al NO, en la Hoja de Puerto Lumbreras.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. METAMORFISMO

Todos los materiales del basamento aflorantes en la Hoja de Águilas tienen algún tipo de metamorfismo. Además, todas las rocas han seguido trayectorias metamórficas que incluyen un evento de alta presión/baja temperatura bajo grados metamórficos diversos incluyendo facies de esquistos verdes, esquistos azules y eclogitas, relacionado con procesos de engrosamiento cortical y orogénesis. Sin embargo, no todas las rocas estudiadas guardan el registro de alta presión-baja temperatura, habiéndose reequilibrado extensamente durante la trayec-

toria retrógrada. Debido a esta gran variedad de facies y rocas metamórficas analizaremos el metamorfismo de forma independiente para cada una de las unidades mayores diferenciadas en la Hoja de Águilas.

5.1.1. Metamorfismo en el Complejo Nevado-Filábride

5.1.1.1. *Metamorfismo en la Unidad de Calar Alto*

5.1.1.1.1. Esquistos grafitosos **(1** y **2)**

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita, oxiclorita, (granate, cloritoide).
Minerales accesorios: grafito, ilmenita, turmalina.

Descripción de las rocas

Se trata de micasquistos grafitosos de grano fino constituidos mayoritariamente por una alternancia de niveles ricos en *cuarzo* con textura granoblástica y niveles ricos en *mica incolora*, con textura lepidoblástica. El *grafito* se concentra principalmente en los niveles más ricos en mica incolora. Esta alternancia, y la orientación preferente de la mica incolora, definen la foliación principal de la roca. En las rocas más ricas en mica incolora se puede observar una crenulación muy penetrativa a pequeña escala, normalmente en forma de pliegues muy abiertos, pero que en ocasiones da lugar a pliegues isoclinales muy apretados.

Los únicos *porfiroblastos* que se observan corresponden a cristales completamente pseudomorfizados que, teniendo en cuenta su hábito, pudieron haber sido granate y cloritoide. Los porfiroblastos del primer tipo (posible *granate*), aparecen como cristales xenomorfos redondeados (de hasta 1.5 mm) y textura poiquiloblástica, con numerosas inclusiones de cuarzo y, sólo muy raramente, de cristales prismáticos del segundo tipo de pseudomorfo. Están pseudomorfizados por oxicloritas. Las relaciones texturales con respecto a la foliación principal (sombras de presión, continuidad de la foliación dentro y fuera de los granos) indican su carácter pre- a sincinemático. El segundo tipo de pseudomorfos (posible *cloritoide*) se encuentra como cristales subidiomorfos prismáticos totalmente reemplazados por un agregado de color muy oscuro y carácter translúcido. Su disposición es claramente precinemática con respecto a la foliación, tal y como lo indican las sombras de presión que han generado. En ocasiones aparecen rotados hasta disponerse con una orientación paralela a la de la foliación. En los dominios lenticulares de la roca, ricos en cuarzo es también abundante la clorita de color verde claro que frecuentemente se encuentra alterada a oxiclorita.

Entre los *minerales accesorios*, destacan cristales prismáticos de mena opaca, probablemente *ilmenita*, orientados paralelamente a la foliación. En ocasiones aparecen mimetizando los pliegues definidos por la mica incolora de la matriz.

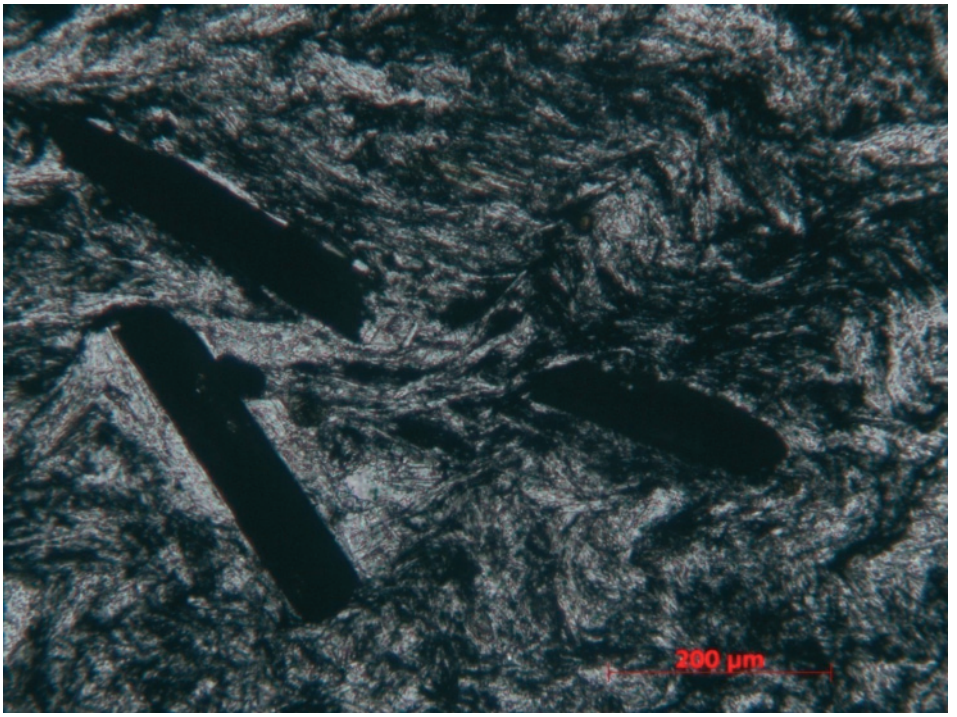


Figura 52. Muestra de esquistos grafitosos **(1)** de la Unidad de Calar Alto con porfidoblastos de menas, probablemente producto del reemplazamiento de cloritoide

5.1.1.1.2. Esquistos claros de la Formación Tahal **(3)**

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita, oxiclorita, (granate, cloritoide, albita, distena).
Minerales accesorios: ilmenita, turmalina, apatito.

Descripción de las rocas

Los micasquistos plateados son rocas muy ricas en mica constituidas mayoritariamente por mica incolora con intercalaciones de niveles discontinuos, a veces con morfología lenticular, más ricos en *cuarzo*. La *mica incolora* aparece normalmente como agregados de cristales de pequeño tamaño de grano y textura lepidoblástica que definen la foliación principal de la roca. Algunos cristales de mica incolora, más recristalizados, tienen mayor tamaño y hábito tabular y pueden presentarse sin una orientación preferente.

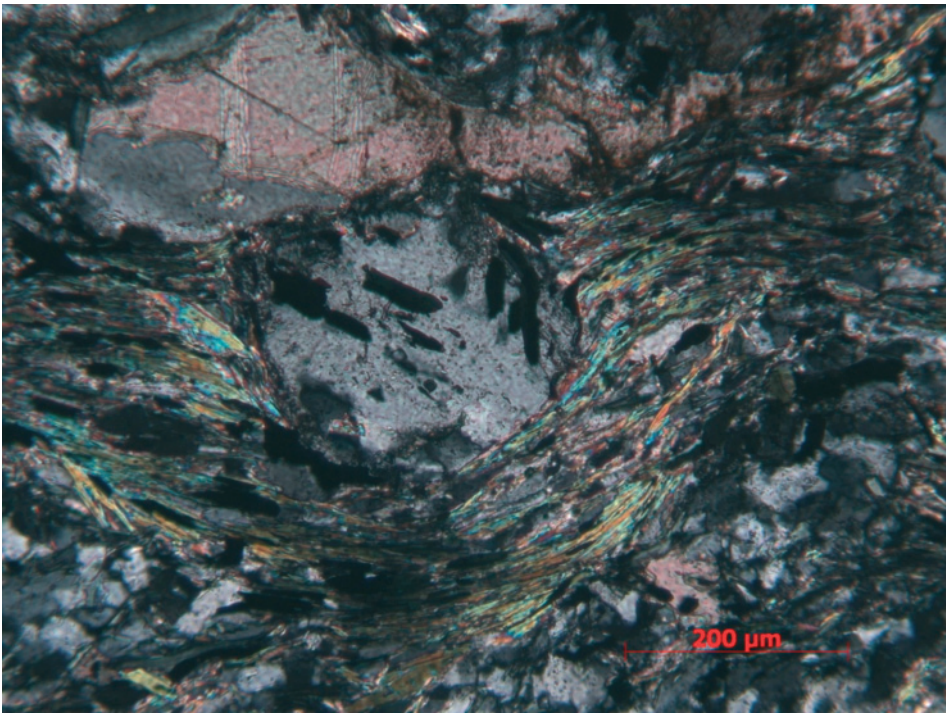


Figura 53. Esquisto claro con mica blanca, cuarzo, clorita y cloritoide. En la imagen se observan grandes porfidoblastos de cloritoide y clorita precinemáticos a la foliación principal definida mayormente por moscovita e ilmenita. Base de la sucesión de esquistos claros de la Formación Tahal de la Unidad de Calar Alto **(4)**

La *clorita* aparece como agregados sin orientación preferente de pequeños cristales incoloros, asociados normalmente a los niveles más ricos en cuarzo. En los dominios lenticulares de la roca, ricos en cuarzo, es abundante la clorita. Además de esta mineralogía básica, los esquistos de esta formación pueden incluir albita, cloritoide, granate y distena. Pudiendo diferenciarse tres tipos de rocas con paragénesis distintas, esquistos claros con albita, esquistos claros con cloritoide y esquistos con granate. El cloritoide normalmente se encuentra intensamente retrogradado a clorita, aunque en algún caso se encuentran rocas con grandes porfidoblastos de cloritoide. En los esquistos con cloritoide aflorantes en Sierra de Filabres, equivalentes a éstos, se ha descrito también distena, estaurolita rica en zinc y biotita (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1986; SOTO Y AZAÑÓN, 1994). Los esquistos con albita son especialmente característicos de las intercalaciones más metapsamniticas de la sucesión. Finalmente, esquistos con pequeños granates sólo se han encontrado localmente a techo de la sucesión metapelítica.

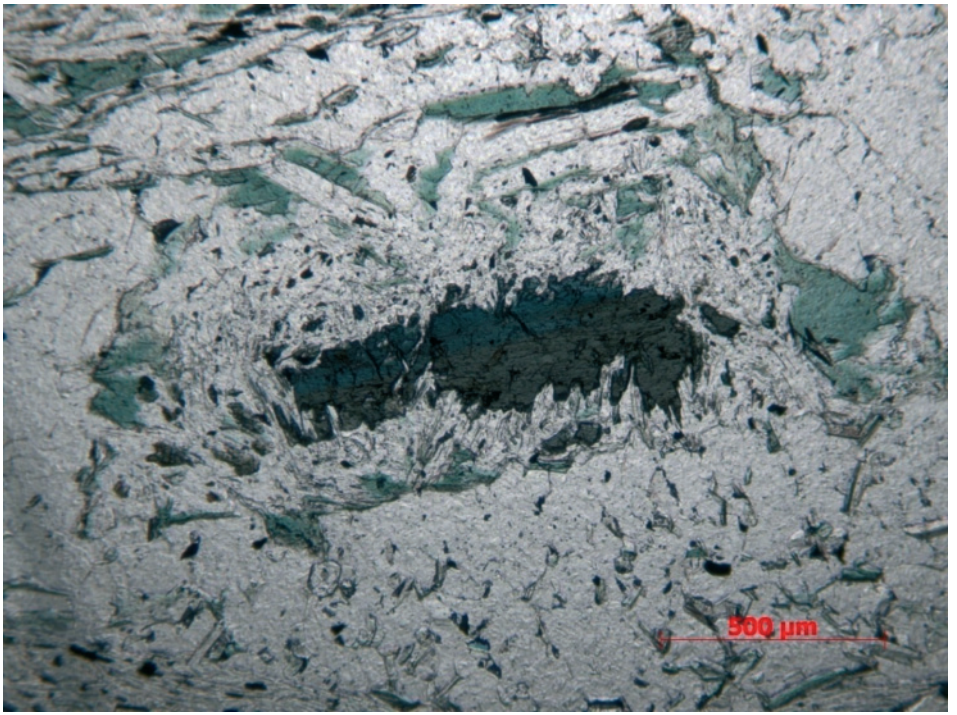


Figura 54. Esquisto con albita de la formación Tahal de la Unidad de Calar Alto **(4)**. La asociación mineral de esta roca incluye albita, moscovita, paragonita, clorita, oxiclorita, ilmenita, esfena y calcita

La albita puede llegar a ser muy abundante en algunas muestras, de composición inicial más metapsamnítica. Crece típicamente durante y con posterioridad a la foliación principal como grandes cristales poikiloblásticos.

El cloritoide se encuentra sólo en dominios lenticulares previos a la foliación principal asociado a clorita, fengita, paragonita, y ocasionalmente granate y distena. En la mayoría de los casos los dominios ricos en cloritoide han sido retrogradados a clorita quedando, algunas veces, pequeños vestigios de cloritoide en el núcleo de las cloritas. Sin embargo se preservan muestras con grandes porfidoblastos de cloritoide.

Entre los minerales accesorios, las menas opacas, fundamentalmente *ilmenita*, son especialmente abundantes. La mayor parte de los granos, al igual que ocurre con la *turmalina* y el *apatito*, cuyo hábito también es mayoritariamente prismático, se disponen con una orientación preferente paralela a la foliación y, en su caso, a la crenulación de la roca.

5.1.1.2. *Metamorfismo en la Unidad de Bédar-Macael*

5.1.1.2.1. Anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael **(6)**

Las rocas estudiadas muestran una lineación mineral penetrativa formada bajo condiciones de anfibolitas, definida por anfíboles verdes y epidota (fig.55). Sin embargo, se preservan dominios lenticulares de grano más grueso formados por glaucofana, epidota, mica blanca y rutilo (fig. 56). Al contrario que en la vecina Hoja de Puerto Lumbreras (975), en la de Águilas, la mayor parte de los afloramientos de rocas básicas diferenciados corresponden a la Unidad de Bédar-Macael.

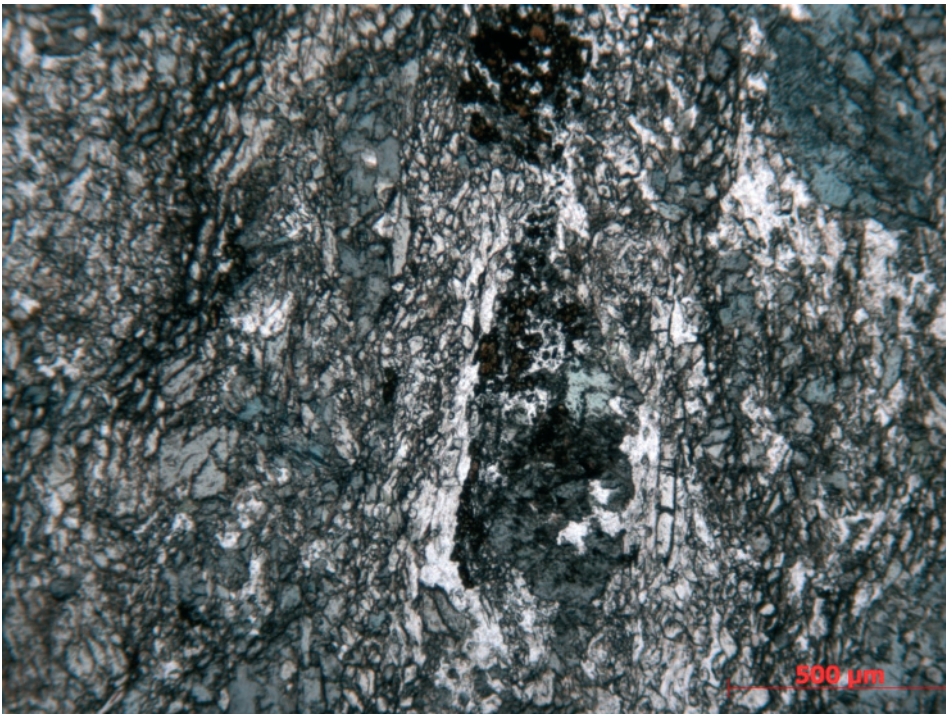


Figura 55. Anfibolita de la Unidad de Bédar-Macael **(6)** con una marcada lineación mineral marcada por anfíbol y epidota en una matriz rica en plagioclasa

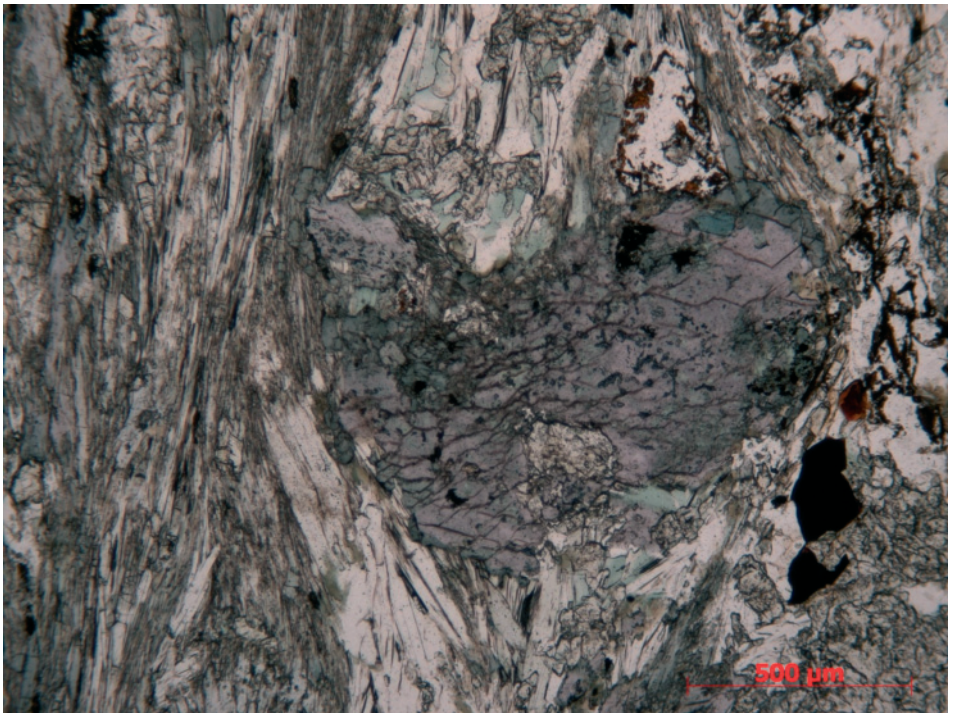


Figura 56. Asociación de glaucofana + rutilo + epidota + paragonita en el núcleo de un dominio de grano grueso dentro de una muestra de esquisto anfibólico de la Unidad de Bédar-Macael **(6)**. Muestra recolectada a techo de una zona de falla formada por milonitas de yeso con inclusiones de metabasitas y mármoles. Collado de Lirón, Almendricos

Como rasgo general diferenciador entre las anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael y las de Calar Alto, cabe destacar el carácter mucho más penetrativo de la deformación y de la lineación mineral en las rocas de la Unidad de Bédar-Macael. Mientras que en la Unidad de Calar Alto es fácil distinguir las texturas ígneas originales, ya que gran parte del reemplazamiento metamórfico fue de carácter mimético (MORTEM *et al.,* 1987), en la Unidad de Bédar-Macael el metamorfismo y la deformación han obliterado las texturas ígneas primarias. Además, gran parte de las muestras se han equilibrado totalmente bajo facies anfibolíticas, no guardando la historia de alta presión previa. En el afloramiento las rocas son fáciles de distinguir por la penetratividad de la lineación mineral y por el intenso color verde oscuro del anfíbol metamórfico.

Aún así, localmente se conservan algunas muestras de anfibolitas con dominios lenticulares equilibrados en facies de esquistos azules, con glaucofana, paragonita, rutilo y epidota.

5.1.1.2.2. .Esquistos claros de la Formación Tahal de Bédar-Macael **(7)**

Los esquistos claros de la Formación Tahal de Bédar-Macael se caracterizan en muestra de mano por presentar grandes micas blancas y mostrar niveles ricos en granates de gran tamaño o de cuarzoesquistos con granates. El tamaño de grano de estos esquistos los diferencia claramente de los esquistos de la misma formación de la Unidad de Calar Alto, infrayacente.

En lámina delgada muestran asociaciones minerales variadas, aunque todos ellos generalmente con granate. Se pueden diferenciar calcoesquistos de grano grueso con granate, cuarzo esquistos con granate, esquistos plateados con granate, distena y estaurolita y esquistos claros con granate y plagioclasa. El granate, estaurolita y la distena suelen ser precinemáticos a la foliación principal de los esquistos. Las sombras de presión sincinemáticas a la foliación principal que rodean a los granates están formadas por mica blanca, cuarzo, clorita y menas. Los granates suelen mostrar inclusiones de rutilo, fengita y cuarzo.

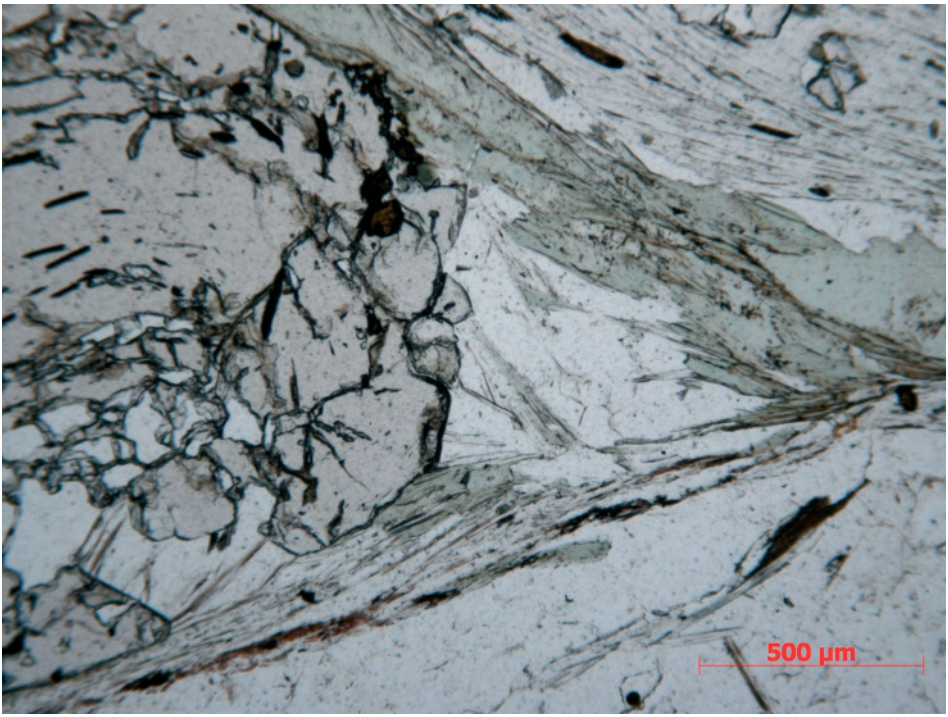


Figura 57. Lamina delgada de esquisto claro con granate de la Unidad de Bédar-Macael **(7)**. Además en esta foto se distinge un gran porfidoblasto de granate, mica blanca, clorita, cuarzo y minerales accesorios como rutilo (dentro del granate) e ilmenita

5.1.1.3. *Metamorfismo en la Unidad de Enmedio*

5.1.1.3.1. Filitas de la Unidad de Enmedio

Las filitas de la Unidad de Enmedio muestran características litológicas comunes a la sucesión de esquistos y cuarzoesquistos de la formación Tahal de las Unidades de Calar Alto y Bédar-Macael infrayacentes. Sin embargo, muestran un grado metamórfico menor, sin la presencia relevante de minerales índice. La asociación metamórfica está formada por mica illítica, clorita y cuarzo ± albita. El tamaño de grano de los minerales metamórficos es muy pequeño, dificultando su identificación. La clorita, por ejemplo, se puede diferenciar sólo cuando cristaliza en pequeñas venas o mediante métodos de difracción de R-X. Las filitas muestran una foliación penetrativa, subparalela al bandeado litológico que se encuentra frecuentemente crenulada por una segunda foliación espaciada.

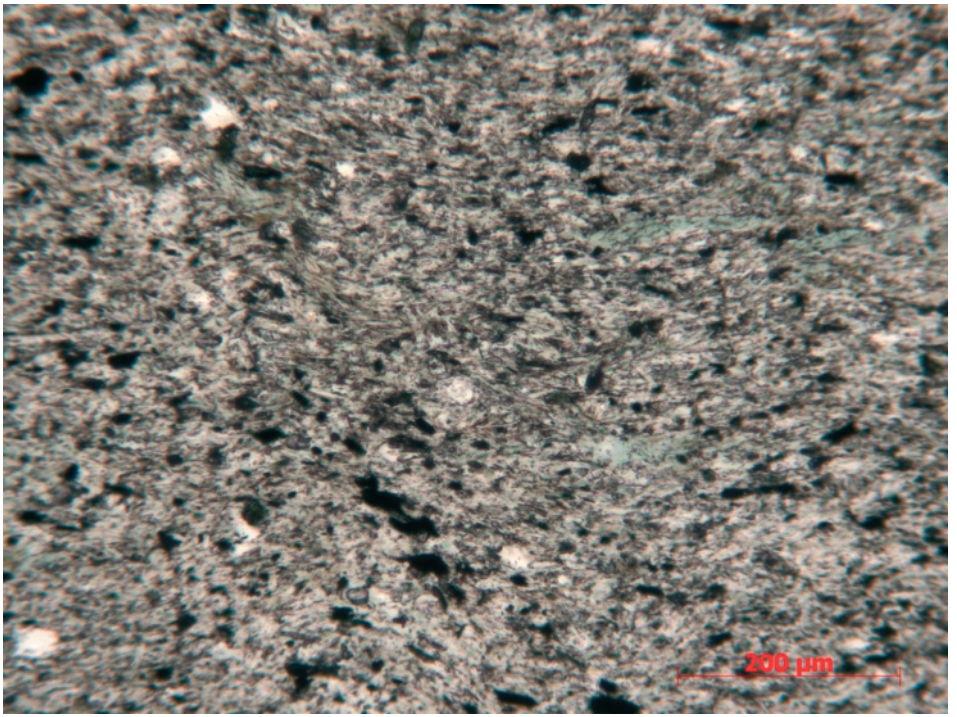


Figura 58. Muestra de filita de la Unidad de Enmedio **(9)** en la que se observa la foliación principal crenulada por un clivaje espaciado.

5.1.1.3.2. Metabasitas de la Unidad de Enmedio

Quizás las metabasitas de esta unidad muestren con mayor claridad las condiciones de metamorfismo epizonal alcanzadas por esta unidad ya que muestra claramente intercrecimientos metamórficos de anfíbol verde con epidota y clorita. Además, en algúnos núcleos de los anfíboles se observan coloraciones azuladas que podrían indicar una cierta sustitución por anfíbol sódico. El metamorfismo es de carácter mimético, conservando perfectamente las texturas ígneas originales, aunque son frecuentes las venas metamórficas de anfíbol y epidota. Según SÁNCHEZ-VIZCAÍNO *et al*. (1991) los anfíboles azules presentes en estas rocas tienen una composición rica en riebeckita, la cual muestra un amplio campo de estabilidad. La presencia de la paragénesis clorita, actinolita, albita y óxidos de hierro (hematites y magnetita), junto con epidota, mica blanca y cuarzo indican condiciones de baja temperatura y presión. Aproximadamente 4 kbar y 300ºC según SÁNCHEZ-VIZCAINO *et al.* (1991).



Figura 59. Asociación mineral de actinolita, clorita, plagioclasa, epidota e ilmenita que caracteriza a las metabasitas de la Unidad de Enmedio **(10)**

5.1.1.4. *Metamorfismo y Estructura de la Unidad del Almanzora*

La formación de cuarcitas y metapelitas de la Unidad del Almanzora muestra dos fábricas penetrativas definidas por crecimiento de filosilicatos. La fábrica más antigua (S_s) es una foliación, paralela al bandeado composicional, definida por el crecimiento de fengita + clorita + cuarzo + rutilo. Esta foliación se encuentra microplegada con desarrollo de clivaje de crenulación (S_{cc}). En las metapelitas más micáceas el clivaje de crenulación constituye la foliación principal, definida por la paragénesis fengita + cuarzo ± albita ± clorita ± ilmenita ± turmalina ± epidota.

Además de estas fábricas dúctiles, se observa un clivaje espaciado (S_{sc1}), asociado a pliegues asimétricos vergentes hacia el norte. La Unidad del Almanzora aflorante representa un flanco normal de estos pliegues vergentes hacia el norte, mostrando una charnela anticlinal sobre el contacto con la Unidad de Almagro (SANZ DE GALDEANO Y GARCÍA-TORTOSA, 2002). En el

borde norte de la Sierra de Filabres, este flanco normal se encuentra invertido por un pliegue más reciente relacionado con una falla inversa que sitúa al Complejo Nevado-Filabride sobre la Unidad del Almanzora (BOOTH-REA, 2001; BOOTH-REA *et al*., 2005).

Milonitas carbonatadas y de yeso jalonan el contacto entre las Unidades del Almanzora y Almagro. Estas milonitas contienen porfidoclastos dolomíticos y pelíticos fracturados frágilmente, con sombras de presión de calcita. La orientación de los porfiroclastos en la matriz milonítica indica un estiramiento de componente N-S, de acuerdo con la orientación de fibras de calcita en las sombras de presión.

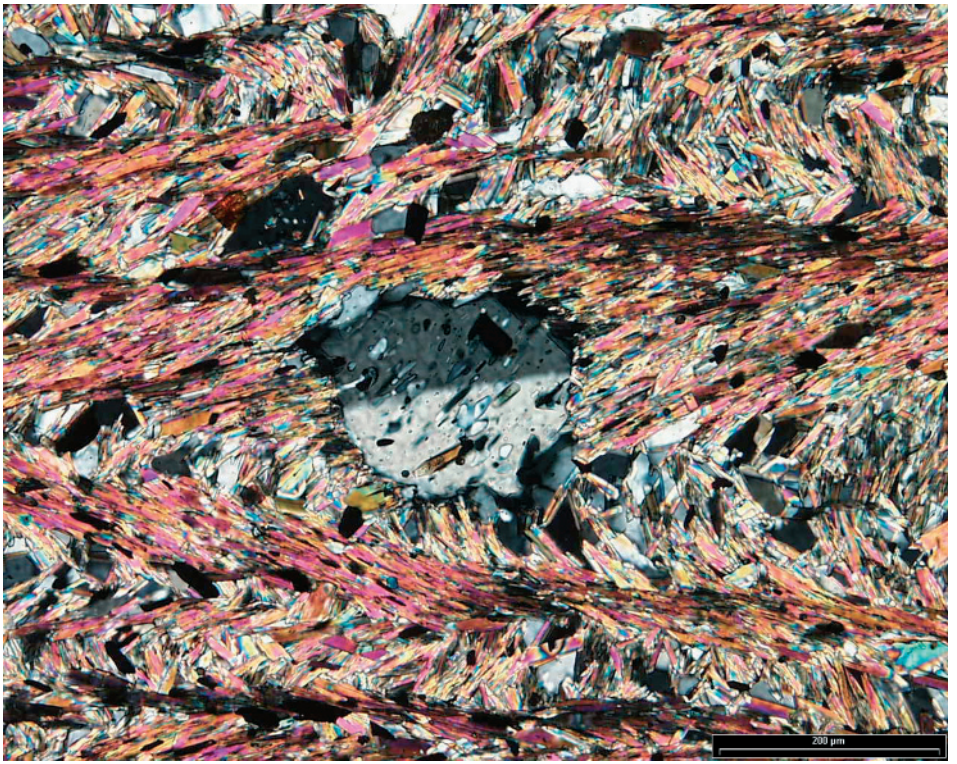


Figura 60. Muestra de esquisto de grano fino de la Unidad del Almanzora, procedente de la Sierra de Almagro. Se observa la relación entre la foliación de crenulación (S_{cc}) y la foliación S_s. El porfiroblasto de albita en el centro de la imagen es sincinemático al clivaje de crenulación

Termobarometría de multiequilibrios en la Unidad del Almanzora

La posibilidad de obtener las condiciones de temperatura y presión sufridas por una roca es más factible cuando se aumenta el número de miembros extremos (EM) usados para defi-

nir la variabilidad composicional de las fases presentes en una paragénesis mineral. De este modo, el número de reacciones independientes (IR) que se pueden calcular en un sistema con C componentes independientes viene dado por la ecuación IR=EM-C. Si se conocen las propiedades termodinámicas de los miembros extremos así como las propiedades termodinámicas de las soluciones sólidas de cada fase mineral, y se alcanza equilibrio termodinámico, entonces todas las reacciones independientes interceptarán en un punto en el espacio P-T. Esta es la base del método de multiequilibrio (BERMAN, 1991). El hecho de que las reacciones calculadas intercepten en un punto, confirma la suposición previa de equilibrio entre las fases. De este modo se pueden determinar puntos de equilibrio P-T donde la petrología clásica, utilizando un miembro extremo por fase, determinaba un campo de estabilidad (VIDAL AND PARRA, 2000; VIDAL *et al.,* 2001; TROTET *et al.,* 2001). Por ejemplo, las condiciones P-T para la asociación fengita + clorita + cuarzo encontrada en las metapelitas de Variegato o de Almanzora se pueden calcular usando 8 miembros extremos: (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita y clinocloro) en un sistema con cinco componentes (SiO_2, Al_2O_3, MgO, K_2O, H_2O). Se pueden calcular 14 reacciones, tres de las cuales son independientes. Los resultados se obtienen con el programa TWQ 1.02 (BERMAN, 1991) y su base de datos asociada JUN92 junto con las propiedades termodinámicas de la Mg-amesita, Mg-sudoita, Mg-celadonita, y los modelos de solución sólida para micas y cloritas de VIDAL *et al.,* (1999), VIDAL y PARRA (2000) y VIDAL *et al*., (2001).

Errores en los cálculos

Idealmente todas las reacciones deberían de interceptar en un único punto. Sin embargo, en la práctica siempre hay una dispersión. Esta dispersión resulta de errores en cada reacción que son debidos a: a) deficiencias en las propiedades termodinámicas de los miembros extremos y de los modelos de solución sólida, b) las composiciones analizadas no se encontraban en equilibrio, c) errores analíticos. La posible magnitud de la dispersión, en relación con los errores analíticos y a las propiedades termodinámicas ha sido discutida por PARRA *et al*. (2001), VIDAL *et al*. (2001) y TROTET *et al.* (2001). Siguiendo a estos autores la varianza en la temperatura (σT**)** y presión (σP) se calcula con el programa INTERSX (BERMAN, 1991). Si $\sigma P>800$ bar o si $\sigma T>25$ ºC se considera que los minerales no se encuentran en equilibrio y por tanto se desechan las estimaciones termobarométricas.

Resultados

En estas metapelitas se han analizado las posibles condiciones termobarométricas de equilibrio de dos paragénesis distintas (BOOTH-REA *et al.,* 2003b y BOOTH-REA *et al.*, 2005). La primera corresponde a pares de fengita-clorita que crecen junto con cuarzo en las dos foliaciones presentes en las metapelitas. La segunda corresponde a la paragénesis anterior junto con albita, crecida durante el desarrollo del clivaje de crenulación S_{cc}.

Para la paragénesis fengita + clorita + cuarzo + agua, las condiciones P-T están definidas por la intersección de 14 reacciones, entre 8 miembros extremos (Mg-celadonita, moscovita, pi-

rofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, cuarzo y agua), tres de las cuales son independientes (sistema KMASH). Los resultados para la foliación relicta (S_s) indican condiciones de alta presión y muy baja temperatura, 9,9 ± 0,4 kbar/274 ± 17 ºC. Gran parte de los resultados para la foliación S_s resultaron de una de las muestras (Alm.8), donde las dos foliaciones se encuentran bien diferenciadas. Las condiciones P-T de crecimiento de la foliación S_s varían entre 12,1 ± 0,6 kbar/297 ± 22 ºC y 6,3 ± 0,4/357 ± 16 ºC. Las condiciones de equilibrio local para esta misma paragénesis definiendo el clivaje de crenulación (S_{cc}) son de mayor temperatura, 5,5 ± 0,7 kbar/497 ± 20 ºC.

Los resultados con la paragénesis fengita + clorita + albita + cuarzo + agua están definidos por la intersección de 32 reacciones, entre 10 términos extremos (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita, clinocloro, albita y paragonita) en el sistema de seis componentes (NaKMASH).

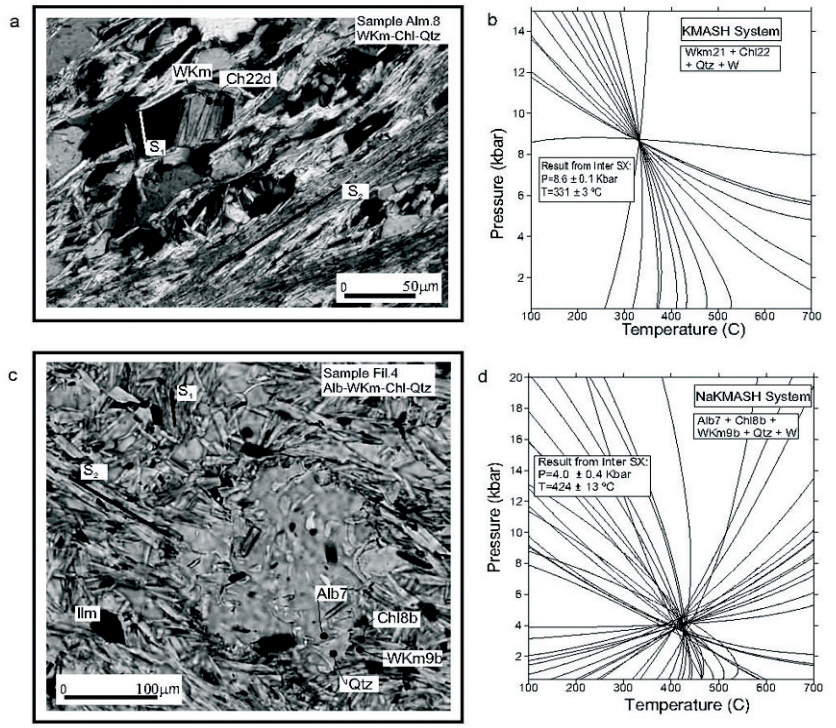


Figura 61. Paragénesis minerales y resultados termobarométricos TWQ obtenidos a partir de ellas para los esquistos de grano fino de la Unidad del Almanzora. Figuras tomadas de BOOTH-REA *et al.* (2005)

Cuatro de las reacciones son independientes. En este caso las condiciones de equilibrio indican un calentamiento considerable respecto a las condiciones de crecimiento de la foliación S_s, al igual que se observa en los cálculos sin albita, 3,8 ± 0,1 kbar/437 ± 2 ºC. Las condiciones P-T obtenidas de las paragénesis que definen el clivaje de crenulación muestran también una gran variabilidad, describiendo una trayectoria de descompresión y enfriamiento, desde condiciones de 5,5 ± 0,7 kbar/497 ± 20 ºC hasta 2,2 ± 0,6 kbar/311 ± 24 ºC, durante el crecimiento de la crenulación S_{cc}.

5.1.2. Metamorfismo en el Complejo Alpujárride

5.1.2.1. *Metamorfismo en la Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas*

5.1.2.1.1. Esquistos grafitosos **(17)**

Esta sucesión está compuesta por una potente sucesión de micasquistos grafitosos, cuarzoesquistos y niveles de cuarcitas micáceas de espesor decimétrico. Toda la formación está afectada por un metamorfismo de grado bajo cuya intensidad aumenta hacia la parte inferior de la misma. Así, en el tramo más bajo de la serie es frecuente reconocer macroscópicamente cristales de granate de tamaño inferior a 1 mm, así como biotita y oxiclorita. Localmente se ha observado además andalucita y cloritoide.

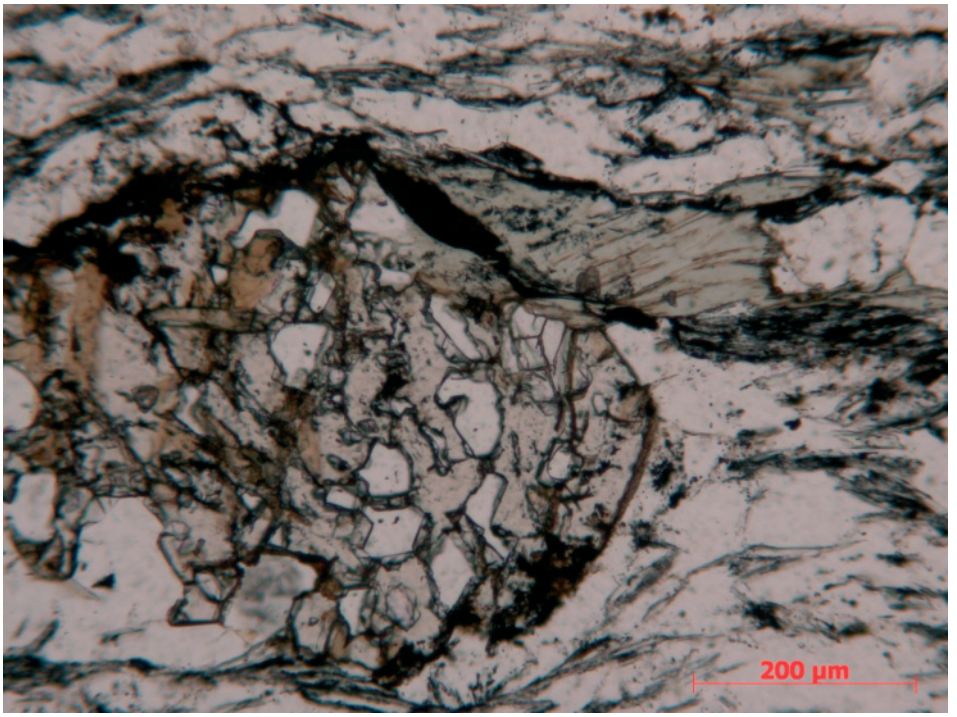


Figura 62. Muestra de esquisto grafitoso con granate de la base de la sucesión de esquistos grafitosos **(17)**. En las sombras de presión del granate crece clorita+cuarzo+mica blanca+ ilmenita. Tanto granate como cloritas se encuentran parcialmente alteradas a oxiclorita. Muestra recolectada en la Casa de la Mula, en la carretera D-13, en la esquina nororiental de la Hoja de Águilas

Todas las rocas de esta formación presentan una fábrica planar bien desarrollada que corresponde a un clivaje de crenulación penetrativo denominado S_2. Este clivaje, a su vez, se encuentra afectado localmente por un clivaje espaciado asociado a pliegues asimétricos (S_3).

Composición mineralógica

Minerales: cuarzo, granate, plagioclasa, clorita, andalucita, oxiclorita, mica blanca, grafito, óxidos de hierro, carbonatos, apatito, circón y turmalina.

5.1.2.1.2. Esquistos claros **(18)**

Los esquistos claros de las Unidades de las Palomas, Estancias y Talayón se caracterizan por una mineralogía muy pobre, de alta varianza, con clorita, mica blanca, cuarzo y albita. Muestran dos fábricas metamórficas penetrativas, un clivaje de crenulación muy penetrativo que consti-

tuye la foliación principal de la roca y una foliación relicta, preservada en los dominios lenticulares de S_2. Cálculos termobarométricos realizados sobre paragénesis de mica+clorita+cuarzo en muestras de la Sierra de las Estancias y en unidades similares de Sierra Cabrera indican que estas rocas se equilibraron bajo condiciones de alta presión-baja temperatura (aprox. 9kbar a 400ºC) durante el crecimiento de su foliación relicta (S_1).



Figura 63. Imagen de electrones retrodispersados de un dominio lenticular en un esquisto claro de la Unidad de las Palomas **(18)** formado por mica blanca, clorita, cuarzo, ilmenita y hematites. Se aprecia la relación entre foliación principal S_2 y foliación relicta preservada dentro del dominio lenticular, definida por cuarzo+mica+ clorita. El orden de reflectividad de esta imagen, de más a menos es ilmenita, clorita, moscovita y cuarzo

5.1.2.2. *Metamorfismo en los esquistos grafitosos de la Unidad del Cantal* **(21)**

Los esquistos grafitosos de la Unidad del Cantal destacan fundamentalmente por su alto grado metamórfico respecto a los esquistos grafitosos del resto de las unidades aflorantes en la Hoja de Puerto Lumbreras (975). Es común encontrar venas con grandes cristales de estaurolita idiomorfa. La asociación mineral más común observada en estas rocas incluye granate, estaurolita, distena, cloritoide, cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa, oxiclorita y biotita (ÁLVAREZ, 1987).

La **estaurolita** se encuentra tanto en dominios lenticulares de la roca como marcando la foliación principal de la roca, poniendo de manifiesto su crecimiento contínuo durante la formación de las dos fábricas S_1 y S_2. Además hay grandes porfidoblastos desorientados que crecieron con posterioridad a la foliación S_2. Son frecuentes grandes cristales poikiloblásticos con inclusiones de granate, cuarzo, grafito y distena. En algunas ocasiones los blastos de estaurolita se presentan parcial o totalmente alterados dando lugar a biotita, clorita y óxidos de hierro.

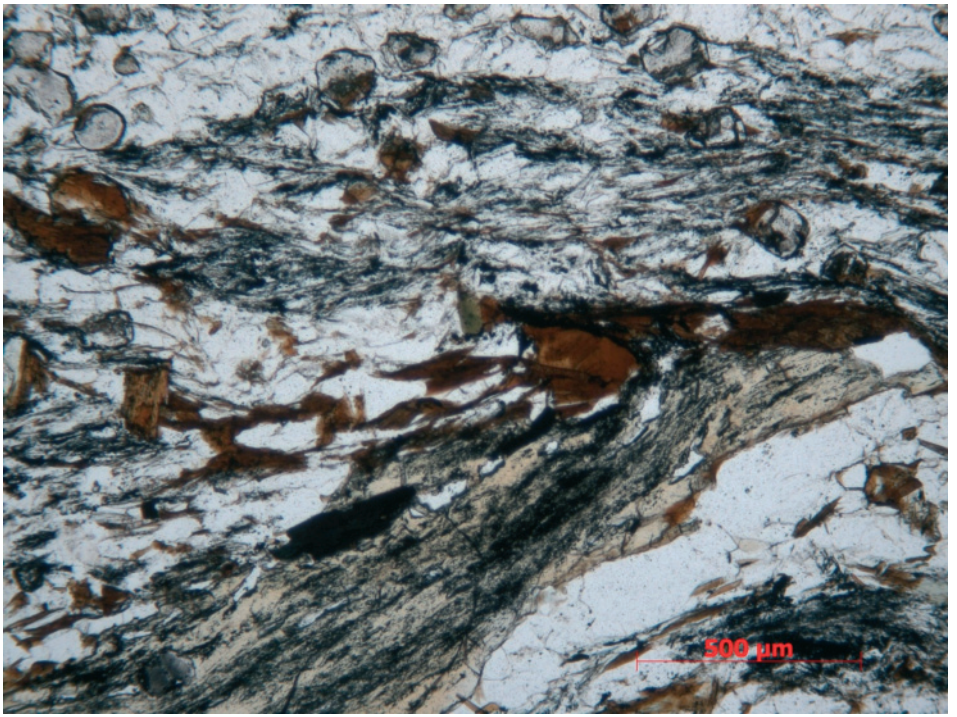


Figura 64. Lámina delgada de un esquisto grafitoso de la Unidad del Cantal **(21)** mostrando un gran porfidoblasto de estaurolita rodeado por una foliación rica en grafito, mica blanca, oxiclorita y granates de pequeño tamaño

El **granate** es otro mineral característico que está siempre presente en estas rocas. El tamaño medio de los blastos oscila entre 0,4 y 1,5 mm (ÁLVAREZ, 1987). Generalmente son idiomorfos o subidiomorfos, salvo que se encuentren reemplazados por otros minerales como clorita u oxiclorita. Los granates pueden ser de gran tamaño con texturas rotacionales sincinemáticas a la foliación principal o se encuentran como inclusiones de menor tamaño en el seno de cristales de plagioclasa o estaurolita.

5.1.2.3. *Metamorfismo en los esquistos claros de la Unidad de Ramonete y Variegato* **(24a)**

La Unidad de Ramonete se caracteriza por estar extremadamente adelgazada y cataclastizada, constituyendo en gran parte un conjunto de brechas y harinas de falla separadas por fallas normales de bajo ángulo. Los esquistos de grano fino de Ramonete muestran dos fábricas dúctiles, un clivaje de crenulación S_2 muy penetrativo y una foliación relicta (S_1) que sólo se conserva en los esquistos más ricos en cuarzo, en el interior de los dominios lenticulares del clivaje de crenulación. Asociada al clivaje S_2 se observa una asociación mineral compuesta por moscovita + cuarzo ± clorita ± ilmenita ± turmalina. La foliación S_1 relicta está definida por lepidoblastos de moscovita ± clorita y agregados de cuarzo. En algunas venas de cuarzo pre-S_2 se conserva una asociación de AP/BT compuesta por carfolita + pirofilita + cuarzo + clorita (BOOTH-REA *et al.,* 2002b).

En los esquistos de grano fino de esta unidad se han analizado las condiciones P-T de equilibrio alcanzadas por dos paragénesis independientes, situadas en muestras distintas de la Unidad de Variegato, equivalente a la Unidad de Ramonete (BOOTH-REA *et al.,* 2002b). Un grupo de muestras corresponde a venas de cuarzo precinemáticas respecto al clivaje de crenulación, que incluyen la asociación, característica de condiciones de AP/BT, carfolita + pirofilita + cuarzo + clorita. Otra muestra corresponde a un cuarzo-esquisto de grano fino donde se preservan las dos foliaciones (S_1 y S_2) presentes en estas rocas, definidas por la paragénesis cuarzo + clorita + fengita. Las condiciones P-T de equilibrio para la asociación con carfolita son de 8-10 kbar y aproximadamente 400 °C (BOOTH-REA *et al.,* 2002b).

Las condiciones P-T obtenidas con la paragénesis cuarzo + clorita + fengita son análogas a las obtenidas para la asociación con carfolita (8,9 ± 0,2 kbar y 438 ± 9 °C). Sin embargo algunos equilibrios indican presiones ligeramente mayores de 11 kbar.



Figura 65. Muestra de vena de cuarzo con clorita y fibras de magnesiocarfolita. Esquistos claros de la Unidad de Ramonente y Variegato. Pilar de Jaravía

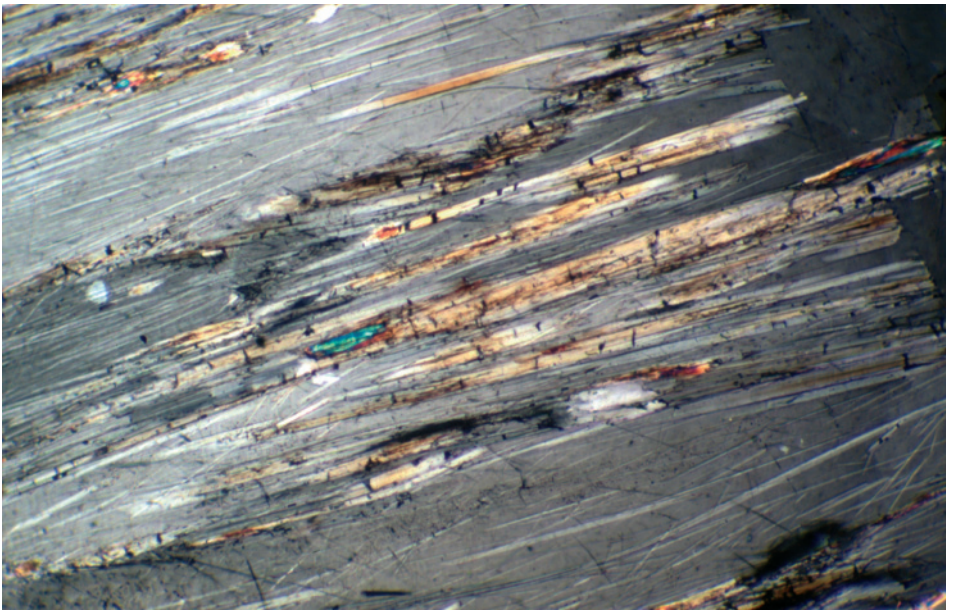


Figura 66. Asociación mineral encontrada en el seno de venas de cuarzo de los esquistos de grano fino de la Unidad de Ramonete **(24a)**. Esta asociación está formada por magnesiocarfolita, pirofilita, fengita, clorita y cuarzo (BOOTH-REA *et al.* 2002b)

La foliación principal en los esquistos de Ramonete suele obliterar completamente a cualquier fábrica previa y se caracteriza por tener un gran aplastamiento asociado que llega producir frecuentes microboudines en los materiales más competentes de la roca como venas de cuarzo o incluso calcita.

Termobarometría de la Unidad de Ramonete y Variegato

En los esquistos de grano fino de esta unidad se han analizado las condiciones P-T de equilibrio alcanzadas por dos paragénesis independientes, situadas en muestras distintas. Un grupo de muestras corresponde a venas de cuarzo precinemáticas respecto al clivaje de crenulación, que incluyen la asociación, característica de condiciones de AP/BT, carfolita + pirofilita + cuarzo + clorita. Otra muestra corresponde a un cuarzo-esquisto de grano fino donde se preservan las dos foliaciones (S_s y S_{cc}) presentes en estas rocas, definidas por la paragénesis cuarzo + clorita + fengita. Las condiciones P-T de equilibrio para la asociación con carfolita son de 8-10 kbar y aproximadamente 400 ºC (BOOTH-REA *et al.,* 2002b).

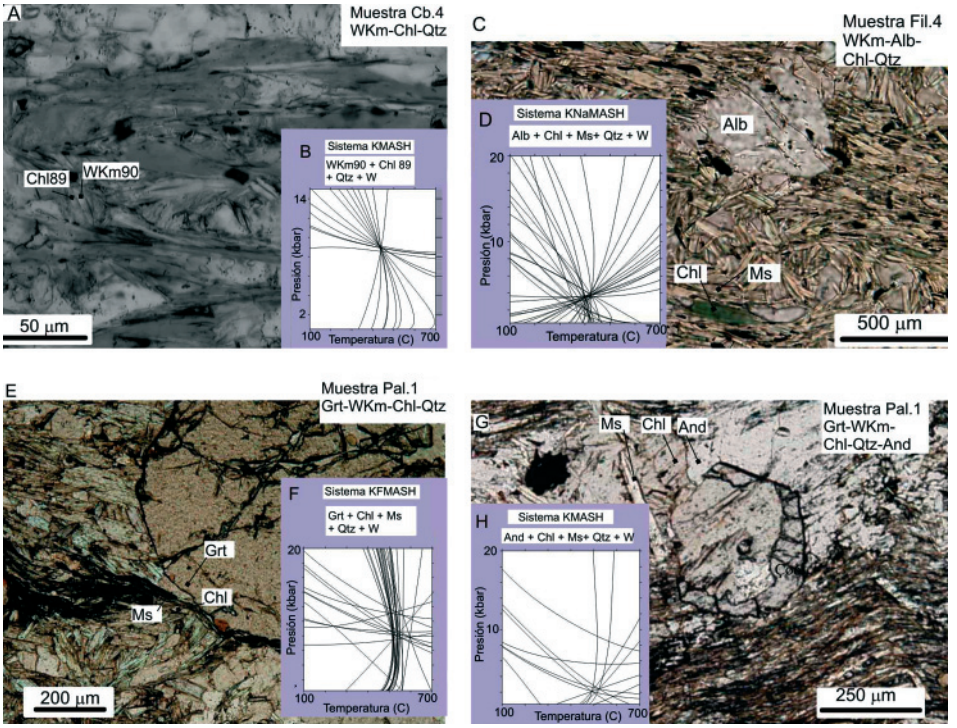


Figura 67. A) ejemplo de la paragénesis fengita (wKm90) + clorita (Chl89) + cuarzo en una muestra de esquisto de grano fino de la Unidad de Ramonete y Variegato. B) Diagrama P-T obtenido con el software TWQ a partir de la composición de las fases presentes en A). C) Paragénesis albita+moscovita+clorita+cuarzo definiendo la foliación principal (S_{cc}) en la muestra Fil.4 de la Unidad del Almanzora. D) Resultado TWQ para la paragénesis anterior. E) Paragénesis de granate+moscovita+clorita+cuarzo en esquisto grafitoso de la Unidad de Variegato. F) Diagrama TWQ para la paragénesis anterior. G) Paragenesis andalucita + clorita + moscovita en esquisto grafitoso de la Unidad de Ramonete y Variegato. H) Resultado TWQ para la paragénesis anterior. Figura tomada de BOOTH-REA *et al.* (2003).

Las condiciones P-T obtenidas con la paragénesis cuarzo + clorita + fengita son análogas a las obtenidas para la asociación con carfolita (8,9 ± 0,2 kbar y 438 ± 9 °C). Sin embargo algunos equilibrios indican presiones ligeramente mayores de 11 kbar.

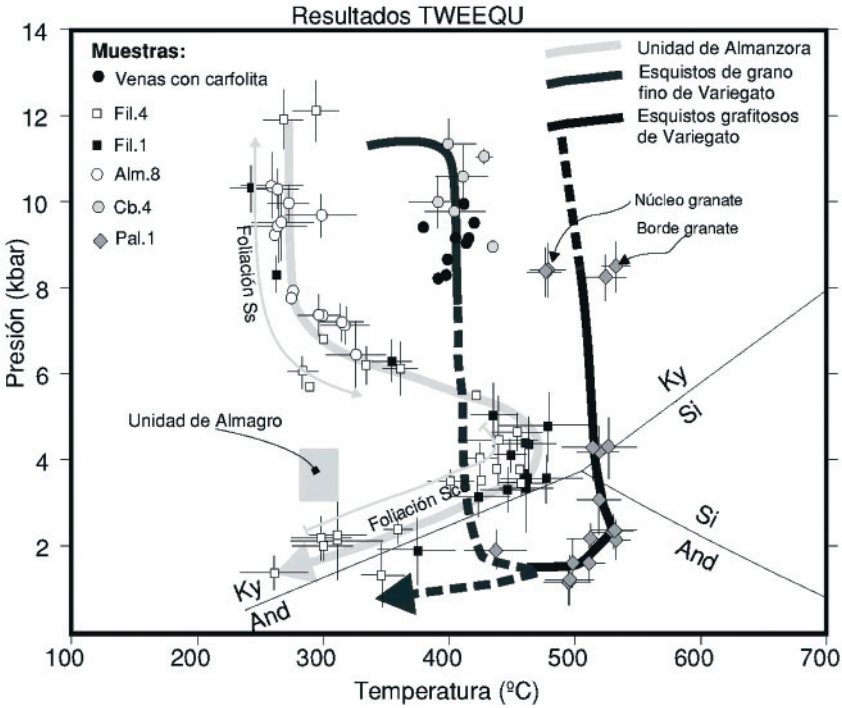


Figura 68. Trayectorias P-T y condiciones termobarométicas de las Unidades de Almagro, Almanzora y Variegato (esquistos de grano fino y grafitosos) determinadas a partir de equilibrios locales con el software TWQ. Figura de BOOTH-REA *et al.* (2003)

Los esquistos grafitosos muestran dos paragénesis que permiten obtener resultados termobarométricos (granate + clorita + moscovita + cuarzo y clorita + moscovita + cuarzo + andalucita). No se ha utilizado la paragénesis cuarzo + clorita + moscovita, porque las cloritas muestran un contenido muy bajo en sudoita, por lo que este miembro extremo no se ha podido tener en cuenta en los cálculos y con los restantes miembros extremos de esta paragénesis no se pueden obtener 3 reacciones independientes. Los resultados termobarométricos en la muestra Pal.1 definen especialmente el final de la trayectoria metamórfica (resultados entre 4,4 ± 0,6 Kbar/502 ± 18 ºC y 1,3 ± 0,6 kbar y 491 ± 19 ºC, para equilibrios con el borde de granates), debido a que la foliación principal S_{cc} ha obliterado completamente cualquier fábrica previa y sólo se observan micas con un bajo contenido en celadonita. Alguna mica de la foliación S_{cc} muestra contenidos de Si mayores (3,27 a.p.f.e). Éstas indican condiciones de aproximadamente 8 ± 0,6 Kbar y temperaturas entre 470 ±14 y 526 ± 11 ºC dependiendo de

si los cálculos se realizan con la composición del núcleo o la del borde de los granates, respectivamente (figs. 67 y 68). Las condiciones P-T definidas por la paragénesis clorita + moscovita + cuarzo + andalucita + agua, localmente post-cinemática respecto a la foliación principal son de 450-500 °C y prosiguen en torno a los 2 kbar de presión (fig. 68).

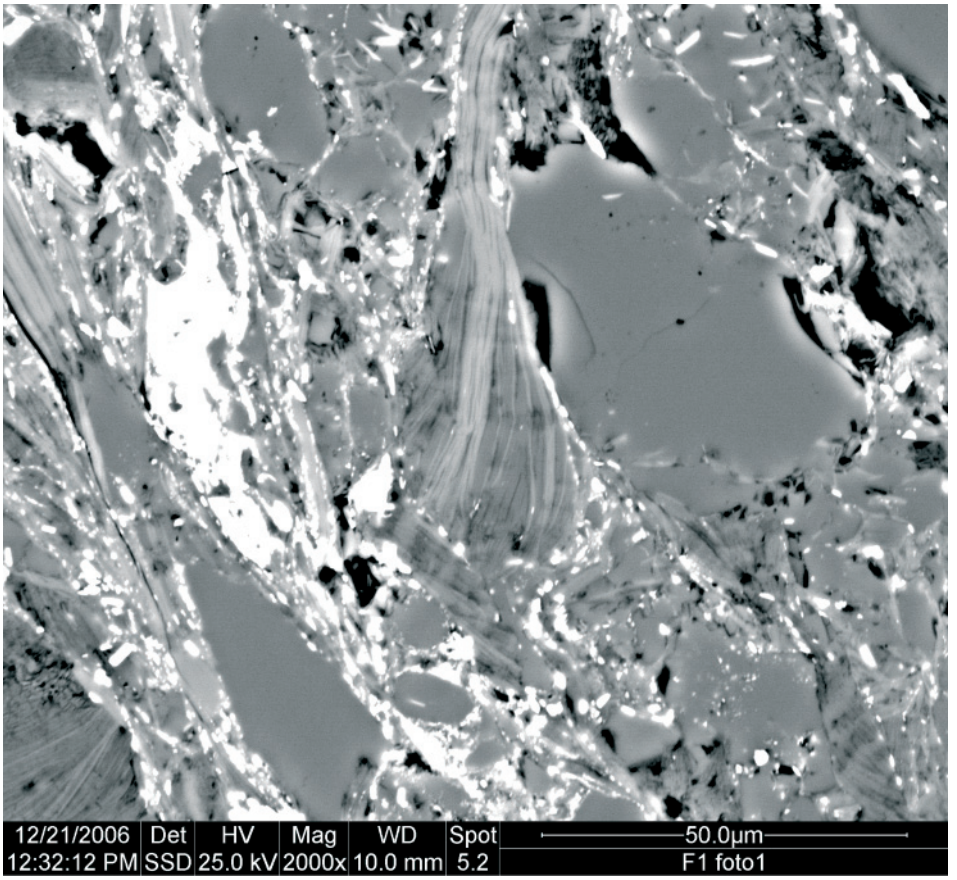


Figura 69. Imagen de electrones retrodispersados de una muestra metapsamnítica de grado muy bajo del Maláguide Inferior. Se observan fragmentos detríticos de cuarzo con bordes indentados junto con filosilicatos detríticos recristalizados formando interestratificados mica-clorita. Las menas, con alta reflectividad, son mayormente hematites

5.1.3. Metamorfismo en el Complejo Maláguide

El estudio de la cristalinidad de la illita indica que la imbricación inferior del Complejo Maláguide ha sufrido anquimetamorfismo alto (LONERGAN, 1991 y NIETO *et al.*, 1994). Además,

se ha reconocido un episodio de retrometamorfismo regional, a minerales de la arcilla (esmectitas) en Sierra Espuña (NIETO *et al.*, 1994; ABAD *et al.*, 2003).

En la Sierra de las Estancias se han analizado pares de cloritas y fengitas en pelitas de la imbricación inferior del Complejo Maláguide, para determinar las condiciones P-T que ha alcanzado (BOOTH-REA, 2004). Sin embargo, sólo se han obtenido dos pares de fengita-clorita que muestren condiciones de equilibrio, bajo condiciones de aproximadamente 5 kbar y 240 ºC. El valor de la temperatura coincide con el obtenido mediante un geotermómetro de clorita independiente desarrollado por ZANG y FYFE (1995). Este geotermómetro se basa en la dependencia entre la cantidad de Al (IV) y la temperatura en la clorita. Fue ideado por CATHELINEAU y NIEVA, (1985) que observaron una correlación lineal entre la proporción de Al (IV) y la temperatura de formación de cloritas en el sistema geotermal de Los Azufres (Méjico). Posteriormente ha sido modificado por ZANG y FYFE (1995) corrigiendo el valor de Al (IV) para tener en cuenta su variación en función de la fracción molar Fe/(Fe+Mg) obteniendo la siguiente ecuación:

$$T(ºC)=106.2((Al(IV)-0.88\{Fe/(Fe+Mg)-0.34\})+17.5$$

Utilizando este geotermómetro se obtienen temperaturas para las cloritas de la imbricación inferior de las Unidades Maláguides inferiores comprendidas entre 163 y 267 ºC con una media de 245.2 ºC. Las temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas en venas de cuarzo de estas rocas se encuentran entre 180 y 200ºC, NIETO *et al*., 1994.

Al igual que en las unidades superiores del Complejo Alpujárride, las filitas del Complejo Maláguide muestran un aplastamiento y extensión muy importantes asociado a su foliación principal, que se manifiesta con la formación de boudines de los materiales más competentes y la presencia de charnelas de pliegues desenraizadas.

5.2. ROCAS ÍGNEAS

Corresponden a dacitas potásicas **(36)**, que han sido revisadas recientemente en las Béticas orientales, habiéndose realizado un análisis petrográfico de detalle por parte de M.T. GÓMEZ PUGNAIRE, V.A., LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAINO y J.M. FERNÁNDEZ SOLER, en la vecina Hoja de Mazarrón (976). En este estudio, por tanto haremos referencia continua a las descripciones y valoraciones realizadas por dichos autores para los afloramientos de rocas dacíticas potásicas.

5.2.1. Edad

La datación de las dacitas biotíticas es problemática debido a la abundancia en enclaves restíticos y cordierita, que suelen contener cantidades altas de argón en exceso. BELLON *et al.* (1983) proponen edades para este grupo de rocas en el rango 6.6 y 8.3 Ma, por comparación con los valores obtenidos en rocas semejantes en las zonas de Vera (Almería) y La Unión. TURNER *et al*. (1999) obtuvieron valores de 8.8-8.9 Ma, ligeramente más modernos, en con-

centrados de biotita mediante técnicas Ar-Ar. CESARE *et al.* (2003) han encontrado edades de 9.13 Ma (U/Pb en monacitas mediante SHRIMP) para la generación de los magmas, y 9.06 Ma para la cristalización de circones en el magma. En todo caso, estos valores son concordantes con la posición bioestratigráfica de las rocas volcánicas, que aparecen claramente interestratificadas con sedimentos marinos con fauna del Tortoniense superior (BELLON *et al.,* 1983; LAROUZIÉRE, 1985).

5.2.2. Descripcion petrográfica

Son rocas de coloración clara, grisácea a blanca, rojiza por oxidación superficial o alteración hidrotermal. Las facies más comunes son bastante vacuolares, de aspecto casi pumíceo, lo que las hace fácilmente alterables a productos arcillosos. El elemento más distintivo es la abundancia de enclaves restíticos, gnéisicos, micáceos, grandes andalucitas, junto con megacristales de feldespato potásico. En las rocas más alteradas, la roca volcánica se transforma a materiales arenosos o arcillosos, y quedan enclaves restíticos.

Las rocas son porfídicas, con abundante porcentaje (< 35%) de matriz vítrea, comúnmente perlítica, con escasos microlitos de plagioclasa dispersos con disposición fluidal. Los fenocristales tienen tamaños seriados desde algunos milímetros hasta microlitos menores de 1 micra.

Los fenocristales de sanidina aparecen muy dispersos, y con tamaños de 2-5 mm, aunque en muchas ocasiones se encuentran como megacristales de hasta varios centímetros. Suelen contener abundantes inclusiones de cristales de biotita, plagioclasa, cuarzo, apatito y vidrio.

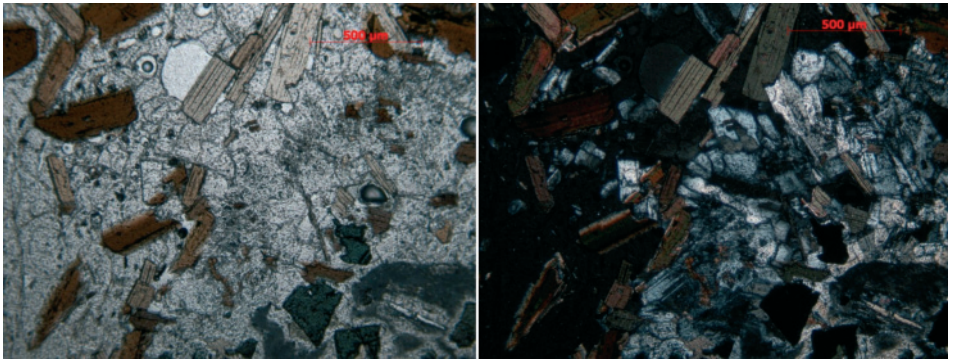


Figura 70. Muestra de dacita potásica **(36)** del puerto de las Cruceticas, en la que se puede distinguir un dominio dacítico formado por matriz vitrea con fenocristales de biotita y plagioclasa fundamentalmente y un enclave, a la izquierda, formado por biotita, plagioclasa, espinela (hercinita), sillimanita y cuarzo, entre otros

La *plagioclasa* aparece como fenocristales (<3-5 mm) y como microlitos. Es el fenocristal más abundante (20-25%) y se encuentra con una variedad de texturas: cristales euhédricos o subhédricos maclados y fuertemente zonados, con patrones complejos de zonación oscilatoria y zonas de reabsorción. Muchos de ellos contienen zonas ricas en inclusiones de vidrio (plagioclasas cribosas y esponjosas). También aparece como cristales de contornos ovoides, zonados, y con inclusiones de biotita y minerales fibrosos, aparentemente de origen restítico.

La *biotita* (5-15%) forma grandes placas de hábitos subhédricos (0.2-3 mm) de color marrón intenso, con evidentes signos de reabsorción en sus bordes. Contienen inclusiones de ilmenita, apatito y circón. La *flogopita* suele estar presente, pero es poco abundante. Tiene menor tamaño que la biotita, hábitos euhédricos o subhédricos muy tabulares y, raramente, presenta inclusiones. A veces muestra una zonación hacia bordes oscuros, más ricos en hierro. En otros casos muestran una textura muy cribosa, con engolfamientos e inclusiones de vidrio que ocupan el núcleo o incluso la mayor parte de los cristales. En algunos puntos, biotita y flogopita son extremadamente abundantes, llegando al 20 % de la roca.

La *cordierita* es un fenocristal bastante común, y en algunas muestras muy abundante. Se presenta como cristales euhédricos prismáticos, pleocroicos y con zonación sectorial, que pueden alcanzar hasta 1-2 cm. La mayoría de las veces contienen inclusiones aciculares de fibrolita, y también inclusiones de biotita, plagioclasa, grafito o ilmenita. Los *xenocristales* son anhédricos, y más ricos en inclusiones de sillimanita acicular y grafito; suelen presentar además una corona de reacción rica en plagioclasa, biotita, espinela, opacos y vidrio.

El *cuarzo* (< 5%) aparece como cristales globulares con golfos de corrosión, o agregados anhedrales de cristales fracturados. Hay también cristales dispersos de *andalucita*, de tamaño a veces superior a 8 cm, generalmente rodeados por coronas de reacción compuestas por plagioclasa, espinela, sillimanita, piroxeno ó corindón, que sugieren un origen restítico.

Ortopiroxeno, y a veces *clinopiroxeno*, aparecen raramente como fenocristales y/o en la matriz. Apatito, circón, ilmenita y escaso grafito son las fases accesorias comunes.

Los enclaves son muy numerosos en este grupo de rocas. Pueden alcanzar tamaños desde menos de 1mm hasta más de 20 cm. Entre los tipos presentes se distinguen:

- Enclaves gneísicos, compuestos por asociaciones variadas de plagioclasa, cuarzo, sillimanita, granate, espinela, cordierita, apatito, circón, y a veces sanidina (figura 70).

- Cordieritita, compuestas por cordierita, cuarzo, biotita, apatito, circón, grafito, ilmenita y vidrio incoloro

- Escasos enclaves dioríticos, compuestos por plagioclasa, ortopiroxeno o biotita, y minerales opacos, con texturas granudas. A veces hay algo de cuarzo. En algún caso se trata

de gabros compuestos por plagioclasa, clinopiroxeno y/o hornblenda, con un poco de biotita.

- Enclaves microgranulares, de grano muy fino y composición máfica, compuestos por plagioclasa, biotita y/o piroxeno, y vidrio.

5.2.3. Composición

En la Tabla 1 se muestran los análisis realizados en la vecina Hoja de Mazarrón (976), incluyendo los afloramientos del Puntarrón que continúan en la Hoja de Puerto Lumbreras (975), sobre dacitas biotíticas con cordierita pertenecientes a este grupo (círculos rojos llenos en las figuras 71 y 72).

ELEMENTOS MAYORES (XRF)				
(% peso)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12
SiO2	64.18	64.58	64.00	63.89
Al2O3	15.78	15.86	16.01	15.94
Fe2O3	4.67	4.68	4.92	4.68
MnO	0.05	0.07	0.08	0.07
MgO	2.31	2.03	2.34	2.21
CaO	2.77	2.41	2.86	2.44
Na2O	1.76	2.13	2.05	1.97
K2O	4.45	3.99	3.89	4.31
TiO2	0.62	0.60	0.59	0.62
P2O5	0.38	0.34	0.35	0.33
Zr	264.4	249.0	220.2	237.1
PC	1.72	3.35	2.63	2.94
SUMA	98.69	100.04	99.72	99.40

ELEMENTOS TRAZA (ICPMS + XRF)									
(ppm)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12	(ppm)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12
Li	43.54	29.39	32.88	22.67	Sn	5.76	5.98	5.66	5.44
Rb	206.81	232.62	206.57	216.43	Tl	2.32	2.45	1.94	2.27
Cs	38.36	54.14	39.19	45.87	Pb	66.54	64.73	59.13	58.63
Be	5.01	5.07	4.49	5.16	U	13.07	15.39	13.58	14.08
Sr	514.30	473.16	392.65	471.00	Th	43.75	46.85	37.80	41.24
Ba	1079.80	1007.01	957.51	1016.57	La	49.75	50.25	46.68	46.87
Sc	14.52	13.03	15.31	14.09	Ce	106.57	106.32	98.98	99.71
V	92.06	85.64	96.55	88.24	Pr	12.55	12.44	11.30	11.73
Cr	98.08	90.69	103.74	103.96	Nd	48.88	49.80	44.54	45.53
Co	11.91	10.56	11.27	11.02	Sm	10.19	10.37	9.09	9.37
Ni	30.54	24.44	25.56	26.11	Eu	2.17	2.15	1.84	2.13
Cu	28.84	14.83	25.16	18.32	Gd	7.03	7.05	6.38	6.53
Zn	58.56	55.19	53.92	54.02	Tb	0.95	0.92	0.95	0.86
Ga	21.08	21.28	21.20	21.60	Dy	4.85	4.57	4.93	4.32
Y	23.29	22.45	23.32	22.26	Ho	0.83	0.78	0.91	0.80
Nb	22.76	21.83	19.48	20.98	Er	2.11	2.08	2.24	2.05
Ta	1.96	1.84	1.77	1.79	Tm	0.33	0.30	0.32	0.30
Zr	45.11	52.47	29.93	56.27	Yb	1.94	1.79	1.90	1.84
Hf	1.61	1.86	1.29	1.98	Lu	0.27	0.24	0.27	0.25
Mo	0.67	0.89	1.22	0.80					

Tabla 1. Composición química de algunas rocas volcánicas dacíticas del área de Mazarrón

En las figuras 71 y 72 se han incluido además datos procedentes de LAROUZIÉRE (1985), MOLIN (1980), LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), VENTURELLI *et al*. (1991), BENITO *et al*. (1999) y TURNER *et al*. (1999). Los datos muestran bastante dispersión. En el diagrama TAS (Le BAS *et al.,* 1986) las rocas biotíticas con cordierita y sanidina (círculos vacíos) se clasifican como dacitas o traquidacitas, algunas latitas, y en una muestra como riolita. Las rocas piroxénicas con biotita se clasifican como dacitas y andesitas (cuadrados azules), con menor contenido en Na_2O+K_2O que las anteriores.

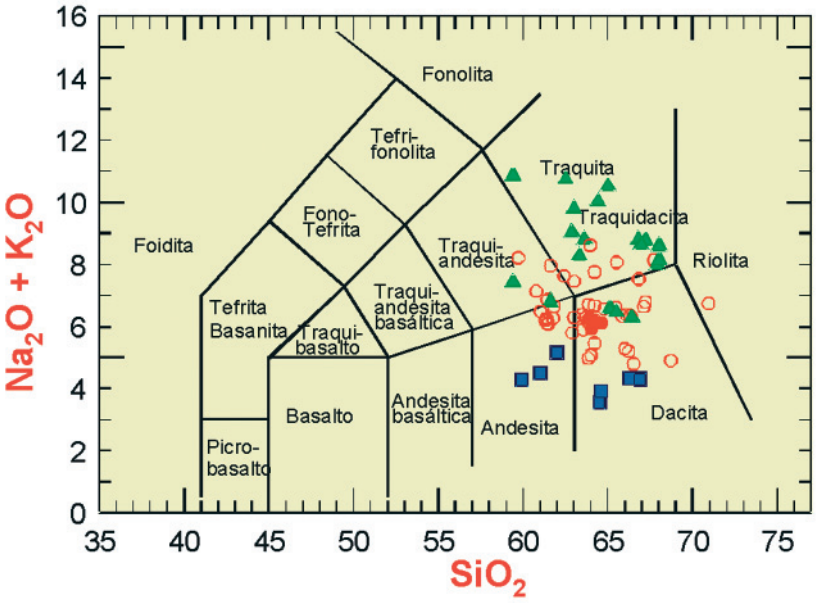


Figura 71. Posición de muestras analizadas procedentes de la literatura en el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986). Tomada de García-Tortosa *et al.* (en prensa). Símbolos explicados en el texto

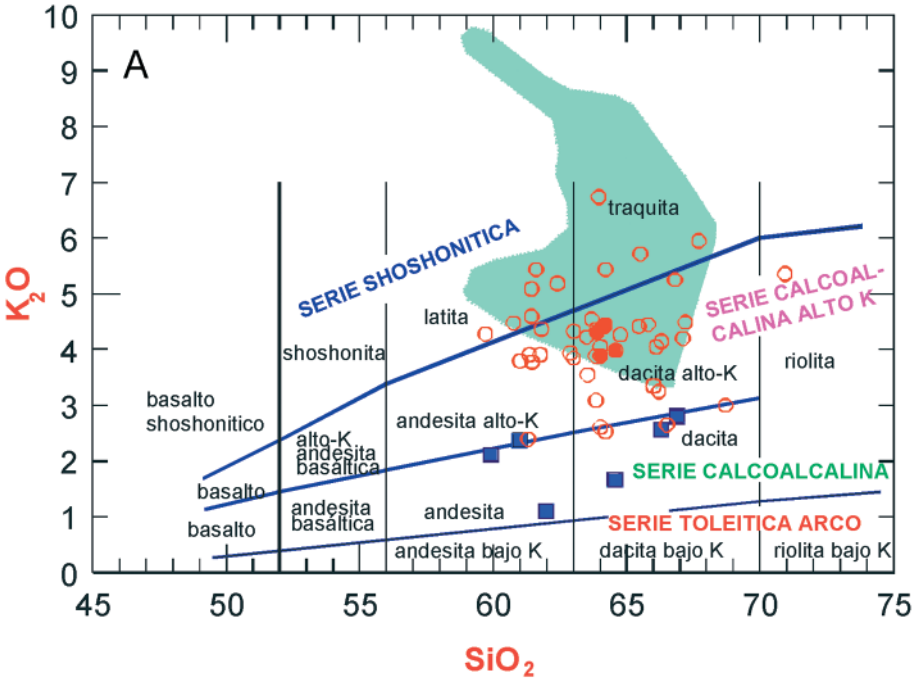


Figura 72. Figura tomada de García-Tortosa *et al.*, en prensa. A) Situación en la clasificación (modificada) de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de las rocas calcoalcalinas de Mazarrón y del Puntarrón. El campo en color verde muestra la variación composicional de las rocas de afinidad lamproítica

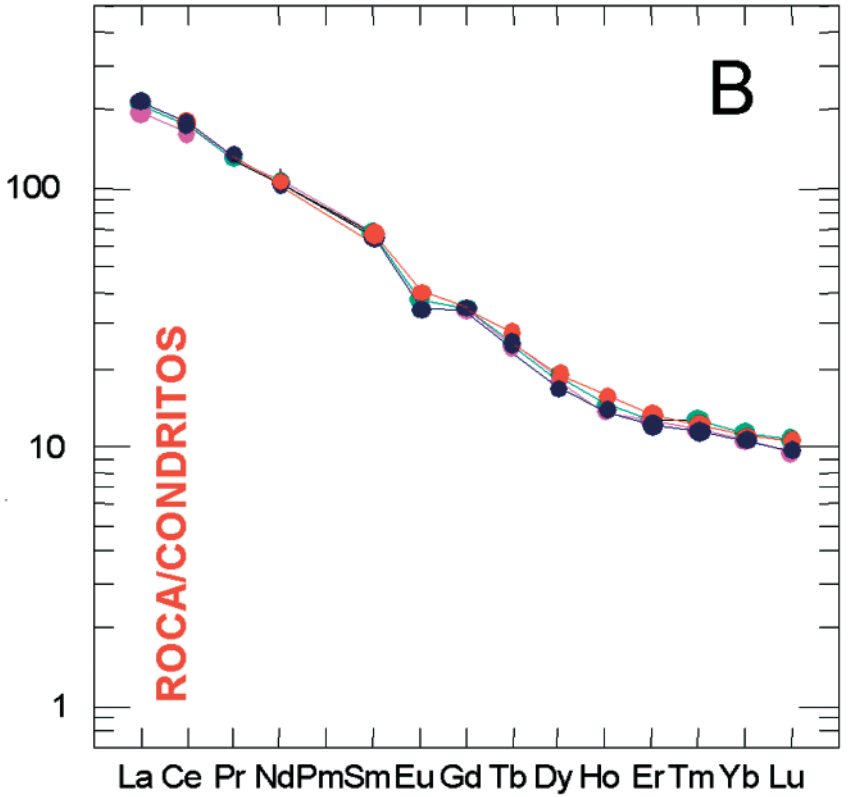


Figura 73. Patrones de Tierra Raras de las dacitas analizadas. Obsérvese la fuerte similitud química de todas las muestras. Figura tomada de García-Tortosa *et al.* (en prensa)

En la clasificación de rocas volcánicas orogénicas (modificado de PECCERILLO y TAYLOR, 1976) (fig. 72) las dacitas biotíticas se sitúan en la serie calcoalcalina rica en K_2O o incluso shoshonítica (círculos rojos). Las rocas muestran altos contenidos en Al_2O_3, que se reflejan en la aparición de hasta un 10% de corindón en la norma CIPW. Los valores de Na_2O son bajos, mientras que los de K_2O son muy variables. CaO y FeO son más bajos que los de otras rocas calcoalcalinas como las de Cabo de Gata.

Las rocas tienen contenidos altos en elementos incompatibles (Li, Rb, Th), y valores bajos de Nb, Ta, Ti, Sr y P. Los patrones de REE (fig. 73) de las dacitas biotíticas muestran Tierras Raras Ligeras muy fraccionadas y enriquecidas, valores menos variables para las Tierras Raras Pesadas, y anomalía negativa de Eu. Este patrón es similar al de las rocas metapelíticas próximas (datos inéditos) y, en general, al de las rocas pelíticas comunes.

Los valores de $\delta^{18}O$ de estas rocas (entre +13.8 y +20.3, MUNKSGAARD, 1984; LÓPEZ RUÍZ y WASSERMAN, 1991; BENITO *et al.,* 1999), y la composición isotópica (87Sr/86Sr: 0.7136-0.7178), reafirman la hipótesis de derivación por fusión parcial de un protolito meta-sedimentario. En resumen, el conjunto de datos petrológicos y geoquímicos indican claramente a una génesis de este grupo de rocas por fusión parcial cortical a partir de un protolito metasedimentario. No hay que descartar no obstante la posible aportación de mínimas fracciones de magmas más profundos (lamproítas o basaltos) (VENTURELLI *et al*., 1991; BENITO *et al*., 1999, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Dada la complejidad estructural y metamorfismo de la mayor parte de los materiales de esta Hoja, en este capítulo se pretende realizar un análisis sintético de los datos presentados en apartados anteriores, para proponer un modelo de evolución tectónica del dominio cortical de Alborán (DCA), en la Hoja de Águilas durante el Cenozoico, con especial énfasis en el Neógeno-Cuaternario.

Se pueden diferenciar varios eventos o etapas que son significativos en la evolución de la zona, como los siguientes:

- Colisión continental y metamorfismo de alta presión (Evento D1).
- Aplastamiento dúctil y exhumación de unidades superiores (Evento D2).
- Reorganización contractiva de las unidades (Evento D3).
- Formación del arco de Gibraltar y "rifting" en el retroarco (Evento D4).
- Plegamiento tortoniense en la Cuenca de Alborán.
- Extensión durante el Neógeno superior.
- Fallas de salto en dirección y tectónica Messiniense–cuaternaria.

La colisión del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide debió de realizarse en un estadio muy temprano de la evolución del Dominio Cortical de Alborán (DCA), siendo el primer evento que ha quedado reflejado en la estructura de las unidades permo-triásicas de ambos complejos; desarrollándose en el Complejo Alpujárride la foliación (S_1) de la que actualmente sólo quedan restos en el interior de porfiroclastos y en dominios lenticulares de la foliación S_2. Durante este episodio de engrosamiento cortical crecieron las asociaciones minerales de alta presión con carfolita conservadas en venas de cuarzo de las pelitas permo-triásicas del Complejo Alpujárride, algunas de las cuales alcanzaron presiones de 10-13 kbar a temperaturas relativamente bajas de 400-450°C (AZAÑÓN y GOOFÉ, 1997; BOOTH-REA *et al*., 2003a) y se inicio el metamorfismo en facies de anquizona que afecta a las Unidades Maláguides Inferiores (LONERGAN, 1993). El orógeno generado en relación con está subducción de tipo A debió de alcanzar un espesor de al menos 65 km, equivalente a los 18 kbar de presión (utilizando una densidad de 2,8 gr/cm^3) registrados por eclogitas en cuerpos lenticulares básicos situados a la base de la Unidad de Jubrique (MICHARD *et al.*, 1997).

La edad del evento D1 ha sido muy discutida, con propuestas que van desde el Oligoceno inferior (LONERGAN y WHITE, 1997 y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000) hasta edades paleógenas (DE JONG, 1991; ZECK, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y PLATT *et al.*, 1998), sin embargo el hecho de que se hayan obtenido edades pre-oligocenas para el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride (36 Ma, SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998) indica que el periodo de engrosamiento D1 debió de ser previo a esta edad. Sobre el Complejo Maláguide, que ejerció como bloque de techo durante la colisión, hay un registro sedimentario marino prácticamente continuo desde el Paleógeno hasta el Mioceno inferior (MARTÍN MARTÍN, 1996), el cual debió de registrar este evento contractivo. De hecho, se observa una discordancia erosiva y presiense (MARTÍN MARTÍN, 1996) en relación con la cual se ha erosionado gran parte de la sucesión estrátigráfica paleógena del Maláguide, que podría estar relacionada con el evento D1. Esta edad temprana de la subducción explicaría la ausencia de sedimentos terciarios pinzados entre las unidades del DCA. Dataciones Ar-Ar recientes de mica blanca de los esquistos de grano fino del Complejo Alpujárride (48 Ma, PLATT *et al.*, 2005) confirman una edad Eoceno inferior para el evento de engrosamiento cortical que implicó a los Complejos Alpujárride y Maláguide. Como sugiere LONERGAN (1993) el sentido de transporte de los cabalgamientos responsables de este primer evento contractivo sería de componente noroeste en las coordenadas geográficas actuales, sin embargo, deshaciendo las rotaciones paleomagnéticas miocenas que afectan a la cobertera permo-triásica de las Unidades Malaguides Superiores (ALLERTON *et al*., 1993) en sentido antihorario, prácticamente 200º; el transporte original sería de componente S-SE (LONERGAN, 1993).

Siguiendo esta hipótesis, se ha considerado que tras el evento D1 los Complejos Alpujárride y Maláguide formaron una porción de corteza continental solidaria, la parte inferior de la cual (Complejo Alpujárride) sufrió un aplastamiento coaxial (D2) que dió lugar a la formación de su foliación principal (S_2) siguiendo una trayectoria metamórfica de descompresión prácticamente isotérmica. Este evento ha sido reconocido en todas las rocas del Alpujárride, obteniéndose un valor de descompresión equivalente a un factor de adelgazamiento β del orden de 3, similar al obtenido por BALANYÁ *et al.* (1993; 1997) para las rocas de la Unidad de Jubrique en las Béticas occidentales.

Durante el evento extensional D2 no se llegaron a exhumar rocas del Complejo Alpujárride, las cuales se mantuvieron siempre en el campo de las deformaciones plásticas, sin embargo, durante la formación de la foliación principal, por aplastamiento con un factor de adelgazamiento B de 2,5-3, en el Alpujárride, el Complejo Maláguide debería de estar extendiéndose bajo condiciones de deformación cataclástica, por lo que algunas de las fallas normales de bajo ángulo diferenciadas en las Béticas orientales deben de ser coetáneas a la formación de dicha foliación y por tanto serían, como se discutirá más adelante, fallas del Eoceno superior-Oligoceno, edades de "fission track" más antiguas de apatitos de las rocas maláguides incluidas en sedimentos oligocenos del DCA (LONERGAN y JOHNSON, 1998) y periodo durante el cual se produce una importante subsidencia en la cuenca que se encontraba sobre el Complejo Maláguide según MARTÍN MARTÍN (1996).

Esta extensión probablemente tuvo finalmente un carácter post-orogénico en el Oligoceno superior-Aquitaniense, caracterizado por intrusión de diques subalcalinos con una evolución característica de toleitas de arco isla (TURNER *et al*., 1999; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2003), por la generación de un frente de recristalización en la base de la litosfera continental (LENOIR *et al.,* 2001) y por un posible calentamiento tardío a bajas presiones en las Unidades Alpujárrides de tipo A (ARGLES *et al.,* 1999; SOTO y PLATT, 1999; PLATT *et al.,* 2003; BOOTH-REA *et al*., 2005).

Tras el episodio extensional D2 es necesario un episodio de acortamiento cortical para poder explicar las inversiones que se producen en el grado metamórfico entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride así como el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda. Los pliegues recumbentes F_3 y el clivaje de crenulación S_3 del Complejo Alpujárride se han relacionado con este episodio contractivo. Estas estructuras contractivas muestran una distribución muy dispar dependiendo de la posición estructural en la pila Alpujárride-Maláguide; de modo que en las Unidades Maláguides y en las Alpujárrides de tipo A, que ocupan la posición superior de esta pila prácticamente no se observan este tipo de estructuras. Sin embargo, en las unidades infrayacentes como la Unidad de Ojén o de tipo B estas estructuras son ubícuas. Por ejemplo, la Unidad de Ojén muestra una geometría de sinclinal recumbente vergente hacia el norte con núcleo en los mármoles de esta unidad, que se ha relacionado con el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda que se encuentran sobre él (BALANYÁ *et al.,* 1997 y 1998, SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997 y TUBÍA *et al.,* 1997).

Según SÁNCHEZ GÓMEZ (1997) la Unidad de Ojén registra un incremento de presión y de temperatura de 2-3 kbar y 200°C en relación con este evento. La naturaleza contractiva de este evento ha sido muy discutida, ya que generalmente no se ha observado un aumento de presión y temperatura relacionado con él, y diversos autores han argumentado que los pliegues asociados se podrían haber producido en un contexto extensional (OROZCO *et al.*, 1998; PLATT *et al.*, 1998; PLATT, 1998; OROZCO *et al.*, 2004) por cizallamiento simple de marcadores previos inclinados siguiendo un modelo como el propuesto por FROITZHEIM (1992) en los Alpes. Sin embargo, las condiciones termobarométricas bajo las cuales se desarrollaron los pliegues en el Complejo Alpujárride eran todavía metamórficas (450ºC y aproximadamente 2 kbar en los esquistos grafitosos con granate, AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005) mientras que las fallas normales con transporte hacia el norte que supuestamente habrían generado los pliegues (según OROZCO *et al.,* 1998 y 2004) se formaron bajo condiciones frágiles y sin crecimiento mineral. Además, la presencia de unidades tectónicas más metamórficas sobre otras menos metamórficas y las inversiones en el grado metamórfico ligadas a pliegues recumbentes son un rasgo general en las Béticas tanto en el Complejo Alpujárride como en el Nevado-Filábride; en este último las superposiciones son del orden de la centena de km, (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1986a; PLATT y BEHRMANN, 1986; GARCÍA-DUEÑAS *et al*., 1988 a, b; DE JONG, 1991, 1993a y b y DE JONG *et al.*, 1992; AZAÑÓN *et al.*, 1996; AZAÑÓN y ALONSO CHÁVEZ, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1998; AZAÑÓN y CRESPO-BLANC; 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005) y parece imposible atribuirlos a un proceso tectónico que no fuese contractivo.



Figura 74. Falla inversa y pliegue asociado, vergente hacia el noreste relacionado con el episodio de reorganización contractiva D3 en esquistos grafitosos de la Unidad de las Palomas. Los Mayorales, Águilas

La vergencia y el transporte tectónico asociado a este episodio contractivo muestran siempre una componente norte en el Complejo Alpujárride, en las coordenadas geográficas actuales. Sin embargo, las zonas de cizalla plásticas situadas entre unidades del Complejo Nevado-Filábride muestran cizallamiento de componente ONO (e.g. GARCÍA-DUEÑAS *et al*., 1988a; DE JONG, 1992; GONZÁLEZ CASADO *et al.,* 1995). Datos recientes de la edad del metamorfismo a partir de datos isotópicos de Lu-Hf en granates de las eclogitas Nevado-Filábrides se encuentran en el rango de 18-14 Ma sugiriendo que quizás el metamorfismo de alta-presión baja temperatura observado en el Complejo Nevado-Filábride pudiese estar en relación con este episodio contractivo que, por tanto, se habría iniciado durante el Mioceno inferior por la colisión entre el Dominio Cortical de Alborán, formado por Unidades Alpujárrides y Maláguides y el Margen Sudibérico, cuyo basamento correspondería al Complejo Nevado-Filábride (BOOTH-REA *et al.,* 2007).

El enfriamiento producido en relación con la subducción de Unidades Alpujárrides más frías bajo otras más calientes en relación con este episodio debió de producir el cierre isotópico en las rocas alpujárrides. Las edades radiométricas obtenidas en rocas del Complejo Alpujárride indican que el cierre del sistema isotópico en micas se produjo entre 24 y 19 Ma (PRIEM *et al.,* 1979; MONIÉ *et al.,* 1991 a y b; 1994; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998; SOSSON *et al.,* 1998;

PLATT y WHITEHOUSE, 1999; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000; PLATT *et al*., 2003). Por tanto, los cabalgamientos tardimetamórficos se debieron de producir durante o con posterioridad a esta edad.

El evento D3 coincide en el tiempo con el inicio de la formación del Arco de Gibraltar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior (BOULLIN *et al.*, 1986; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1987 y 1988; GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992; CRESPO-BLANC y CAMPOS, 2001). El frente de este arco migró hacia el oeste, cabalgando primero sobre las Unidades de la Dorsal en el Oligoceno superior y posteriormente sobre Unidades Predorsalianas y las unidades de los Flyschs durante el Mioceno inferior (BOUILLIN *et al.*, 1986), consumiendo un área constituida por corteza muy adelgazada o incluso oceánica al oeste (DURAND DELGA *et al.*, 2000) y colisionando con el Margen Sudibérico y Magrebí al norte y al sur respectivamente. Esta coincidencia entre la edad de formación del Arco de Gibraltar y la edad de los cabalgamientos tardimetamórficos en el Dominio de Alborán sugiere que dichos cabalgamientos representaban el área de "thick skinned tectonics" del prisma de acreción del Arco de Gibraltar. De este modo el Dominio de Alborán actuaría como contrafuerte, necesario para la propagación de los cabalgamientos en el Dominio Subbético durante el Mioceno inferior.

Parte del Dominio Sudibérico subdujo bajo el edificio contractivo del DCA desarrollando metamorfismo en facies de Prehnita-Pumpellita (3-4 kbar y aproximadamente 300 °C, como muestran los afloramientos de metabasitas incluidas en rocas subbéticas en Antequera (MORATA CÉSPEDES, 1993 y AGUIRRE *et al.*, 1995) o en la Unidad de Almagro en las Béticas orientales (SÁNCHEZ VIZCAINO *et al.* (1991). La subducción del Dominio Sudibérico bajo el DCA debió de ocurrir entre el Aquitaniense y el Burdigaliense inferior, edad de formación de abundantes olistostromas en el Subbético (COMAS, 1978 y DE SMET, 1984).

Durante el Burdigaliense superior se generan cabalgamientos retrovergentes hacia la parte interna del arco, en las Béticas orientales rocas del subbético cabalgan hacia el sureste sobre sedimentos que cubren al DCA (LONERGAN *et al.*, 1994) y en las Béticas occidentales retrocabalgan Unidades de la Predorsal, que entran en forma de olistolitos en la Cuenca de Alborán dando lugar al Complejo de Alozaina (BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1986) en áreas actualmente emergidas o a la Unidad VI de COMAS *et al.* (1992) en el Mar de Alborán. Concomitantemente a la migración hacia el oeste del Arco de Gibraltar se inició la formación en el interior del arco de las Cuencas Ligur y Sardo-Balear (REHAULT *et al.,* 1985) cuyo basamento está constituido por corteza oceánica (GALDEANO y ROSSIGNOL, 1977), según REHAULT *et al.* (1985) de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior, y del mar de Alborán cuyo basamento está formado por el DCA adelgazado y rocas volcánicas neógenas. En el caso de la corteza en la transición entre las Cuencas de Alborán y Surbalear, ésta habría continuado extendiéndose durante el Neógeno superior, como se observa en el perfil ESCI Alb 2 (BOOTH REA *et al*., 2007).

El "rifting" mioceno del DCA, denominado evento D4 por BALANYÁ *et al.* (1997) ha configurado los contactos actuales entre las unidades del DCA, que frecuentemente constituyen

unidades extensionales. Esta extensión ha sido estudiada profusamente, especialmente en las Béticas Centrales, en el entorno de Sierra Nevada (GARCÍA DUEÑAS *et al.,* 1986; GALINDO-ZALDÍVAR *et al*., 1989; GARCÍA DUEÑAS *et al.,* 1992; JABALOY *et al.,* 1993; CRESPO-BLANC *et al.,* 1994; CRESPO-BLANC, 1995; LONERGAN y PLATT, 1995; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.,* 2002; 2004), en las Béticas orientales en Sierra Alhamilla (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997), en las Béticas orientales (ALDAYA *et al*., 1991; LONERGAN y PLATT, 1995; BOOTH-REA *et al*. 2002a, 2004a) y en el mar de Alborán (COMAS *et al.*, 1992, GARCÍA DUEÑAS *et al.,* 1992, COMAS *et al*., 1993; PLATT *et al*., 1996; PLATT y SOTO, 1998; SOTO y PLATT, 1999 y COMAS *et al.,* 1999). Estos autores han diferenciado dos sistemas extensionales principales; el más antiguo con transporte de componente N-S, activo en el Mioceno inferior-medio, y el más reciente con transporte de dirección NE-SO activo en el Mioceno medio-superior. La interferencia entre dos sistemas extensionales con transporte ortogonal ha producido una geometría de megatableta de chocolate en el basamento del DCA. Estructura que ha sido descrita en las Béticas centrales (GARCÍA DUEÑAS *et al*., 1992), en el borde norte de Sierra Nevada (CRESPO-BLANC, 1995), en las Béticas occidentales (SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997) y en las Beticas orientales en Sierra Espuña (BOOTH-REA *et al*., 2004a).

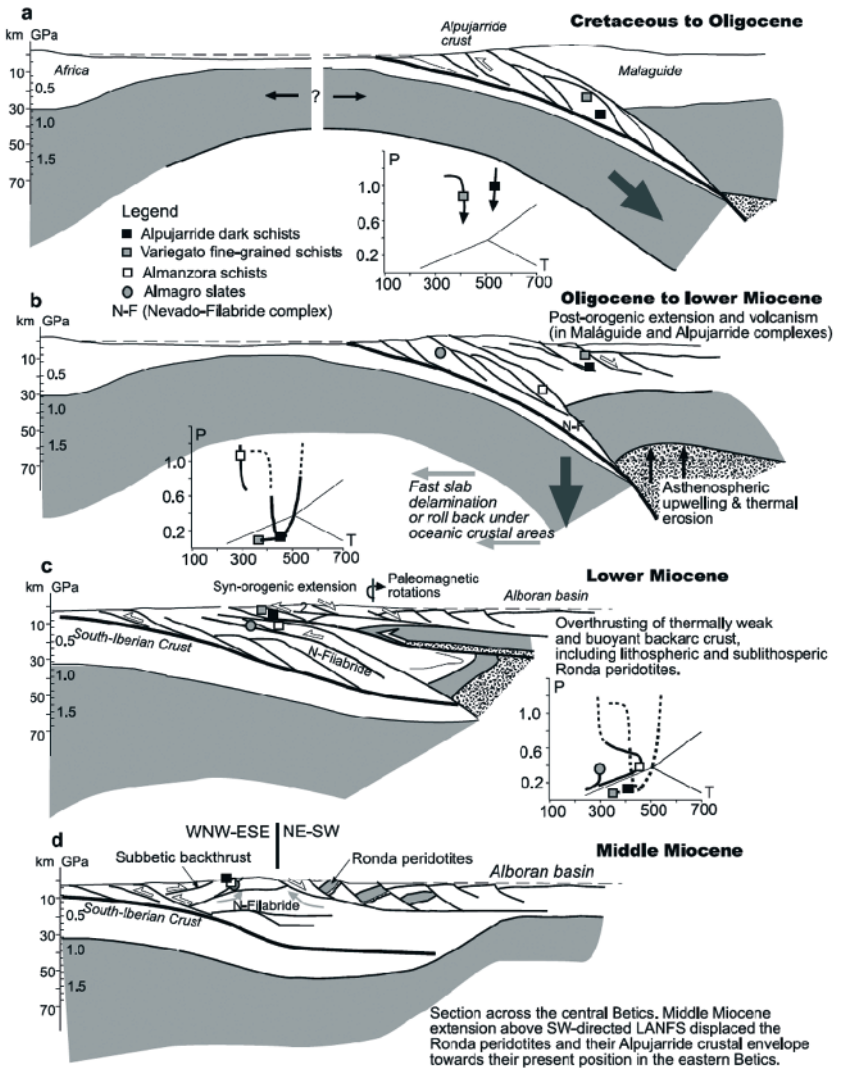


Figura 75. Esquema de evolución del Orógeno Bético Rifeño y la subducción sucesiva de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (que correspondería al basamento de Iberia). Tomado de BOOTH-REA *et al.* (2005)

La coincidencia en el tiempo de procesos contractivos como los cabalgamientos D3 junto con actividad extensional en el Dominio de Alborán se podría explicar si una parte de la extensión fuese de carácter sin-orogénico afectando sólo a la parte superior de la cuña orogénica (Complejo Máláguide y parte superior del Alpujárride) donde el aumento de energía potencial durante la colisión habría favorecido la disminución local del esfuerzo horizontal compresivo (PLATT, 1986). Que parte de la extensión hubiese sido sinorogénica explicaría la discrepancia existente entre la cantidad de extensión observada en las rocas alpujárrides (con un B de 20 en Sierra de la Tercia por ejemplo; BOOTH-REA *et al*., 2005) y el espesor actual de 30-40 km, normal, que muestra la corteza en las Béticas orientales (MÉZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983). Ya que la corteza se habría estado engrosando en niveles profundos coetáneamente a su extensión en niveles superficiales.

La tendencia extensional manifiesta durante el Mioceno inferior y medio se vió interrumpida por un pulso contractivo, que dió lugar al inicio de la formación de grandes pliegues abiertos de orientación E-O y NE-SO en las Beticas. Este pulso contractivo se manifiesta en la cobertera sedimentaria del mar de Alborán "Mioceno" como una discordancia angular erosiva, definida como discordancia intratortoniense por ESTÉVEZ *et al.* (1982) en áreas emergidas y como discordancia R de COMAS *et al*. (1992) y COMAS *et al*. (1999) en el mar de Alborán; entre sedimentos del Tortoniense inferior, en el interior de los depocentros sedimentarios donde se conserva la columna estratigráfica más completa, y entre sedimentos del Tortoniense superior y sedimentos del Tortoniense inferior o del Mioceno medio en áreas marginales de los depocentros actualmente emergidos y en amplios sectores del mar de Alborán (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.,* 1999).

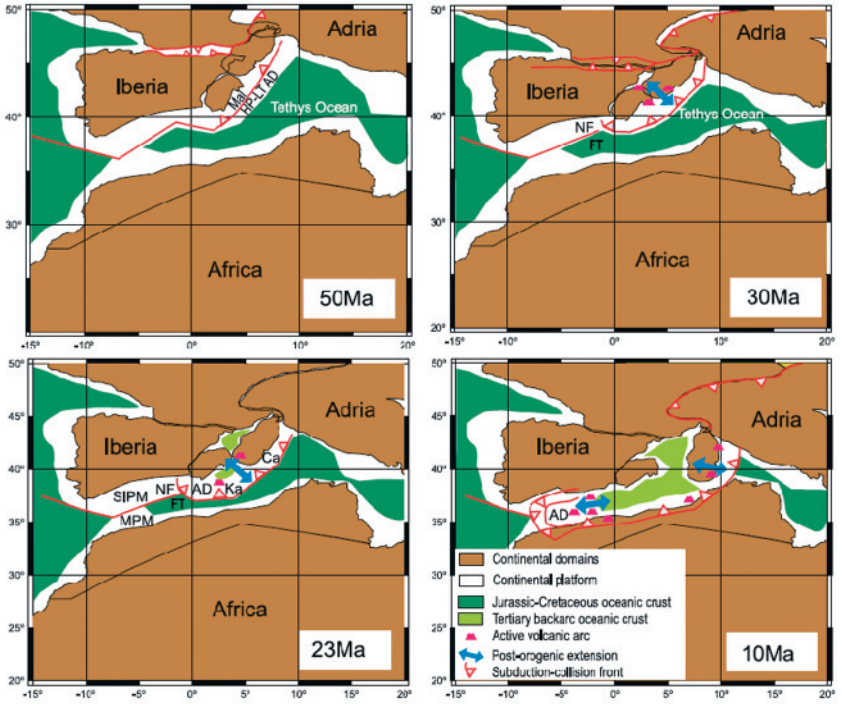


Figura 76. Reconstrucción paleogeográfica del avance del sistema de subducción del Mediterráneo occidental durante el Terciario con la posible situación de los distintos dominios paleogeográficos de dónde proceden los complejos del Dominio de Alborán presentes en la Hoja de Puerto Lumbreras. Mal (Maláguide), AD (Complejo Alpujárride), NF (Complejo Nevado-Filábride) y FT (Surco de los Flysch), SIPM (margen pasivo sud-Ibérico) y MPM (margen pasivo magrebí). Tomado de Booth-Rea *et al.* (2007)

Este episodio contractivo produjo la emersión de amplias zonas de las Béticas y por tanto contribuyó a un importante desmantelamiento y levantamiento de rocas situadas en las posiciones estructurales más profundas del Dominio de Alborán, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride y a la Unidad de Almagro. Estas rocas afloran en el núcleo de los pliegues, como es el caso de Sierra Nevada, la Sierra de Almagro o anticlinales actualmente hundidos y cortados por la actividad posterior de fallas de salto en dirección como el inferido bajo la depresión del Guadalentín, en la Hoja de Puerto Lumbreras (975).

Aunque recientemente en las publicaciones relativas a la evolución tectónica de las Béticas y del mar de Alborán se considera que a partir del Tortoniense se reinicia la tectónica con-

tractiva que prosigue hasta nuestros días, por ejemplo MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; COMAS *et al*. (1999) y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC (2000) se observa que durante el Tortoniense superior hay un aumento de la subsidencia (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al*., 1999) y que hay una actividad extensional que no es compatible con un contexto contractivo de dirección N-S o NO-SE, por ejemplo LONERGAN y SCHREIBER (1993) y BOOTH REA y AZAÑÓN (2003). Además es un periodo de gran actividad volcánica tanto en áreas emergidas como en el mar de Alborán, que se ha relacionado con un contexto extensional (TURNER *et al*., 1999). En la Cuenca Surbalear parece que los sedimentos más antiguos que se encuentran sobre la corteza oceánica son de edad Tortoniense y están afectados por fallas normales de crecimiento también de esta edad, por lo que durante este periodo se pudo haber formado parte de la corteza oceánica que constituye el basamento de esta cuenca. Por estos motivos se ha considerado a este periodo del Tortoniense superior como un momento donde dominan fundamentalmente procesos extensionales. En áreas como la Cuenca de Lorca se ha calculado un factor de alargamiento en relación con este evento extensional de 1,2. Aunque no supone un alargamiento considerable, las fallas activas durante este periodo son importantes a la hora de configurar los rasgos geomorfológicos actuales. En este sentido las fallas de este evento con transporte hacia el suroeste acentúan muchos de los cierres perianticlinales previos o generan nuevos cierres al cortar y bascular a los pliegues como en el cierre perianticlinal oriental de Sierra de la Tercia cerca de la localidad de Aledo.

A partir del Tortoniense terminal-Messiniense basal se comienza a registrar un nuevo pulso contractivo que se manifiesta fundamentalmente como un apretamiento de los pliegues iniciados durante el Tortoniense inferior, como discordancias angulares progresivas en el seno de sedimentos de esta edad y especialmente como un periodo de gran actividad de fallas de salto en dirección. Esta tectónica es especialmente manifiesta en el extremo suroriental de las Béticas en áreas próximas a la depresión de Vera y más al norte, en la depresión del Guadalentín produciéndose el levantamiento de Sierra Alhamilla (WEIJERMARS *et al.*, 1985), de Sierra Cabrera (BARRAGÁN, 1997; BOOTH REA *et al.*, 2004b), de áreas actualmente hundidas bajo la depresión del Guadalentín (LAROUZIERE y OTT D´ESTEVOU, 1990), de la Sierra de Filabres (GUERRA MERCHÁN, 1993) y apretamiento del pliegue de Sierra de la Tercia. En otras áreas de las Béticas también se registra este periodo de acortamiento, por ejemplo provoca la continentalización definitiva de las Cuencas de Granada y Guadix-Baza (FERNÁNDEZ *et al.*, 1996).

Durante el Plioceno-Cuaternario las fallas de salto en dirección cortan a los pliegues y producen un cambio en la posición y orientación de los depocentros sedimentarios, que pasan a ser de orientación NE-SO subparalelos a la dirección de las fallas de salto en dirección, normalmente con los máximos espesores de sedimentos localizados cerca de la traza de las fallas, por ejemplo en las zonas de falla de Palomares y de Alhama de Murcia. En relación con la falla de Alhama de Murcia se produce un levantamiento importante de su bloque norte y subsidencia con acumulación de sedimentos plio-cuaternarios en la depresión del Guadalentín (SILVA, 1994, MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; SILVA *et al.*, 1997). En general se observan estructuras forma-

das en relación con dos tensores de paleoesfuerzos transpresivos distintos, con el eje mayor subhorizontal de orientación N-S y NO-SE.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

En la Hoja de Águilas hay numerosos indicios mineros, aunque hoy en día no se encuentra en explotación ninguna mina de minerales metálicos. Actualmente, solo hay en explotación canteras para la extracción de balasto y áridos. Los indicios de mineralizaciones metálicas tienen una distribución espacial según tres dominios diferenciados: por un lado en los afloramientos del Complejo Alpujárride en las Sierras de Águilas al sur del Lomo de Bas, formadas mayormente por mineralizaciones estratoligadas de Pb-Zn; en relación con los mármoles del Complejo Nevado-Filábride, tanto en la Sierra de Enmedio como en las de Carrasquilla-Almenara hay abundantes mineralizaciones de Fe, Fe-(Cu) y de Cu. Finalmente, se encuentran mineralizaciones filonianas de Pb-Fe-(Sn) o Pb-(Cu, Zn, Fe, Sn) asociadas a brechas de falla dentro del Complejo Nevado-Filábride o en el contacto entre éste y el Alpujárride.

Las únicas explotaciones mineras activas actualmente en la Hoja de Águilas son canteras de metabasitas o cuarcitas para la obtención de balasto y canteras de áridos obtenidos de mármoles o calizas, especialmente en la Sierra de Enmedio.

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos

Los principales indicios minerales explotados históricamente en la Hoja de Águilas se resumen en la Tabla 2.

Las mineralizaciones de Fe presentes en la Hoja de Águilas se pueden dividir en dos tipos principales. Mineralizaciones filonianas asociadas a zonas de falla y al vulcanismo neógeno y mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas.

Las **mineralizaciones filonianas de hierro** están asociadas a diversos tipos de fallas frágiles desarrolladas en el basamento de las Béticas orientales durante el Neógeno. Hay mineralizaciones asociadas a fallas normales que limitan los contactos entre unidades del Complejo Nevado-Filábride, como a la base de los mármoles de Bédar-Macael en su contacto con esquistos, y también abundantes mineralizaciones asociadas a fallas inversas o de salto en dirección, producidas durante el Neógeno superior y Cuaternario. Como las asociadas al sistema de fallas de Palomares (BOOTH-REA *et al*., 2004b).

MINA/UNIDAD	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
Sierra de Enmedio, Cortijo los Ortegas	60250	414810	Hematites, limonita. Hematites especular	Fe
Mina Rosita y otras, Los Leones	60340	414680	hematites, limonita. Barita	Fe
Sierra de Enmedio, Oeste de Mina Santa Isabel	60400	414745	Hematites, limonita. Baritina	Fe
Sierra de Enmedio NNW Mina Santa Isabel	60430	414910	Hematites, limonita, hematites especular. Baritina.	Fe
Sierra de Enmedio, Mina Santa Isabel	60500	414760	Hematites, limonita. Hematites especular, siderita, malaquita	Fe-(Cu)
Sierra de Enmedio, Mina la Diosa	60530	414920	Hematites, limonita. Magnetita, pirita, malaquita, azurita, baritina.	Fe-(Cu)
Sur, Casa de las Minas, N, Pozo de los Geas	60600	414915	Hematites, limonita	Fe
Minas de los Geas, Pozo de los Geas	60600	414820	Limonita, hematites. Magnetita, hematites especular, galena, pirita, malaquita, azurita	Fe-(Pb-Cu)
Sierra de Enmedio	60620	414990	Hematites, hematites especular, barita. Pirita, limonita, óxidos de manganeso.	Fe-Ba
Sierra de Enmedio, NW Almendricos	60670	414940	Hematites, limonita.	Fe
Sierra de Enmedio, Sur Collado Los Piñeros	60720	415070	Hematites, hematites especular, limonita, siderita	Fe
Cerro Colorado, Águilas, Alpujarride	61592	414585	Hematites, goetita, siderita	Fe
Rambla de los Arejos, Águilas, Alpujarride	61765	414465	Galena, esfalerita, barita, cerusita, hematites, limonita, malaquita, pirita	Pb-Zn-Fe (Ba, Cu)
Sierra Ermita, E Casas Arejos, Águilas, Alpujarride	61890	414765	Galena, barita, cerusita, óxidos de hierro. Pirita, covellina.	Pb-(Ba)
Valle del Azogue, San Juan de Terreros/Alpujarride	618707	4137692	Estibina, cinabrio, rejalgar, oropimente, esfalerita, siderita, calcopirita, pirita, cuarzo, calcita y barita. Jarosita, óxidos de Sb-As y yeso	Fe, Zn, 6Hg, Sb, As, S
Pilar de Jaravía/Alpujárride.	61542	413882	Mármoles	Áridos
Los Gallegos, S de los Arejos/ Alpujarride	61777	414581	Mármoles	Áridos
Sierra de Enmedio, Hoya Lorita	60277	415004	Metabasitas	Balasto
Sierra de Enmedio, Hoya Lorita	60402	415031	Metabasitas	Balasto
Los Geas, Almendricos	60567	414800	Metabasitas y cuarcitas	Balasto
La Asperilla, Guazamara, Plioceno	604787	413385	Travertinos mineralizados	Roca ornamental

Tabla 2. Indicios minerales y de rocas industriales explotados en la Hoja de Águilas

Los filones suelen estar mejor conformados cuando encajan en tramos con facies cuarcíticas o de cuarzoesquistos siendo con frecuencia "filones en dirección" subparalelos a las capas y/o esquistosidad principal. En cualquier caso son bastante irregulares y discontinuos con potencias desde centimétricas a métricas y longitudes desde métricas a hectométricas. En algunos indicios son verdaderos "stockwork" de venas centimétricas en zonas de fractura de hasta varios metros de potencia. El relleno filoniano es casi siempre brechoide en el que fragmentos de la roca de caja, se encuentran cementados por una mineralización en la que predominan minerales secundarios de hierro a los que acompañan escasos sulfuros, carbonatos de cobre, baritina ocasional y cuarzo. Algunas de estas mineralizaciones constituyen verdaderas brechas de falla dilatantes, asociadas al carácter cosísmico de las fallas.

Mineralizaciones de Fe estratoligadas en rocas carbonatadas, muy abundantes en este sector de la cordillera. El calificativo "estratoligadas" se aplica, en este caso, a mineralizaciones que a escala regional están habitualmente asociadas a un determinado grupo de estratos, independientemente de que sean singenéticas, sindiagenéticas o epigenéticas. Por esto, en este grupo se agrupan tanto mineralizaciones sinsedimentarias o sindiagenéticas como otras en cuya génesis han intervenido fenómenos de metamorfismo de contacto y/o sustitución metasomática.

En la Hoja de Águilas, dónde las manifestaciones volcánicas no son tan frecuentes, las mineralizaciones estratoligadas de Fe son similares a las descritas en el sector central de la Cordillera en las provincias de Granada y Almería como tipo *Marquesado*. En ambos casos los rasgos geológicos generales son muy parecidos: paragénesis (óxidos, carbonatos e hidróxidos de hierro, pirolusita baritina y escasos sulfuros) y como morfología masas tabulares, bolsadas o masas irregulares de tendencia estratiforme, horizontes estratiformes, masas alentejonadas y rellenos de fracturas y/o cavidades kársticas.

Tradicionalmente se las ha considerado, desde el punto de vista genético, como masas de sustitución metasomática, es decir como yacimientos del *tipo Bilbao* IGME (1973). Las investigaciones de TORRES-RUIZ *et al* (1979), TORRES-RUIZ (1980, 1983) y MARTÍN *et al* (1982), en yacimientos similares en el sector central de la Cordillera (Alquife, Piletas, etc), pusieron en evidencia que allí el primero y principal proceso metalogenético fue sinsedimentario o sindiagenético temprano y, en él, el volcanismo permo-triásico o triásico (metabasitas) habría desempeñado un papel no desdeñable como portador de elementos al medio sedimentario. Diagénesis tardía, metamorfismo alpino y procesos epigenéticos y epitermales habrían conducido a producir removilizaciones de la mineralización primaria, sustituciones en niveles reactivos y rellenos de fracturas. Disolución y rellenos kársticos, a veces y meteorización, siempre, son los últimos procesos responsables de la conformación actual de estos yacimientos. Este tipo de mineralizaciones son las más comunes en los mármoles de la Sierra de Enmedio y también en diversas mineralizaciones en mármoles nevado-filábrides de las Sierras de Carrasquilla y Almenara.

Las mineralizaciones de Plomo-Zinc son las más variadas y numerosas en los sectores centrales y orientales de las Cordilleras Béticas y han alcanzado una relevancia económica mundial, en determinados momentos de su historia minera, a lo cual no ha sido ajena la Región de Murcia con sus distritos mineros de la Sierras de Cartagena, Mazarrón y Águilas.

Aunque en los sectores centrales y occidentales de la Cordillera las mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas y sin relación aparente con el volcanismo son sin duda las más frecuentes, en la Región de Murcia ocurre todo lo contrario. Excepto un grupo de indicios muy poco relevante, en el origen de todos los demás parece estar, de forma más o menos directa, el volcanismo neógeno, particularmente bien desarrollado en esta área y cuyos efectos se han visto favorecidos por una intensa tectónica de fractura que ha proporcionado las vías necesarias para la circulación de soluciones hidrotermales y los espacios vacíos para el depósito de minerales.

En esta Hoja el único indicio que posiblemente pueda encuadrarse el grupo de **mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas** sean las de la rambla de los Arejos. Aunque, justamente esta mina no se ajusta exactamente a niveles de estratos, si no que aprovecha zonas de falla extensional. La mineralización está formada por galena, esfalerita, cerusita, óxidos de hierro, malaquita y pirita y encaja en mármoles dolomíticos, cerca del contacto con filitas y esquistos de grano fino alpujárrides.

Generalmente estas mineralizaciones se encuentran alojadas en dolomias y calizas dolomíticas del Trias medio-superior y presentan morfología estratiforme- lentejonar o de diseminaciones estratoligadas con espesores de entre varios centímetros a algunos metros y continuidad lateral del orden del centenar de metros, consecuencia de los frecuentes cambios laterales de facies. Generalmente están asociadas al tránsito de capas de dolomias a calizas o dentro de los paquetes dolomíticos OVEJERO *et al* (1975 y 1982), y menos importantes y generalmente sin fluorita, en calizas. Dentro de la formación carbonatada alpujárride se han distinguido dos tramos mineralizados, el inferior de edad Anisiense y el superior de edad Ladiniense superior-Carniense que es el más importante. En este tramo principal mineralizado MARTIN (1980), describe su organización sedimentaria como un acúmulo de megasecuencias regresivas constituidas por un termino basal de grainstone oobioclásticas dolomitizadas (barras), un término de calizas margosas muy bioturbadas ("lagoon") y un término superior en calizas masivas con laminación de algas y eventuales signos de emersión a techo. Las mineralizaciones con morfología estratiforme se asientan en el tránsito entre los términos de capas dolomíticas a calizas laminadas. Son frecuentes las removilizaciones tardías (sobre todo de fluorita) asociadas a fallas, dando lugar a filones subverticales de espesor métrico y reducida continuidad lateral o a bolsadas de dimensiones similares y rellenos de pequeñas cavidades paleokársticas.

La mineralización en sí no es particularmente variada ni compleja: predominan, con mucho, galena y fluorita, la primera siempre presente y a menudo argentífera; en ocasiones hay concentraciones importantes de esfalerita, pero por lo general está subordinada a la galena

como inclusiones de esta. Otras especies primarias son: baritina, pirita, calcopirita y sulfosales de Pb y Cu.

Las texturas cebradas son características de estas mineralizaciones y de su entorno estratigráfico cercano: se definen por la alternancia de bandas milimétricas oscuras y claras que responden a diferente grado de cristalinidad y al contenido en materia orgánica. Cuando se da en dolomias, se habla de *piedra franciscana* cuando se da en mineralización masiva de fluorita se habla de *piedra indiana.* Actualmente a estas texturas cebradas se las denomina *ritmitas de cristalización diagenética,* término que hace referencia a su aspecto de alternancia y a su origen en los procesos diagenéticos muy tempranos en los que está implicada la mineralización primaria FONTBOTÉ (1981).

En la génesis de estas mineralizaciones se admite que el primero y principal proceso metalogenético es sinsedimentario y/o sindiagenético en ambientes de plataforma carbonatada poco profunda donde las manifestaciones ígneas penicontemporáneas (ofitas) pudieron aportar a la cuenca de sedimentación parte de los cationes. Los procesos posteriores de diagénesis, metamorfismo, circulación de fluidos hidrotermales y meteorización con los consiguientes efectos de aporte de nuevos componentes (epigenéticos), removilización de los singenéticos y alteración de unos y otros confluyen en este tipo de yacimientos estratoligados en rocas carbonatadas tipo "Mississippi Valley" STANTON (1980).

Las mineralizaciones de Pb-Zn relacionadas con el volcanismo neógeno, agruparían no solo a las de esta paragénesis, sino también a otras sustancias o indicios ya descritos con anterioridad (hierro, cobre, mercurio, etc) de esta región del sureste peninsular, cuyo tratamiento debe abordarse conjuntamente y ello dejando a un lado las controversias que durante años han mantenido los dos grupos de investigadores a los que se hacia referencia con anterioridad. Considerando la síntesis de ARRIBAS Y ARRIBAS (op cit), como la más sincrética y actualizada, el modelo propuesto en la figura 77, para explicar la génesis de los yacimientos de este sector, en la Hoja de Águilas se podrían incluir las minas de mercurio del Valle del Azogue de origen hidrotermal (NAVARRO *et al.,* 1994; MENDOZA *et al*., 2005).

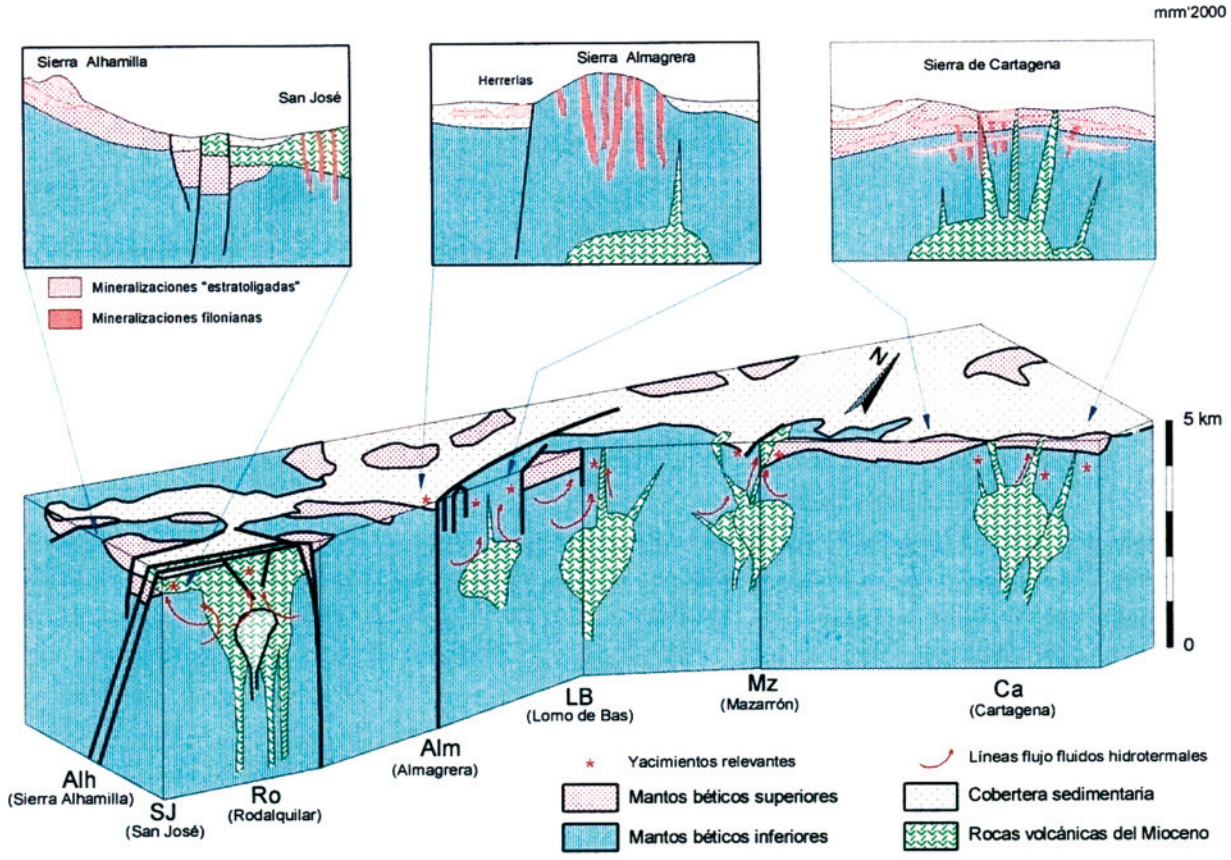


Figura 77. Bloque diagrama esquemático de la corteza superior en el sureste de la Península mostrando la hipotética posición de los centros ígneos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la posición de las mineralizaciones más representativas. RUIZ MONTES, M. 2000 adaptada de ARRIBAS y ARRIBAS (1995)

Como puede observarse, supone la presencia en profundidad de varios centros ígneos los cuales se manifiestan en superficie de forma más o menos ostensible: muy extensamente en el campo volcánico del Cabo de Gata, menos, pero de forma notoria, en Mazarrón, de forma más dispersa en Cartagena y casi ausentes en Lomo de Bas y las Sierras de Almenara, Aguilón y Almagrera. Los sistemas ígneos aportan sus propias soluciones hidrotermales, con elementos propios, que se suman al régimen hidrotermal general; unas y otras soluciones lixivian otros elementos de todos aquellos materiales a través de los cuales circulan y los transportan hasta depositarlos en fracturas, vía relleno hidrotermal, o hasta determinados horizontes reactivos, vía sustitución metasomática. La primera vía conduce a la formación de mineralizaciones filonianas, encajadas en cualquier tipo de materiales, en tanto que por la segunda se llega a las mineralizaciones estratoligadas o de tipo manto. No es por tanto infrecuente, dado el contexto geológico del área, encontrar asociados ambos tipos asociados: relleno filoniano de las fracturas por las que ascienden los fluidos mineralizadores y masas de sustitución inducidas por estos cuando alcanzan niveles favorables (carbonatos u otros).

En el arco que se dibuja desde el oeste de Águilas, por la Sierra del Lomo de Bas hasta la Punta de Calnegre, casi todas las mineralizaciones son filones de Pb-Fe (Cu-Zn-Sn-Ba-Ag) encajados en cuarcitas, micasquistos y gneises nevado-filábrides y alpujárrides: es decir yacimientos descritos en esta memoria, unos como yacimientos de hierro (y sulfuros), otros como yacimientos de cobre, algunos como yacimientos de estaño y el resto como yacimientos de Pb-Zn.

7.1.2. Minerales energéticos

No se conocen indicios de carbones o pizarras bituminosas, como sucede en áreas próximas de las Cuencas de Lorca y Mula-Fortuna.

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera, en gran parte del área comprendida esta Hoja, no han tenido un gran aprovechamiento como materiales de construcción. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (metabasitas, cuarcitas, mármoles, yesos, etc), son relativamente escasas las explotaciones industriales a gran escala, salvo unos pocos ejemplos que se detallan a continuación.

La mayor parte de las explotaciones de rocas industriales observadas se encuentran en torno a la Sierra de Enmedio, quizás debido a su posición estratégica en medio de la depresión del Guadalentín, cerca de las principales vías de comunicación del área. En esta sierra se explotan metabasitas, cuarcitas y mármoles, e históricamente se explotaron también yesos. También hay canteras de áridos de mármoles en las proximidades de Águilas, cerca de la localidad de los Arejos y en el Pilar de Jaravía dónde se explotan mármoles de la Unidad de Ramonete. Finalmente, hay una cantera activa de travertinos mineralizados en el borde sur de la Sierra de Almagro cerca de la localidad de Guazamara.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Águilas queda encuadrada en un 94% en el ámbito de la cuenca del río Segura y un 6% dentro de la Cuenca Mediterránea Andaluza (esquina suroeste de la Hoja). Los recursos hídricos subterráneos se generan casi en su totalidad dentro de la Demarcación Hidrográfica del río Segura.

Dentro de la cuenca del río Segura existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1000 mm en la cabecera del río Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

Las temperaturas medias anuales varían entre 18º C en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del río Segura y 10º C, o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

Las particulares características climáticas de esta cuenca determinan que el porcentaje de lluvia que termina como escorrentía en los ríos sea tan solo del 15%, el más bajo de toda la Península, al ser muy elevada la evapotranspiración.

De acuerdo con la clasificación de Papadakis, la cuenca del río Segura se identifica con el denominado tipo climático mediterráneo y, según las zonas, con los subtipos templado, continental, subtropical y semiárido subtropical.

En lo referente a la hidrología superficial, los únicos cauces fluviales con flujos continuos son el propio río Segura y sus tributarios Mundo, Taibilla, Moratalla, Guadalentín, Argos, Quípar y Mula; el resto son cauces efímeros o intermitentes. La producción fundamental de recursos hídricos se concentra, por tanto, en la cabecera de la cuenca (río Mundo y curso alto del río Segura). Aguas abajo de la confluencia entre ellos, los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (ramblas del río Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exiguos pero permanentes.

El medio físico-natural de la Hoja de Águilas está condicionado por el relieve que forma parte del Arco de Águilas en el sureste peninsular, constituido por materiales metamórficos de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride. Estos relieves y sus depresiones y corredores intramontañosas tienen un origen tectónico. De este a oeste, aparece la Cuenca de Águilas s.s., separada de la Cuenca de Cope por las Sierras de Águilas. El corredor de Los Arejos, con una dirección cercana a N-S se curva ligeramente hacia el este, en su sector más septentrional y se

individualiza por una serie de cabezos con cotas máximas de 300 m (Cabezo Blanco, Cabezo Redondo, Cabezo de La Serrata, Cabezo de La Merced). A continuación, tras las Sierras de Los Pinos, El Aguilón, Las Palomas y Carrasquilla, con cotas máximas de entre 450 y 650 m, se desarrolla el corredor de Pulpí con una dirección aproximada N-S. En el borde más occidental de la Hoja, las Sierras de Enmedio y de Almagro, limitan el corredor de las Norias que conecta con el corredor tectónico de Goñar-Huércal Overa.

El clima de la Hoja de Águilas se incluye dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular, dentro de lo que se denomina clima desértico (Bwh), producto de la degradación del clima mediterráneo por la marcada falta de precipitaciones, según la clasificación de Köppen. La región presenta una acusada aridez con temperaturas medias anuales entre 17 y 19º C, precipitaciones en torno a 200 mm anuales y tasas de evapotranspiración que casi alcanzan los 1.000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico. Las precipitaciones se concentran en primavera y sobre todo en otoño, asociadas a la "gota fría" (ALONSO SARRÍA *et al*. , 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta), que dan lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria; constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1978). También influyen los factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar, y la acumulación de calor en la cercana zona terrestre, que aumentan la intensidad de los vientos del este incrementando la torrencialidad de las tormentas de finales de verano y principios de otoño.

Las laderas y cumbres de las montañas se caracterizan por la baja densidad de vegetación, con repoblaciones locales de pino carrasco. La vegetación de ribera es de arbustos y arbolado de gran porte. Dominan los cultivos del secano, junto con plantaciones locales de olivos y frutales.

Hidrológicamente se diferencian dos sectores: Cuenca de Águilas–corredor de Los Arejos y corredor de Pulpí. En el primero dominan los sistemas de ramblas de corto recorrido en el que la captura del drenaje del corredor de los Arejos por parte de las ramblas del Charcón-Cañarete y de los Arejos, ha incrementado notablemente la actividad de estos sistemas torrenciales. El drenaje en el sector del corredor de Pulpí se caracteriza por sistemas de ramblas directas que vierten a la zona axial de la rambla de los Charcones; su erosión remontante ha provocado que la zona pierda el carácter endorreico, aunque conserva una amplia llanura de inundación.

En el sector occidental de la Hoja, las ramblas forman parte de un sistema muy jerarquizado, de manera que al converger las ramblas de los Charcones, del Pinar – Las Norias – Galián, y de Guazamara, forman la rambla de Canalejas que continúa hasta desembocar en la rambla de Almanzora, la de mayor entidad de la Cuenca Mediterránea Andaluza (CMA).

El carácter fluvio-torrencial de las ramblas da lugar a depósitos de abanicos aluviales, donde también se producen procesos gravitatorios adosados a las zonas de piedemonte. Las ramblas funcionan como canales alimentadores de abanicos aluviales sedimentariamente activos, sin un cauce permanente, y ejercen un importante efecto de erosión remontante. Todos estos cauces tienen una respuesta hidrológica muy irregular y están condicionados directamente por los aguaceros sobre sus cuencas vertientes.

En el apartado 3.1 (Descripción fisiográfica) se trata con más detalle los aspectos esenciales de la red fluvial de esta Hoja.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del río Segura se encuentra enclavada en su totalidad dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, y en ellas se distinguen dos grandes zonas en las que, a su vez, se encuentran comprendidas las tres unidades geológicas definidas por FALLOT: Zonas Internas, correspondientes a la Unidad Bética s.str., y a Zonas Externas, correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales postorogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales postorogénicos adquieren gran desarrollo en extensión y potencia en algunas depresiones postectónicas costeras y/o intramontañosas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

Hidrogeológicamente, esta complejidad da lugar a la existencia de numerosos acuíferos, en muchos casos de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas.

En base a criterios geológicos e hidrogeológicos y por razones de eficacia administrativa, se definieron en el Plan hidrológico de la cuenca del río Segura (CHS, 1997) 57 unidades hidrogeológicas que agrupaban los 234 acuíferos identificados en la cuenca.

Con la entrada en vigor, el 22 de diciembre de 2000, de la Directiva 2000/60/CE, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas, conocida como Directiva Marco del Agua (DMA), se ha introducido el concepto "*masas de agua subterránea*" definido como "*un volumen claramente diferenciado de aguas subterráneas en un acuífero o acuíferos*". Adicionalmente, se define el "*acuífero*" como "*una o más capas subterráneas de roca o de otros estratos geológicos que tienen la suficiente porosidad y permeabilidad para permitir ya sea un flujo significativo de aguas subterráneas o la extracción de cantidades significativas de aguas subterráneas*".

La DMA establece la masa de agua subterránea como unidad geográfica de referencia para muchas de las obligaciones especificadas en la Directiva. Son exigencias aplicables a todas y

cada una de las masas identificadas como tales por los estados miembros el cumplimiento de los objetivos medioambientales, el control de la evolución del recurso y la adopción de medidas de protección y restauración. La identificación y delimitación de las masas es por ello un elemento determinante de la gestión futura de las aguas y forma parte de las obligaciones establecidas en el artículo 5 de la Directiva.

A partir de las unidades hidrogeológicas establecidas en el Plan de cuenca y teniendo en cuenta además otros parámetros relacionados con aspectos geométricos e hidrodinámicos, así como con procesos de sobreexplotación, se han definido en la cuenca del río Segura 63 masas de agua subterránea que básicamente coinciden con las 57 unidades hidrogeológicas, a excepción de 5 de ellas en las que se ha procedido a su subdivisión según los criterios enunciados.

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1000 hm^3/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1960 hm^3/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1ª fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm^3/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm^3/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del río Segura (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm^3/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm^3/año. Del total del déficit, 250 hm^3/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío; destacan las Vegas del río Segura, el Valle del Guadalentín, la Cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-Águilas. En la actualidad, también es importante el incremento de la demanda de agua como consecuencia del desarrollo urbanístico y turístico.

En la figura 78, tomada del Mapa de Masas de Agua Subterránea (MMA, 2005), se refleja la distribución geográfica de dichas masas de agua en el ámbito del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

De acuerdo con esta delimitación, se indican a continuación las Masas de Agua Subterránea, coincidentes con las Unidades Hidrogeológicas homónimas, que aparecen dentro del ámbito de la Hoja:

070.057.- Alto Guadalentín (U.H. 07.28)
070.059.- Enmedio-Cabezo de Jara (U.H. 07.47)

070.060.- Las Norias (U.H. 07.44)
070.061.- Águilas (U.H. 07.33)
070-062.- Sierra de Almagro (U.H.07.43)

De ellas, Águilas es la que ocupa la mayor extensión dentro de la Hoja (del orden del 60%) y concentra la densidad más elevada de puntos de agua. Las Norias prácticamente no está representada, mientras que las masas de Enmedio-Cabezo de Jara y Alto Guadalentín solamente aparecen en sus extremos más meridionales, pues se desarrollan en su casi totalidad en la vecina Hoja de Puerto Lumbreras, en la cual se describen. Con objeto, por tanto, de evitar reiteraciones, en la presente Hoja solo se tratarán Águilas y Sierra de Almagro.

En la Tabla 3 se recoge una selección de los puntos que se han considerado más representativos, según diferentes criterios: naturaleza; inclusión en las redes oficiales de piezometría, calidad, nitratos e hidrometría; uso del agua y volumen captado.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	X UTM	Y UTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF.	USO	REDES
2540	1	0035	30	608039	4150377	354,00	Lorca	Sondeo	200	Regadío	
2540	1	0038	30	607500	4150600	378,00	Lorca	Sondeo		Regadío	
2540	2	0009	30	612338	4143816	220,46	Pulpí	Sondeo	120	Regadío	
2540	2	0011	30	612351	4142966	216,37	Pulpí	Sondeo	145	Regadío	
2540	2	0024	30	613962	4151277	291,50	Lorca	Sondeo	100	Regadío	
2540	2	0032	30	612817	4150712	286,24	Lorca	Sondeo	80	Regadío	
2540	2	0033	30	612719	4150938	293,54	Lorca	Sondeo	155	Regadío	
2540	2	0040	30	612431	4146515	247,92	Lorca	Sondeo	106	Regadío	
2540	2	0041	30	612456	4146540	247,74	Lorca	Sondeo	95	Regadío	
2540	2	0043	30	612074	4145718	237,60	Lorca	Sondeo	144	Regadío	
2540	2	0044	30	612023	4145493	235,57	Lorca	Sondeo	132		Piezometría
2540	2	0048	30	613213	4144333	259,00	Lorca	Sondeo	200	Regadío	
2540	2	0053	30	610745	4151079	312,00	Lorca	Pozo con sondeo	120	Regadío	
2540	2	0062	30	612792	4150687	286,00	Lorca	Sondeo	118	Regadío	
2540	2	0066	30	610719	4150955	317,00	Lorca	Sondeo	220	Regadío	
2540	2	0068	30	613350	4148500	320,00	Lorca	Sondeo	140	Regadío	
2540	2	0074	30	612325	4142275	195,00	Pulpí	Sondeo	200	Regadío	
2540	2	0075	30	613400	4151100	296,00	Pulpí	Sondeo		Regadío	
2540	3	0019	30	617675	4145795	250,00	Águilas	Pozo con sondeo		Regadío	
2540	3	0033	30	621271	4145315	140,00	Águilas	Sondeo	60	Regadío	
2540	3	0042	30	618000	4143100	160,00	Águilas	Sondeo		Regadío	
2540	3	0043	30	620100	4146900	198,00	Águilas	Sondeo		Regadío	
2540	3	0044	30	621000	4148500	260,00	Águilas	Sondeo		Núcleo de explotación	
2540	4	0008	30	625000	4142900	80,00	Águilas	Sondeo		Regadío	
2540	5	0095	30	603510	4141040	320,00	San Javier	Sondeo	120		Calidad y nitratos
2540	6	0152	30	610833	4140776	188,50	Pulpí	Sondeo	150	Regadío	

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	X UTM	Y UTM	COTA	MUNICIPIO	NATURALEZA	PROF.	USO	REDES
2540	6	0154	30	612525	4139150	210,00	Pulpí	Sondeo	250	Núcleo de explotación	
2540	6	0156	30	612725	4141075	205,00	Pulpí	Sondeo	180	Núcleo de explotación	
2540	6	0159	30	615400	4141000	182,00	Pulpí	Sondeo		Regadío	
2540	6	0160	30	612500	4138600	237,00	Pulpí	Sondeo		Regadío	
2540	7	0028	30	623436	4141196	28,21	Águilas	Sondeo	101	Núcleo de explotación	Calidad y nitratos/piezometría

Tabla 3. Selección de Puntos de Agua

Figura 78. Masas de Agua Subterránea en la cuenca del río Segura. MMA (2005)

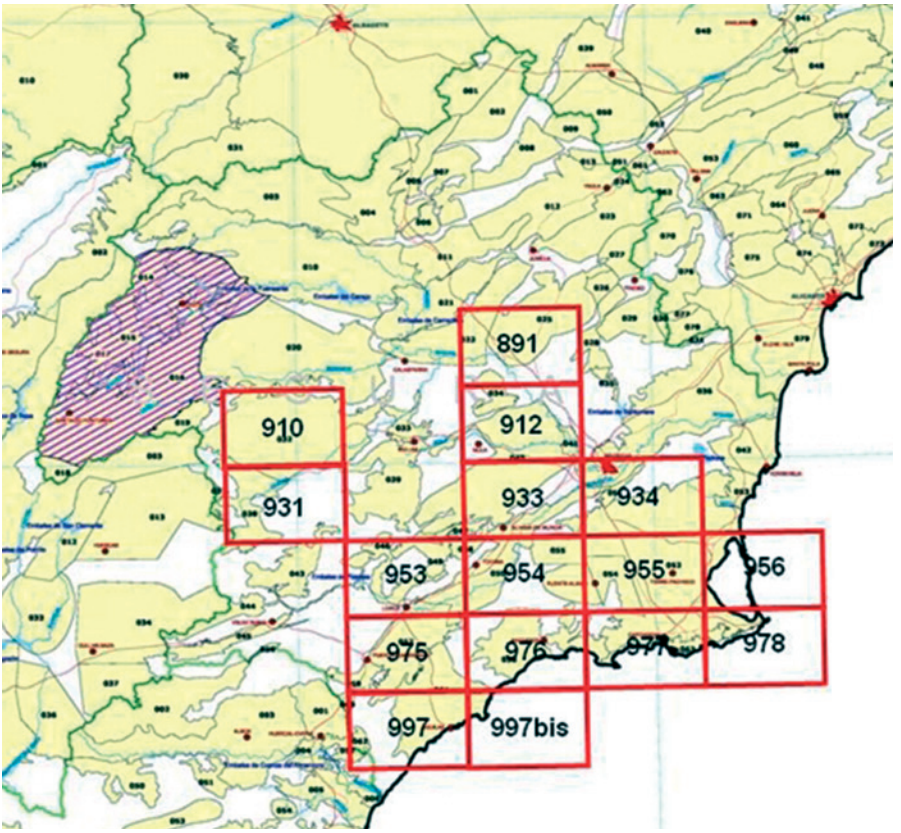


Figura 78. Masas de Agua Subterránea en la cuenca del río Segura. MMA (2005)

070.061. Águilas (U.H. 07.33)

Esta masa de agua subterránea tiene una superficie de 378,6 km^2, de la que el 84,6% corresponde a la Región de Murcia (320,4 km^2) y el resto a Andalucía, en concreto a la provincia de Almería.

Limita al sureste con el mar Mediterráneo. Por el norte se extiende hasta englobar la Sierra de la Carrasquilla y parte de la de Almenara. El límite suroeste se localiza en las proximidades de la población de Pulpí, y el límite noreste, entre las poblaciones de Campico de los López y El Garrobillo.

Desde el punto de vista geológico, esta masa se enmarca dentro de los Complejos Alpujárride, Nevado-Filábride y Maláguide de las Zonas internas de las Cordilleras Béticas, con existencia de intercuencas neógenas sedimentáreas y volcánicas.

La compleja evolución durante el ciclo alpino provocó varias fases orogénicas superpuestas de diferente carácter. Como resultado de ello se desarrolló un metamorfismo plurifacial de grado bajo a medio, de carácter regional, seguido de una serie de traslaciones que dieron origen a un apilamiento de mantos. Los corrimientos se muestran afectados por una tectónica de desgarre con importantes movimientos verticales asociados. Por su importancia en la estructuración de la zona, hay que destacar la falla de Águilas, que pone en contacto el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra del Cantar con la Unidad de Águilas, y la de Palomares, importante falla de desgarre de carácter sinextroso con un desplazamiento horizontal de más de 15 km, que limita el área en su borde oeste y noroeste.

Esta elevada complejidad geológica ha provocado la existencia de un gran número de acuíferos desconectados entre sí, en general de pequeñas dimensiones, constituidos por calizas, dolomias y mármoles triásicos, calcarenitas miocenas y pliocenas y arenas y conglomerados cuaternarios.

Los materiales dominantes son:

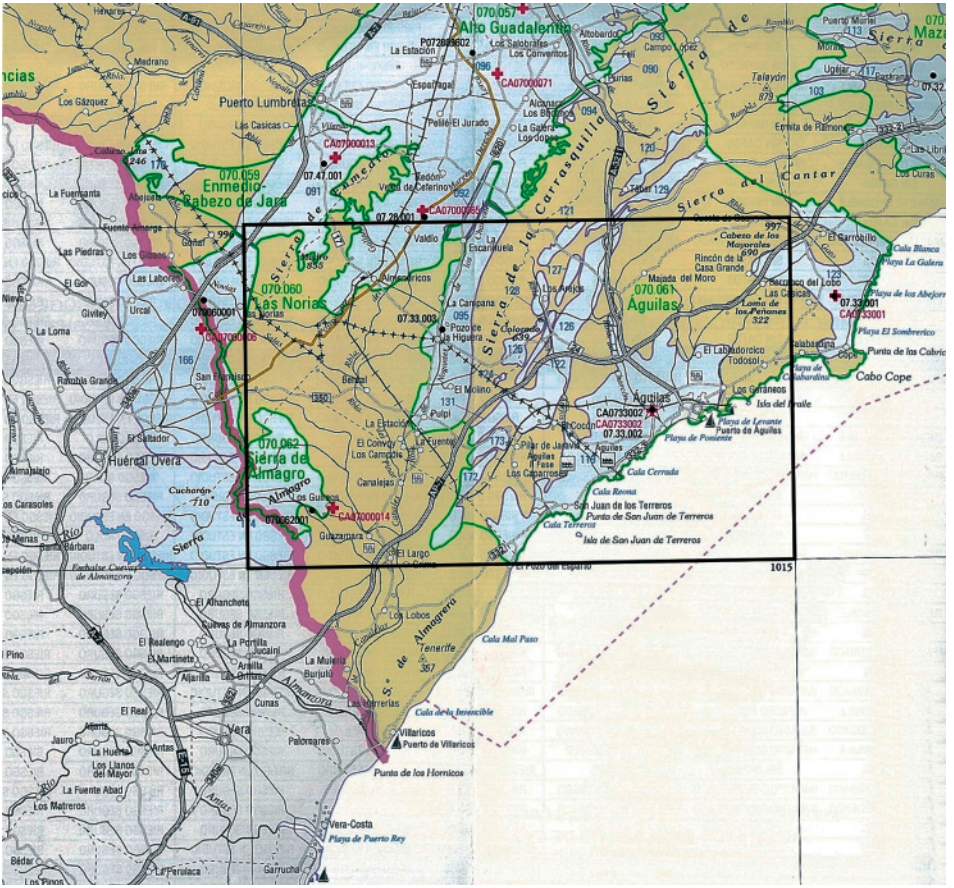
- Cuarcitas y micaesquistos: 0,16 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Cámbrico-Pérmico.
- Cuarcitas y areniscas: 105,52 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Triásico.
- Calizas, dolomias y mármoles: 116,66 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Triásico.
- Margas y areniscas: 2,75 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Mioceno.
- Calcarenitas: 15,78 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Plioceno.
- Conglomerados y gravas: 131,32 km^2 de extensión de afloramiento y de edad Cuaternario.

Dentro de la Hoja, los materiales que pertenecen a esta masa afloran fundamentalmente en la Cuenca de Águilas s.s, Cope y Pulpí, en los relieves de Cabezo Blanco, Cabezo Redondo, Cabezo de La Serrata, Cabezo de La Merced y en las Sierras de Los Pinos, El Aguilón, Las Palomas y Carrasquilla.

Esta unidad está aislada de las adyacentes Alto Guadalentín y Mazarrón por importantes afloramientos de rocas de muy baja permeabilidad del Paleozoico. En conjunto constituye un antiforme en cuyos núcleo y flancos se encuentra el Complejo Nevado-Filábride ampliamente representado. Las rocas acuíferas son de naturaleza muy variada, tanto detríticas como carbonáticas. Sus potencias varían ampliamente por la complejidad tectónica, lo que provoca una extremada compartimentación de las formaciones permeables en sectores de pequeña extensión. No existen cursos fluviales permanentes; destacan únicamente las ramblas de Arejos, Cañarete o Pinares.

A excepción del límite sureste, definido por el mar Mediterráneo, todos los demás límites hidrogeológicos de la masa son cerrados, constituidos por los materiales de muy baja permeabilidad del basamento paleozoico Alpujárride y por las margas miocenas.

Dentro de la masa de Águilas se han delimitado 19 acuíferos de muy diferente extensión, que se indican en la figura 79 y se detallan en la Tabla 4.


070.057
Alto Guadalentín
070.059
Enmedio-Cabezo de Jara
070.060
Las Norias
070.061
Águilas
070.062
Sierra de Almagro
Puerto Lumbreras
Huércal Overa
Vera
Águilas
Cabo Cope
Punta de los Cabrios
Isla de San Juan de Terreros
Punta de los Hornicos
Vera-Costa
Playa de Puerto Rey
Villaricos
Puerto de Villaricos
Sierra de Almagro
Sierra del Cantar
Sierra de la Carrasquilla
Sierra de los Enmedios
Sierra de Almagrera
Cala Cerrada
Cala Reona
Cala Mal Paso
Cala de la Invencible
Playa de Levante
Playa de Poniente
Isla del Fraile
Playa El Sombrerico
Playa de los Abejorros
Cala Blanca
Playa La Galera
Playa de Calabardina
Los Geráneos
Puerto Marín
Majada del Moro
Rincón de la Casa Grande
Las Casicas
Loma de los Perlones
Cabezo de los Mayorales
Cabezo de la Horma
Cabezo del Lobo
El Carrobillo
El Labradorcico
Todosol
Tallayón
Ermita de Ramonete
Los Curas
Los Gázquez
Las Casicas
Los Gallos
Las Piedras
Las Laboras
Giviley
Urcal
La Lorna
Rambla Grande
El Saltador
Almajalejo
Cuchorón
Los Carasoles
Sierra Bárbara
Fuente Alhorra
Los Llanos del Mayor
Los Matreros
Bédar
Los Pinos
La Perolaca
Garrucha
Los Gurreas
Guazamara
Canalejas
Los Caparrosas
Pozonce
La Higuera
La Campana
Los Arejos
Los Bolos
Los Lobos
Tenerife
Las Herrerías
Palomares
Antas
Cuevas de Almanzora
El Real
El Alhanchete
El Martinete
El Realengo
La Parrilla
Jucalmi
Arailla
Alfarilla
Los Gallegos
La Mulería
Burjulú
Cunas
Jauro
La Huerta
Pulpí
El Convento
Los Campicos
El Molino
Benzal
Valdío
Escarihuela
Los Arejos
Los Cocones
Pilar de Jaravía
Aguilas Base
Aguilas Pase
Los Caparrosas
Cala Terreros
Punta de San Juan de Terreros
Cala Reona
Cala Cerrada
Isla de San Juan de Terreros
Puerto de Aguilas
Playa de Levante
Playa de Poniente
Isla del Fraile
Los Geráneos
Playa de Calabardina
Punta de los Cabrios
Cabo Cope
Playa El Sombrerico
Playa de los Abejorros
Cala Blanca
Playa La Galera
Las Casicas
Loma de los Perlones
Cabezo de los Mayorales
Cabezo del Lobo
El Carrobillo
Majada del Moro
Rincón de la Casa Grande
Todosol
El Labradorcico
Tallayón
Ermita de Ramonete
Los Curas
Puerto Marín

Acuífero	Formación Permeable	Edad Geológica	Potencia media (m)	Superficie (km^2)
Las Zorras	Mármoles	Triásico	100	1
Cabezo del Pozo	Mármoles	Triásico	50	1,2
Losilla	Mármoles	Triásico	50	1,2
Escarihuela	Mármoles	Triásico	200	2,8
Cubeta de Pulpí	Calcarenitas, gravas y arenas	Plioceno-Cuaternario	150	25,7
Sierras de los Pinos y del Aguilón	Calizas y dolomias	Triásico		4,2
Pilar de Jaravia	Calizas	Triásico	50	1,9
Vértice Palomas	Mármoles	Triásico	80	1,9
Rambla de los Arejos	Areniscas y conglomerados	Mioceno-Plioceno-Cuaternario	100	18,7
Mojón	Mármoles	Triásico	50	0,2
Casa de las Lomas	Calizas y dolomias	Triásico	100	1,5
Puerto del Carril	Mármoles	Triásico	80	2,4
San Isidro	Arenas	Cuaternario	10-50	1,6
Rambla de los Bolos	Calizas y dolomias	Triásico	100	1,4
Cabezo de la Horma	Mármoles	Triásico	50	1,9
Tébar	Calizas y dolomias	Triásico	50	4,7
Atalaya-Tejedo	Calizas y dolomias	Triásico	50	2,7
Cope-Cala Blanca	Areniscas y conglomerados	Plioceno-Cuaternario	130	25,1
Águilas-Cala Reona	Calcarenitas, conglomerados y gravas	Mioceno-Plioceno-Cuaternario	150	50,1

Tabla 4. Acuíferos de la MASb de Águilas

La MASb de Águilas se recarga principalmente por la infiltración de lluvia. También influyen en menor proporción los retornos de los regadíos y los escasos volúmenes aportados por los cauces superficiales. La descarga se realiza en la actualidad casi exclusivamente por bombeos.

Según el Plan Hidrológico, esta masa tiene unos recursos de 6,12 hm^3/año, una demanda medioambiental de 1,49 hm^3/año y, por tanto, unos recursos disponibles de 4,63 hm^3/año. Fue declarada sobreexplotada el 6 de abril de 2004 por la Junta de Gobierno de la CHS.

De los 19 acuíferos que integran la masa, 6 se extienden exclusivamente en la vecina Hoja de Puerto Lumbreras (en donde se describen) y el resto en esta Hoja, en la que además se desarrollan en su totalidad, a excepción de Cope-Cala Blanca que se prolonga por la Hoja de Cope. A continuación se describen estos 13 acuíferos prestando especial atención a los tres más importantes: Cubeta de Pulpí, Águilas-Cala Reona y Cope-Cala Blanca. Los valores que se indican proceden de IGME (1981; 1989) y de CHS (1997; 2005).

- **Cubeta de Pulpí.** Dentro de la Hoja se extiende en un 95% de superficie, al sur de La Escarihuela. Se trata de un acuífero libre limitado, como todos los de esta zona, por bordes impermeables y con sentido del flujo subterráneo N-S. Antes de que la explotación se intensificara, el drenaje se efectuaba de manera natural hacia la rambla de Canalejas. En la actualidad toda la descarga se produce por bombeos en sondeos de profundidad entre 100 y 160 m. La recarga se produce por infiltración de lluvia (2 hm^3/año) y retornos de riego (0,8 hm^3/año). La explotación, cuantificada en diferentes épocas, es la siguiente: 13,8 hm^3 en 1980; 5 hm^3 en 1983; 4,0 hm^3 en 1985; 2,0 hm^3 en 1990; 2,563 hm^3 en 2003 y 2,521 hm^3 en 2005. El cierre de las desaladoras de la Comunidad de Regantes de Pulpí y la llegada del trasvase del Negratín ha supuesto una disminución de las extracciones del acuífero. Se estima que actualmente no presenta situación de sobreexplotación y que se encuentra en fase de recuperación de niveles piezométricos. No obstante, el modelo matemático realizado (CHS, 2005) deja constancia de una posible sobreexplotación histórica motivada por las grandes extracciones de años anteriores.

- **Águilas-Cala Reona**. Se trata del acuífero de mayor extensión de la masa de Águilas y se localiza al sureste, en la franja costera. Es un acuífero libre, limitado por bordes impermeables excepto en su límite oriental que está en conexión con el mar Mediterráneo. El flujo subterráneo natural era desde el interior hacia el mar, con salida del agua presumiblemente en el entorno de la rambla de los Arejos. La recarga se produce por infiltración del agua de lluvia (0,5 hm^3/año, según CHS, 1997; 0,9 hm^3/año, según IGME, 1989), retornos de riego (0,75 hm^3 para el año hidrológico 2003-2004) y por infiltración de ramblas (1,6 hm^3/año). La descarga tiene lugar por extracciones en sondeos, cuyas profundidades oscilan entre 60 y 70 m, excepto en el límite oriental donde se llega casi a 100 m. Los volúmenes de explotación registrados en diferentes años han sido: 1,87 hm^3 en 1980; 0,7 hm^3 en 1986; 1,0 hm^3 en 1988; 1,0 hm^3 en 1990 y 8,638 hm^3 en 2003. El último dato, obtenido por encuesta de campo (CHS, 2005), incluye el bombeo para la desaladora de la comunidad de regantes de Águilas, cuyos pozos se ubican en las proximidades de esta localidad. Las extracciones han modificado los gradientes naturales del acuífero, hasta el punto de provocar el avance de la cuña de intrusión marina hacia el interior, especialmente en las cercanías del núcleo urbano de Águilas. La zona afectada por intrusión abarca una franja paralela a la línea de costa, de 1,5 a 2 km de anchura, con un descenso de niveles piezo-

métricos de cerca de 15 m en los últimos 5 años. Con anterioridad al bombeo, las salidas medias al mar eran de 2 hm^3/año.

- **Cabezo de la Horma**. Localizado en el sector norte de la Hoja, su recarga se produce por infiltración de lluvia en una magnitud estimada de 0,1 hm^3/año (CHS, 1997), 0,04 hm^3/año (IGME, 1989) o 0,03 hm^3 en el año hidrológico 2003-2004 (CHS, 2005). Las explotaciones históricas registradas son de 0,09 hm^3 en 1980, 0,096 hm^3 en 1986, 0,1 hm^3 en 1990 y 0,435 hm^3 en 2003.

- **Casa de las Lomas.** La infiltración de lluvia se estima en 0,01 hm^3/año y las extracciones de agua subterránea muy escasas e incluso inexistentes en la actualidad, han sido del orden de 0,006 hm^3 en 1986 y de 0,05 hm^3 en 1990.

- **Cope-Cala Blanca.** Es el segundo acuífero en importancia dentro de la MASb de Águilas, aunque su representación es muy reducida en esta Hoja, pues se desarrolla en su casi totalidad en la Hoja adyacente de Cope. Se trata de un acuífero libre, limitado por bordes impermeables, excepto en la zona oriental que presenta conexión con el mar Mediterráneo. La recarga tiene lugar por infiltración de lluvia (0,5 hm^3/año), retornos de riego (0,3-0,6 hm^3/año) e infiltración de ramblas (0,25 hm^3/año). La descarga, por bombeo en pozos de profundidades generalmente comprendidas entre 60 y 130 m, se ha evaluado en: 1,34 hm^3 en 1980; 0,98 hm^3 en 1986; 0,85 hm^3 en 1988; 1 hm^3 en 1990 y 0,46 hm^3 en 2003. En la actualidad existen muy pocos pozos debido a la elevada salinidad del agua subterránea, por lo que se importa agua de otras zonas para atender la demanda agrícola. Existen dos sectores de explotación en el acuífero: el meridional, entre las ramblas Elena y de los Pinares, donde el avance de la interfase salina por las extracciones del pasado es posible que haya favorecido una intrusión marina relicta en una franja de 2 km paralela a la línea de costa, con el consiguiente riesgo de volver a niveles elevados de salinización en caso de aumento de las extracciones; el septentrional, entre las ramblas de la Galera y del Garrobillo, donde la intrusión es mucho más restringida y limitada a alguna captación muy próxima a la costa. Se estima que el acuífero no presenta una situación generalizada de sobreexplotación, encontrándose en algunos sectores en fase de recuperación de niveles piezométricos desde 1990, aunque en los últimos cinco años se vuelve a apreciar una tendencia descendente.

- **Mojón.** Es un acuífero de muy reducida extensión situado entre la cubeta de Pulpí y la rambla de los Arejos. La recarga por el agua de lluvia se estima en 0,01 hm^3/año, con una explotación por bombeo de 0,05 hm^3 únicamente en 1990. Actualmente no se tiene conocimiento de extracciones.

- **Puerto del Carril.** Este acuífero se sitúa al norte de Mojón, entre la cubeta de Pulpí y la rambla de Arejos. Puede tener cierta relación con el acuífero de Casa de las Lomas, localizado inmediatamente al este. Se recarga por infiltración del agua de lluvia en una magnitud estimada entre 0,5 hm^3/año (CHS, 1997) y 0,02 hm^3/año (IGME, 1989). Los bombeos

de agua subterránea representan su única descarga: 0,77 hm^3 en 1980; 0,9 hm^3 en 1986; 0,5 hm^3 en 1990 y 0,328 hm^3 en 2003.

- **Rambla de los Arejos.** Se localiza en la zona central de la masa de Águilas. La infiltración de lluvia es de 0,25 hm^3/año y la explotación conocida por bombeo es de 0,17 hm^3 en 1980, 0,108 hm^3 en 1986, 0,3 hm^3 en 1990 y sin explotación en 2003.

- **Rambla de los Bolos.** Es una pequeña rambla situada inmediatamente al oeste de la rambla de los Arejos. Su recarga por lluvia se estima entre 0,01 y 0,03 hm^3/año. Los registros de explotación son: 0,12 hm^3 (año 1980), 0,092 hm^3 (1986), 0,012 hm^3 (1990) y sin explotación en 2003. Actualmente no se tiene conocimiento de bombeos.

- **San Isidro.** La infiltración de la precipitación se estima en 0,05 hm^3/año y las salidas por bombeo se han cuantificado en 0,035 hm^3 en 1986 y en 0,05 hm^3 en 1990. No presenta explotación a partir de 2003.

- **Vértice Palomas.** Las extracciones conocidas son de 0,086 hm^3 en 1980, 0,73 hm^3 en 1986, 0,086 hm^3 en 1990 y sin explotación a partir 2003. La recarga por lluvia se estima en 0,3 hm^3/año o 0,03 hm^3/año, según datos de CHS o IGME, respectivamente.

- **Sierra de los Pinos y del Aguilón.** La recarga por infiltración de lluvia es del orden de 0,03 hm^3/año. La explotación únicamente se ha evaluado en 1990 (0,03 hm^3) y a partir de 2003 (sin bombeo).

- **Pilar de Jaravia.** La explotación se evaluó en 0,059 hm^3 en 1980 y sin bombeos a partir de 2003. La recarga por lluvia se estima del orden de 0,01-0,04 hm^3/año.

En esta masa de agua subterránea se han catalogado los siguientes ecosistemas:

- Lugares de Interés Comunitario (LIC): Cuatro Calas (ES6200010), Cabo Cope (ES6200031), Sierra de Almenara (ES6200035) y Sierras de Almagrera, de los Pinos y Aguilón (ES6110012).
- Zona Especial de Protección de Aves (ZEPA): Sierras de Almenara, Morenas y Cabo Cope (ES0000261).
- Humedales litorales: Saladar de la Marina de Cabo Cope (HgT30053), Saladar de Matalentisco (HgT30055) y Cañada Brusca Cala Reona (HgT30054P).
- Criptohumedal continental: Saladar de la playa del Sombrerito (HgT 30162).

La facies hidrogeoquímica dominante es bicarbonatada cálcico- magnésica, sin descartar las sulfatadas y cloruradas, sobre todo en las zonas próximas a los contactos con materiales yesíferos en las que estas facies son sulfatadas cálcicas. La mejor calidad de las aguas está en los acuíferos asociados a los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride.

A continuación se muestran los valores estadísticos de algunos parámetros físico-químicos de estas aguas subterráneas, obtenidos de las bases de datos de IGME y CHS:

Parámetro	Período	Valor Medio	Valor Máximo	Valor Mínimo
Temperatura (ºC)	1964-2007	25	33	15
Conductividad a 20ºC (µS/cm)	1964-2002	4708	12140	575
Cloruros (mg/l)	1964-2007	973	2414	50
Sulfatos (mg/l)	1964-2006	883	2831	47
Nitratos (mg/l)	1978-2007	65	740	0
Mercurio (mg/l)	2002-2006	0,08	1	0
Amonio (mg NH_4/l)	1978-2007	0,05	2	0

La MASb de Águilas está declarada en riesgo químico (difuso y por intrusión) y cuantitativo. Entre las presiones a las que está sometida esta masa de agua subterránea se indica la ocupación del suelo: 39,7% de praderas, que llega a ser notoriamente mayor en las Sierras de Carrasquilla, Almenara y Loma de Bas; 31,3% de zonas de regadío; 25,0% de secano; 3,2% de zonas urbanas; 0,6% de zonas recreativas y 0,2% de zonas industriales.

070-062 Sierra de Almagro (U.H.07.43)

El único acuífero (denominado Almagro) que constituye la MASb Sierra de Almagro se extiende por la Demarcación Hidrográfica del río Segura y por la Cuenca Mediterránea Andaluza. Por cuestiones administrativas, en los casos de acuíferos intercuencas se procede a su partición en sectores cuyos límites se hacen coincidir con los de las demarcaciones hidrográficas, de tal modo que se desagregan en varias masas de agua subterránea. Así, el acuífero Almagro queda dividido en la MASb 070-062 (porción en la cuenca del río Segura) y MASb 060-052 (porción en la Cuenca Mediterránea Andaluza), ambas denominadas Sierra de Almagro. Dentro de la Hoja, y localizada en su esquina suroeste, aparece en su totalidad la MASb 070-062 y solamente una parte muy pequeña de la MASb 060-052, que se extiende por la vecina Hoja de Huércal-Overa (figura 81). En consecuencia, en esta memoria, aunque se describen las características generales del acuífero de Almagro, en lo que respecta a cuestiones más específicas de balance hídrico se incidirá en el sector de la cuenca del río Segura para ser coherentes con la planificación hidrológica.

La masa de agua subterránea 070.062 tiene una superficie de 19,61 km^2, en su totalidad dentro de la provincia de Almería, en los municipios de Cuevas de Almanzora y Huércal-Overa.

La orografía está muy condicionada y modelada por la litología carbonatada. Su relieve es predominantemente montañoso, con diferentes grados de pendientes, más acusadas en las cumbres o en los encajamientos de algunos arroyos y ramblas. Los contrastes topográficos no son fuertes a pesar de tratarse de una zona montañosa.

Una característica de esta sierra es la acumulación de diferentes materiales producida por sucesivas superposiciones de mantos de corrimiento y la existencia de grandes fracturas que provocan la separación en diversas cuencas interiores, con poca continuidad lateral de los distintos conjuntos litológicos debido a la intensa tectonización.

En la Sierra de Almagro se pueden diferenciar dos tramos. El inferior, permo-triásico, de 50 m de potencia, constituido por filitas y pizarras de tonos rojos y violáceos con intercalaciones de niveles de areniscas, que a techo presenta una alternancia de cuarcitas y areniscas de tonos claros con niveles de calizas decimétricas intercaladas; se localiza en el sector norte de la sierra. El tramo superior, triásico, con un espesor variable entre 50 y 200 m, está formado por materiales carbonáticos (mármoles, calizas y dolomias) con algunas intercalaciones de pizarras. Este tramo superior es el que constituye la formación permeable de la masa que, con una superficie de afloramiento de 6,4 km^2 y geometría plegada, presenta comportamiento libre, semiconfinado o confinado según zonas a consecuencia de la compleja estructura geológica. La permeabilidad es alta por fisuración y disolución. Asimismo las intercalaciones de tramos cuarcíticos en la serie pueden tener cierto interés hidrogeológico puntual por efecto de la fracturación.

Los límites de la masa se han establecido en el contacto superficial con los materiales de baja permeabilidad margosos y arcillosos miocenos y pliocuaternarios, a excepción del límite suroeste que, como se ha indicado anteriormente, es meramente administrativo y se ha hecho coincidir con las divisorias entre las demarcaciones hidrográficas del río Segura y de la Cuenca Mediterránea Andaluza, por lo que tiene carácter de abierto, con dirección y sentido del flujo subterráneo condicionado por las extracciones en ambas cuencas.

Como consecuencia de la elevada complejidad estructural de la zona, se ha producido una compartimentación de la masa en diferentes bloques poco o nada conectados entre sí, con escasos recursos y reducidas reservas hídricas, y cuya delimitación es muy problemática por la falta de suficiente información. La recarga se produce por infiltración de la precipitación y, ocasionalmente, desde los arroyos y ramblas. La descarga tiene lugar a través de bombeo en pozos y sondeos.

No se dispone de una red de control piezométrico en esta masa. La evolución piezométrica debe estar muy condicionada por la pluviosidad y las extracciones de agua subterránea para atender la intensa actividad agraria y, en la última década, la expansión urbanística. Según los datos históricos y los obtenidos más recientemente, se observa un notable descenso en los últimos años con respecto a los niveles de la década de 1970, que es superior a 20 m en el Cabezo de Los Machos y a 100 m en el compartimento acuífero de Los Guiraos.

Se pueden establecer las siguientes características por sectores o compartimentos hidrogeológicos:

- **Sector del Cabezo de los Machos:** es el compartimento acuífero más importante. Su uso intensivo provocó el descenso de los niveles y el abandono consiguiente de las captaciones. El descenso acumulado de unos 30 m solamente se ha recuperado, tras la paralización de los bombeos, en unos 6 m, lo que indica la reducida capacidad de recarga. El nivel piezométrico actual está alrededor de 253 m s.n.m.

- **Sector de Los Montesinos:** dispone de escasos recursos y reducidas reservas, aunque la permeabilidad de sus materiales es elevada.

- **Sector de Los Vizcaínos:** las explotaciones se iniciaron con caudales de 100 l/s, que se han reducido a unos 20-40 l/s en la actualidad. La explotación era de 0,5 hm^3/año en la década de 1970, pero en la actualidad es de solo 0,1 hm^3/año.

- **Sector de Los Guiraos:** en décadas anteriores todos los sondeos eran surgentes, con caudales de 115 l/s. La zona saturada era superior a 160 m y la cota piezométrica se situaba alrededor de 228 m s.n.m. La explotación, comprendida entre 6 hm^3/año y 2,3 hm^3/año, depende de las aportaciones del trasvase Tajo-Segura. Los dos sondeos más importantes pertenecen a la Comunidad de Regantes SAT Los Guiraos.

Existe gran variabilidad en la composición química de las aguas subterráneas de esta masa, siendo la facies sulfatada-bicarbonatada magnésico-cálcico-sódica la predominante. La temperatura del agua es diferente de un sector a otro: 19 a 22 ºC (Los Montesinos), 29-30 ºC (Los Vizcaínos) y 34 ºC (Los Guiraos). Es probable la existencia de flujos profundos en estos dos últimos sectores, que pueden estar relacionados con fracturas de gran profundidad que han favorecido la movilización de CO_2 y de otros gases, entre ellos SH_2. La presencia de amonio se debe al carácter reductor del medio hídrico. El compartimento de Cabezo de Los Machos tiene menor contenido salino.

El agua no es apta para abastecimiento urbano pues se exceden los límites de potabilidad en bicarbonatos, sulfatos, cloruros, calcio, magnesio, sodio y potasio.

Las principales presiones de carácter puntual o difuso que se han detectado sobre esta masa son la alteración del flujo superficial, la extracción intensiva de agua subterránea, una importante explotación ganadera porcina con la construcción de numerosas granjas y la agricultura intensiva de cítricos.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. MINAS DEL VALLE DEL AZOGUE

Este punto de interés geológico (PIG) se encuentra en la localidad de San Juan de los Terreros (Municipio de Cuevas del Almanzora) en el paraje del Valle del Azogue. UTM: 618668-

4137658 dentro de la Hoja de Águilas. Se ha seleccionado por su gran interés tectónico, petrológico, estratigráfico y minero para el estudio de la evolución de las Béticas durante el Neógeno. El afloramiento está formado por varios bloques de falla basculados, formados por una sucesión de rocas de los Complejos Alpujarride y Maláguide y por sedimentos del Mioceno medio, que habían sido adelgazadas previamente. Desde el punto de vista minero, los afloramientos representan un conjunto de minas de Hg abandonadas junto con sus depósitos de escombrera. El interés de estos afloramientos es doble, por un lado desde el punto de vista tectónico representa un magnífico ejemplo de estructuras formadas en un régimen de alta extensión por la actividad de dos sistemas extensionales ortogonales, sucesivos. Desde el punto de vista estratigráfico, representa uno de los pocos lugares dónde se preservan secuencias completas de sedimentos marinos del Mioceno medio en las Béticas orientales, junto con los afloramientos cercanos de la playa de las Palmeras. El interés mineralógico radica especialmente en las mineralizaciones filonianas de Hg, Zn, As, Fe que se explotaban en las antiguas minas, con una rica mineralogía formada por estibina, cinabrio, rejalgar, oropimente, esfalerita, siderita, calcopirita, pirita, cuarzo, calcita y barita. Jarosita, óxidos de Sb-As y yeso.



Figura 80. Rider extensional basculado en el Valle del Azogue, antigua zona minera dónde se extraía mercurio



Figura 81. Ejemplo de bloque basculado en el Valle del Azogue formado por una sucesión de esquistos de grano fino y dolomias del Complejo Alpujárride y por limos y areniscas amarillentos del Serravalliense

9. BIBLIOGRAFÍA

Abad, I.; Nieto, F.; Peacor, D.R. y Velilla, N. (2003). "Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuña (Spain)". *Clay Minerals, pp. 1-23.*

Acosta, A. (1997). "Estudio de los fenómenos de fusión cortical y generación de granitoides asociados a las peridotitas de Ronda". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada.*

Aellen de la Chapelle, M. (1990). "Le Couloir de Pulpí. Les Basins Néogènes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)". *Doc. et Trav. IGAL 12-13, 195-206.*

Agard, J.; Destombes, J.; Milliard, Y. et Morin, P. (1958). "Sur l´existence de LLandovery superieur dans le massif palèozoique interne du Rif au N de Tétuan (Maroc septentrionel)". *C.R. Acad. Sci., 245 pp. 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 trangresivas sobre las Zonas Internas Béticas: La Formación San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga)". *Rev. Soc. Geol. España, 3 (1-2), pp. 79-85.*

Aguirre, L.; Morata, D.; Puga, E.; Baronnet, A. and R.E. Beiersdorfer (1995). "Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain". *In: Low Grade Metamophism of Mafic Rocks, edited by P. D. Schiffman, H.W., pp. 171-181, Geological Society of America Special Paper, Colorado.*

Aldaya, F.; Álvarez, F.; Galindo Zaldívar, J.; González Lodeiro, F.; Jabaloy, A. y Navarro Vilá, F. (1991). "The Malaguide-Alpujarride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment.". *C.R. Acad. Sci. Paris, 313 (Série II-101), pp. 1447-1453.*

Aldaya, F.; García Dueñas, V. y Navarro Vilá, F. (1979). "Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta Geológica Hispánica, 14 pp. 154-166.*

Alfaro, P.; Delgado, J.; Estévez, A.; Soria, J.M. and Yébenes, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geolo-gy, 186, 337-349.*

Alfaro, P.; Delgado, J.; Estévez, A.; Soria, J.M.; y Yébenes, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*, *186, 337-349.*

Allerton, S.; Lonergan, L.; Platt, J.P.; Platzman, E.S. y Mcclelland, E. (1993). "Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain". *Earth Planet. Sci. Lett., 119 pp. 225-241.*

Alonso Sarriá, F.; López Bermúdez, F. y Conesa Garcia, C. (2002). "Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels (L.J. BULL & M.J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 351-371.*

Alonso Zarza, A.M.; Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1998). "Fan-surface dynamics, plant-activity and clacrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)". *Geomorphology*, *24, 147-167.*

Alvado, J.C. (1986). "Sédimentation, deformation et manifestations magmatiques associées au couloir de décrochement de Palomares: le bassin de Vera (SE de l´Espagne)". *Mém. Sci. de la Terre, Univ. Paris, 86, 23-232.*

Álvarez, F. (1987). "Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain)". *Geol. en Mijnbouw*, *66*, *101-110.*

Álvarez Lobato, F. (1987). "La tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas". *Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 371 p.*

Álvarez, F.; Aldaya, F. and Navarro-Vilá, F. (1989). "Miocene extensional deformation in the region of Águilas-Mazarrón (eastern Betic Cordillera)". *Estudios Geol.*, *45*, 369-374.

Argles, T.W.; Platt, J.P. y Waters, D.J. (1999). "Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation-The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain". *J. Geol. Soc., 156 (JAN), pp. 149-162.*

Arribas-Rosado, A. y Arribas-Moreno, A. (1995). "Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España". *Bol. Geol. Min.*, *106, 23-62.*

Azañón, J.M. (1994). "Metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, baja presión/ alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada.*

Azañón, J.M. y 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), pp. 549-565.*

Azañón, J.M. y Goffé, B. (1997). "Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assembleges as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujarride units, Betic cordillera (SE Spain)". *Eur. J. Mineral., 9 pp. 1035-1051.*

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, Betic)". *J. Struct. Geol., 19 (8), pp. 1055-1071.*

Azañón, J.M.; García Dueñas, V.; Martínez Martínez, J.M. y Crespo Blanc, A. (1994). "Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)". *C.R. Acad. Sci. Paris, 318 (Série II), pp. 667-674.*

Baena, J.; Barranco, L.M.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Bardaji, T.; Silva, P.G.; Estevez, A.; Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1994). "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (Escalas 1:200.000 y 1:100.000)". I.T.G.E., Consj. Polt. Terr. Obras Púb. de la Región de Murcia.

Bakker, H.E.; de Jong, K.; Helmers, H. and C. Bierman. (1989). "The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *J. Metamorphic Geol., 7, 359-381.*

Balanyá, C.J.; García-Dueñas, V.; Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1998). "Reply". *Tectonics, 17 (6), pp. 977-981.*

Balanyá, C.J. 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 pp. 19-21.*

Balanyá, C.J. y García-Dueñas, V. (1987). "Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 304, Série II (15), pp. 929-932.*

Balanyá, C.J. y García-Dueñas, V. (1991). "Estructuración de los Mantos Alpujárrides al O de Málaga (Béticas, Andalucía)". *Geogaceta, 9 pp. 30-33.*

Balanyá, J.C.; Azañón, J.M.; Sánchez Gómez, M. y García Dueñas, V. (1993). "Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujárride Complex, western Betics Spain)". *C.R. Acad. Sci. Paris, 316 (Série II), pp. 1595-1601.*

Balanyá, J.C.; García-Dueñas, V.; Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1997). "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)". *Tectonics, 16 (2), pp. 226-238.*

Bardají, T. (1999). "Evolución Geodinámica de la Cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el Cuaternario". *Tesis Doctoral UCM, Madrid. 527 pp.*

Bardají, T.; Goy, J.L.; Mörner, N.A.; Zazo, C.; Silva, P.G.; Somoza, L.; Dabrio, C.J. y Baena, J. (1995). "Towards a Plio-Pleistocene chronoestratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinamica Acta*, *8, 112-126.*

Bardají, T.; Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, C. (2003). "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)". En: *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.). 129 –134.*

Bardají, T.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Silva, P.G. y Dabrio, C.J. (2001). "Registro de los cambios del nivel del mar en la Cuenca de Águilas (Murcia, SE España)". *Actas V Reun. Cuaternario Ibérico (Lisboa), 245-248.*

Bardají, T.; Goy, J.L.; Silva, P.G.; Zazo, C.; Mörner, N.A.; Somoza, L.; Dabrio, C.J. y Baena, J. (1997). "The Plio-Pleistocene Boundary in SE Spain: A review". *Quaternary International 40, 27-32.*

Bardají, T.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, C.L.; Dabrio, C.J.; Cabero, A.; Ghaleb, B. y Silva,P.G. (2009). "Sea level and climate changes during OIS 5 in Western Mediterranean (Spain)". *Geomorphology 104, 22-37.*

Bardají, T.; Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C. y Civis, J. (1999). "Recent evolution of the Águilas Arc Basins (SE Spain): Sea-level record and neotectonics". *The Mediterranean Newsl. (INQUA MBSS Subcommission) 21, 21-26.*

Barragán, G. (1997). "Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 698 p.*

Bellon, H.; Bordet, P. y Montenat, C. (1983). "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Géol. France (7), 24,pp.205-217.*

Benito, R.; López-Ruiz, J.; Cebria, J.M.; Hertogen, J.; Doblas, M.; Oyarzun, R. and Demaiffe, D. (1999). "Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain". *Lithos*, *46(4), 773-802.*

Berggren, W.A.; Kent, D.V.; Swisher, C.C. y Aubry, M.P. (1995). "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". *En: Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Ed. W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 54, pp. 129-212.*

Berman, R.G. (1991). "Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications". *Can. Mineral.*, *29, 833-855.*

Blumenthal, M. (1949). "Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde". *Boletín Geológico y Minero, LXII pp. 11-203.*

Booth-Rea, G. (2004). "Tectónica Cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada, ISBN: 84-338-3090-2, 253p.*

Booth-Rea, G.; García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002a). "Extensional attenuation of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran Basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics)". *C.R. Geoscience, 334 pp. 557-563.*

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M.; Goffé, B.; Vidal, O. and Martínez-Martínez, J.M. (2002b)." High-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride units outcropping in southeastern Betics (Spain)". *C.R. Geoscience*, *334, 857-865.*

Booth-Rea, G. y Azañón, J.M. (2003). "Extensión versus compresión durante el Mioceno Superior en la Cuenca de Lorca (Béticas orientales)". *Geogaceta, 34 pp. 83-86.*

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M.; Martínez-Martínez, J.M.; Vidal, O. y García-Dueñas, V. (2003). "Análisis estructural y evolución tectonometamórfica del basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huercal-Overa, Béticas orientales". *Rev. Soc. Geol. España, 16 (3-4), pp. 193-211.*

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M. y García-Dueñas, V. (2004a). "Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with constrating rheologies". *J. Struct. Geol.*, *26 pp. 2039-2058.*

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M.; Azor, A. and García-Dueñas, V. (2004b). "Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares fault zone (southeastern Betics, Spain)". *Journal of Structural Geology*, *26/9*, *1615-1632*.

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M.; Martínez-Martínez, J.M.; Vidal, O. y García-Dueñas, V. (2005). "Contrasting structural and P-T evolutions of tectonic units in the southeastern Betics: key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (Western Mediterranean)". *Tectonics, 24, 10.1029/2004TC001640*.

Booth-Rea, G.; Ranero, C.; Martínez-Martínez, J.M.and Grevemeyer, I.(2007)."Crustal types and Tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean" *G-Cubed*, *8*, *Q10004, doi: 10010.11029/12007GC001661*.

Bouillin, J.P.; Durand-Delga, M. y Olivier, P. (1986). "Betic-Rifian and Tyrhenian Arcs: distinctive features, genesis, and development stages". *En: The origin of Arcs. Ed. F. C. Wezel. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 21, pp. 281-304*.

Bourgois, J.; Chauve, P.; Mayne, J.; Monnot, J.; Peyre, Y.; Rigo, E. y Rivière, M. (1972b). "La Formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères betiques occidental (Région d´Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris, 275 (serie D), pp. 169-172*.

Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974). "Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), extension et signification générale". *C.R. Acad. Sci. Paris*, *278. 2617-2620.*

Bousquet, J.C. y Philip, H., (1976). "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordilleres Betiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France.*, *(7), t. XVIII, 3, 711-724.*

Bousquet, J.C. (1979). "Quaternary strike-slip faults in southern Spain". *Tectonophysics*, *52. 277-286.*

Bousquet, J.J.; Montenat, C. y Philip, H. (1975). "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales". *Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán*; *Univ. De Granada, 59-74.*

Buforn, E.; Udías, A. y Mezcua, J. (1990). "Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí". *Rev. Geofísica*. *46. 171-180.*

Calmel-Ávila, M. (1999). "Géomorphogenèse holocène dans le bas Guadalentín, bassin du Segura, province de Murcie, Espagne". *Ph.D., Ed. Septentrión, Lille (1999) 323 pp.*

Calmel-Ávila, M. (2000). "Geomorphogenese Holocène dens le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrión, Villeneuve d'Ascq. 23 pp.*

Calmel-Ávila, M. (2002). "The Librilla 'rambla' an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International, 93-94, 101-108.*

Camarasa Belmonte, A. (2002). "Crecidas e inundaciones, Capítulo 46". En: *Riesgos Naturales* (F.Ayala y J. Olcina, Coords.). *Editorial Ariel S.A. Barcelona. 859-879.*

Campos, J. y Simancas, J.F. (1989). "Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética)". *Geogaceta, 6 pp. 50-52.*

Capote, R. y Martínez-díaz, J.J. (2001). "Estado actual de la prevención sísmica: Nuevas perspectivas y metodologías". *En: Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid. 1-26.*

Carrion, J.S. (1992). "A palaeoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)". *Pal. Pal. Pal., 92. 1-14.*

Carrion, J.S.; Dupré, M. y Fumanal, P. (1995). "A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)". *J. Archeological. Science*, *22, 355-367.*

Castillo Requena, J.M. (1978). "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España peninsular". *Paralelo,* 37 *(2), 57-80.*

Castillo Requena, J.M. (1978). "Estudio sobre el comportamiento de la gota de aire frío y la distribución de sus consecuencias pluviométricas en la España peninsular". *Paralelo, 37 (2), 57-80.*

Cathelineau, M. y Nieva, D. (1985). "A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system". *Contrib. Mineral. Petrol.*, *91*, *235-244.*

Causse, C.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, C. (1993). "Potentiel chronologique Th/U) des faunes Pléistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-est de l'Espagne)". *Geodinamica Acta 6-2, 121–134.*

Cesare, B. y Gómez-pugnaire, M.T. (2001). "Crustal melting in the Alborán Domain: constraints from xenoliths of the Neogene volcanic province". *Phys. Chem. Earth (A), 26, 255-260.*

Chalouan, A. (1986). "Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Marroc), un terrain varisque dans la Chaine Alpine". *Tesis Doctoral, Université Louis Pasteur.*

Chalouan, A. y Michard, A. (1990). "The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt". *Tectonics, 9 (6), pp. 1565-1583.*

Chester, F.M.; Friedman, M. and Logan, J.M. (1985). "Foliated Cataclasites". *Tectonophysics, 111, 139-146.*

CHS (1997). "Plan Hidrológico de la cuenca del río Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto).*

CHS (2005). "Estudio de cuantificación del volumen anual de sobreexplotación de los acuíferos de las Unidades hidrogeológicas 07.28 Alto Guadalentín y 07.33 Águilas".

CHS (2006). "Plan de Actuación en Situaciones de Alerta y Eventual Sequía en la Cuenca del río Segura".

CHS (2007). "Mapa de masas de agua subterránea de la Demarcación Hidrográfica del río Segura".

Comas, M.C. (1978). "Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno Inferior (Zona Subbética, Andalucía)". *Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 323 p.*

Comas, M.C.; García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992). "Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from Mcs data". *Geo Mar. Lett., 12 pp. 157-164.*

Comas, M.C.; Platt, J.P.; Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999). "The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results". *En: Proc. ODP Sci. Results. Ed. R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus. 161, pp. 555-579.*

Comas, M.; García-Dueñas, V.; Soto, J.I. y Campos, J. (1993). "An Extensional basin developed on a collisional orogen: the Alborán Sea". *En: Late orogenic extension in Mountain belts. Ed. M. Séranne y J. Malavieille. B.R.G.M., Fr., 219, pp. 44-45.*

Conesa García, C. (1995). "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". *En: River Geomorphology (E. J. Hickin, Ed.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192.*

Conesa García, C. (1987). "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía Física*, *12, 33-45.*

Conesa García, C. (1987). "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía Física*, *12, 33-45.*

Conesa García, C. (1995). *"*Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain*". En: River Geomorphology (E. J. Hickin, Ed.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192.*

Coppier, G.; Griveaud, P.; Larouziere, F.; Montenant, C. y Ott D'Estevou, P. (1989). *"*Example of Neogene tectonic indentation in the eastern Betic Cordilleras: The Arc of Águilas (southeastern Spain)*". Geodin. Acta, 3 (1). 37-51.*

Coppier, G.; Ott D'estevou, P. y Montenat, C. (1990). *"*Kinematics and paleogeographic evolution of the Eastern Almería Basins. Les Basins Néogènes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)*". Doc. et Trav. IGAL 12-13, 189-193.*

Crespo Blanc, A. (1995). "Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain)". *J. Struct. Geol., 17 (11), pp. 1559-1569.*

Crespo Blanc, A.; García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1994). *"*Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que rest-t-il de la structure en nappes du Complexe Alpujarride*". C.R. Acad. Sci. Paris, 317, Série II pp. 971-977.*

Crespo-Blanc, A. y Campos, J. (2001). "Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics)". *J. Struct. Geol, 23 pp. 1615-1630.*

Dabrio, C.L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Santiesteban, C.; Bardaji, T. y Somoza, L. (1991). *"*Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain. Field Guide*". Cuadernos de Geología Ibérica 15, 327-406.*

De Jong, G. (1993b). "The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacen Complex (Betic Zone, SE Spain)". *Geol. Mijnbouw, 71 pp. 227-237.*

De Jong, K. (1991). "Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)". *Tesis Doctoral, Vrije Universiteit.*

De Jong, K. (1993a). "The Tectono-Metamorphic and Chronological Development of the Betic Zone (SE Spain) with Implications for the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean Area". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., 96 (3), pp. 295-333.*

De Jong, K.; Wijbrans, J.R. y Feraud, G. (1992). "Repeated Thermal Resetting of Phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by Ar-40/Ar-39 Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating". *Earth Planett. Sci. Lett., 110 (1-4), pp. 173-191.*

De Smet, M.E.M. (1984b). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics, 107, 57-79.*

De Vries, W.C.P. y Zwaan, K.B. (1967). "Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, Prov. de Almería, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetenschap, B 70, 443-453, 1967.*

Del Prado, C. (1863). "Los terremotos de la provincia de Almería". *Revista Minera, 14, (322-325), 69 págs.*

Denny, C.S. (1967). "Fans and pediments". *Am. Jour. Science, 265. 81-105.*

Dewey, J.F.; Helman, M.L.; Turco, E.; Hutton, D.H.W. and Knott, S.D. (1989). "Kinematics of the western Mediterranean". *In: Alpine Tectonics, edited by M. P. Coward, et al., pp. 265-283, Special Publication Geological Society of London, London.*

Dinares-Turell, J.; R. Sprovieri, R.; Caruso, A.; Di Stefano, E.; Gomis-coll, E.; Pueyo, J.J.; Rouchy, J.M. and Taberner, C. (1997). "Preliminary integrated magnetostratigraphic and biostratigraphic correlation in the Miocene Lorca basin (Murcia, SE Spain)". *Acta Geológica Hispánica, 32, 161-170.*

Dumas, B. (1977). "Le Levant espagnol. La génése du relief". *Thése d'Etat, Paris.*

Durand-Delga, M.; Feinberg, H.; Magné, J.; Olivier, P. y 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". *C.R. Acad. Sci. Paris, 317 (série II), pp. 679-687.*

Durand-Delga M.; Escalier des Orres, P. y Fernex, F. (1962). "Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène a l'ouest de Carthagene (Espagne méridionale)". *C.R.Acad.Sc. Paris*, *255, 1755-1753.*

Durand-Delga, M. (1980). "La Mediterranée occidentale: étapes de sa genèse et problemes structuraux liés à celle-ci". *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér., 10 pp. 203-224.*

Durand-Delga, M.; Rossi, P.; Olivier, P. y Puglisi, D. (2000). "Situation structurale et nature ophiolitique des roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie)". *C.R. Acad. Sci. Paris, 331 pp. 29-38.*

Échallier, J.C. (1983). "L'enregistrement de la tectonique historique par la Cathédrale de Lorca". *IV Renc. Int. Arch. et Hist. D'Antibies. 227-235.*

Egeler, C.G. y Simon, O.J. (1969b). "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures". *Geol. Mijnbouw, 48 pp. 296-305.*

Espinosa Godoy, J.; Gordillo Martín, A. y Pérez Rojas, A. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000-Águilas (997)". *2ª Serie, 1ªEdición. IGME.*

Espinosa Godoy, J.S.; Martin Vivaldi, S.M.; Martin Alafont, J.M. y Pereda, M. (1974). Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja 975 (Puerto Lumbreras). 2ª Edi. *IGME.*

Estévez, A.; Rodríguez-Fernández, J.; Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1982). "Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas". *Estudios Geol., 38 pp. 55-60.*

Feinberg, H.; Maate, A.; Bouhdadi, S.; Durand-Delga, M.; Maate, M.; Magné, J. y 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), pp.*

Fernández, J.; J. Soria, J. and Viseras, C. (1996). "Stratigraphic architecture of the Neogene basins in the central sector of the Betic Cordillera (Spain): Tectonic control and base-level changes". *In: Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, edited by P. F. D. C. J. Friend, pp. 353-365, Cambridge University Press, Cambridge.*

Fernández-Fernández, E. (2003). "Estructura del contacto entre las zonas Externas e Internas en el área de Sierra de María y los Vélez (sector oriental de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 147 p.*

Font Tullot, I. (1988). "Historia del Clima en España". *Instituto Nacional de meteorología, Servicio Pub. MTC, Madrid. 297 pp.*

Froitzheim, N. (1992). "Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland)". *Geology, 20 pp. 923-926.*

Galdeano, A.; Courtillot, V.; Le Borgne, E.; Le Mouel, J. and Rossignol, J. (1974). "An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean: Dexcripion and tectonic implications". *Earth Planet. Sci. Letters*, *23, 323-336.*

Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989). "Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)". *Geodinamica Acta, 3 pp. 73-85.*

García Casco, A. y Torres Roldán, R.L. (1996). "Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain)". *J. Petrol., 37 (5), pp. 1207-1239.*

García Dueñas, V.; Balanyá, J.C. y Martínez Martínez, J.M. (1992). "Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications". *Geo Mar. Lett., 12 pp. 88-95.*

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, Simposios pp. 17-26.*

García Dueñas, V.; Martínez Martínez, J.M.; Orozco, M. y Soto, J. (1988a). "Plis-nappes, cisillements 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 pp. 1389-1395.*

García Mayordomo, J. (2005). "Seismic hazard characterization and analysis in Southeast Spain". *PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid (in Spanish).*

García Meléndez, E.; Goy, J.L. y Zazo, C. (2003). "Neotectonic and Plio-Quaternary landscape development within the eastern Huércal-Overa Basin (Betic Cordilleras, southeastern Spain)". *Geomorphology 50, 111–133.*

Gaspar Escribano, J.M.; Benito, B. y García Mayordomo, J. (2008). "Hazard-consistent response spectra in the Region of Murcia (Southeast Spain): comparison to earthquake-resistant provisions". *Bulletin of Earthquake Engineering (2008) 6,179–196.*

Geel, T. (1973). "The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio area (southern Spain)". *GUA Papers of Geology, Series 1, 5, 179p.*

Geiger, F. (1970). "Die aridität in sudostspanien". *Stuttgart Geograph. Stud., 77. 173 pp.*

Goffé, B.; Michard, A.; García-Dueñas, V.; González-Lodeiro, F.; Monié, P.; Campos, J.; Galindo-Zaldívar, J.; Jabaloy, A.; Martínez-Martínez, J.M. y Simancas, F. (1989). "First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain)". *European J. Mineral., 1 pp. 139-142.*

Gómez-Pugnaire, M.T. and Soler, J.M. (1987)."High-Pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) an its evolution during the Alpine orogeny". *Contrib. Mineral. Petrol., 95, 231-244.*

González Bernáldez, F. (1989). "Ecosistemas áridos y endorreicos españoles". *Zonas Aridas en España. R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Ed.). 223-238 págs. Madrid.*

González-Casado, J.M.; Casquet, C.; Martínez-Martínez, J.M. y García-Dueñas, V. (1995). "Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics". *Geol. Rundsch., 84 pp. 175-186.*

González-Delgado, J.A.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Civis, J. y Dabrio, C.J. (2000). "Perfiles de isótopos estables de C y O en Strombus actuales, cuaternarios y Pliocenos". *En Diez, J.B. & Balbino, A.C. (eds.), Livro Resumos I Congresso Ibérico de Paleontología.IXVI Jornadas de La Sociedad Española de Paleontología, Evora (Portugal), pp.89-90.*

Goy, J.L. y Zazo, C. (1982). "Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectóncia en el litoral de Almería (España)". *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.) 80, 171-184.*

Goy, J.L.; ; C. Zazo; L. Somoza, C.J. Dabrio y T. Bardaji. (1989). "Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería), En: Libro Libro Guía "Excursión B.1. Litoral Mediaterráneo". *II Reunión Cuaternario Ibérico (Eds. Zazo, Dabrio, Goy), 37-99.*

Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardaji, T.; Somoza, L.; Causse, C.; Hillaire-Marcel, C. (1993). "Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-est de l'Espagne". *Geodinamica Acta 6-2, 103–119.*

Goy, J.L.; Zazo, C. y Cuerda, J. (1997). "Evolución de las áreas margino-litorales de la Costa de Mallorca (I. Baleares) durante el Último y Presente Interglacial. Nivel del mar Holoceno y Clima". *Boletín Geológico Minero 108, 127–135.*

Goy, J.L.; Zazo, C.; Hillaire-Marcel, C. y Causse, C. (1986). "Stratigraphie et chronologie (U/Th) du Tyrrhénien du Sud-Est de l'Espagne". *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F., suppl.Bd. 62, 71–82.*

Griveaud, P.; Coppier, G.; Montenat, C. and Ott D´estevou, P. (1990). "Le Neogene des Sierras d´Águilas". *In: Doc. et Trav. IGAL, edited by C. Montenat, pp. 221-238, Paris.*

Griveaud, P. (1989). "Etude geologique du secteur d'Águilas (Sud-est de l'Espagne): Example de poinçonnement néogène dans la zone Bétique interne orientale". *Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon I, 198 pp.*

Guerra-merchán, A. (1993). "La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora". *Tesis Doctoral, Univ. Granada, Edit. Edinford, Málaga.*

Guillén Mondéjar, F. (1994). "La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos.". *Tesis Doctoral, Univ. Murcia, 467 pp.*

Guillén Mondéjar, F.; Rodríguez Estrella, T.; Arana, R. y López Aguayo, F. (1995) "Historia geológica de la Cuenca de Lorca (Murcia): Influencia de la tectónica en la sedimentación". *Geogaceta, 18 pp. 30-33.*

Gutiérrez Elorza, M. (2008). "Geomorfología". *Pearson Educación S. A., Madrid, 898 págs.*

Harvey, A.M. (1978). "Dissected alluvial fans in southeast Spain". *Catena*, *5. 177-211.*

Harvey, A.M. (1982). "The role of piping in the development of Badlands and Gully systems in SE Spain". *In: Badland Geomorphology and Piping. Geo-Books, Norwich (England). 317-335.*

Harvey, A.M. (1987). "Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentology". In: *Desert sediments ancient and modern* (L.Frostik & I.Reid Eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *35. 87-103.*

Harvey, A.M. (1989). "The occurrence and role of arid zone alluvial fans". *In: Arid Zone Geomorphology (D.Thomas Ed.). Belhaven Press. 136-158.*

Harvey, A.M. (1990). "Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain". *In: Alluvial fans, a field approach (A.H.Rackocki & M.J.Church Eds.). Wiley & Sons, New York. 247-269.*

Hearty, P.; Hollin, J.T. y Dumas, B. (1987). "Geochronology of Pleistocene littoral deposits on the Alicante and Almería coast of Spain". *En: (C.Zazo Ed.). Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario, 10. Monografía sobre "Late Quaternary sea-level changes in Spain", 95-107.*

Hearty, P.J.; Miller, G.H.; Stearns, C.E. y Szabo, B.J. (1986). "Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin". *Geological Society of America Bulletin* 97, *850–858.*

Helman, M. (1989). "Tectonics of the western Mediterranean". *Tesis Doctoral thesis, Univ. of Oxford.*

Heras, R. (1973). "Estudio de máximas crecidas de la zona de Alicante-Almería y Málaga y de las lluvias torrenciales de Octubre de 1973". *Mem. Centro Est. Hidrográficos (Diciembre). Madrid. 120 pp.*

Herbig, H.G. (1983). "The Carboniferous of the Betic Cordillera". *In: Martínez Díaz C. (ed). X Congr. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero, Madrid, 343-356.*

Herbig, H.G. (1984)."Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The limestone boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Facies*, *11, 1-108.*

Herbig, H.G. y Mamet-Bernard, L. (1983). "Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, southern Spain)". *X Congr. Inter. Estr. Geol. Carbonífero, IGME, Madrid, pp. 46.*

Hermes, J.J. (1966). "Tintinnids from the Silurian of the Betic cordilleras, Spain". *Revue de Micropaleontologie, 8 (4), pp. 211-214.*

Hernández Enrile, J.L. y Martínez-díaz, J.J. (2000). "Fallas ocultas y fuentes sismogenéticas en el interior de la Depresión Tectónica del Río Guadalentín (Murcia)". *2ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica*, *Roquetas de Mar, Amería 1-4.*

Hernández Gambín, C. y Navarro Hervás, F. (1992). "Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)". *Act. XV Encuents. Jov. Geógraf., 113-120. Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia.*

Hillaire-Marcel, C.; Carro, O.; Causse, C.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1986). "Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in southeastern Spain". *Geology 14, 613–616*

Hillaire-Marcel, C.; Gariépy, C.; Ghaleb, B.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Cuerda, J. (1996). "U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last interglacial high sea-levels in the Balearic Islands". *Quaternary Science Reviews 15, 53–62.*

IGME (1981). "Los Recursos Hídricos Subterráneos de la comarca Mazarrón-Águilas. Situación actual y perspectivas futuras".

IGME (1989). "Explotación, usos, demandas y propuesta de normas de actuación en las aguas subterráneas de la comarca Mazarrón-Águilas. Murcia".

IGME (1993). "Informe sobre la evolución piezométrica en los acuíferos de la cuenca del río Segura".

Issel, A. (1914). "Lembi fossiliferi quaternari e resentí nella Sardegna meridionale". *Accademia Nazionale dei Lincei Serie 5–23, 759–770.*

ITGE-CARM (1995). "Atlas–Inventario de riesgos naturales de la comunidad Autónoma de la Región de Murcia". *(F.J. Ayala, coord.) . ITGE, Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 138 pp.*

Jabaloy, A.; Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1993). "The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol., 15 (3-5), pp. 555-569.*

JANSA-CLAR (1989). "Inestabilidad, baroclima y ciclogénesis en el Mediterráneo occidental". *Instituto Nacional de Meteorología, Madrid*

Johnson, C. (1993). "Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: evidence for complex crustal extension". *En: Late Orogenic Extension in Mountain Belts. Ed. M. M. Séranne, J. 209, pp.*

Johnson, C.; Harbury, N. y Hurford, A.J. (1997). "The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain)". *Tectonics, 16 (2), pp. 189-204.*

Kampschuur, W. (1975). "Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies". *Tectonophysics, 27 pp. 57-81.*

Kampschuur, W.; Langenberg, C.W.; Espejo, J.A.; Crespo, A. y Pignatelli, R. (1972). "Mapa Geológico y Minero de España 953 (Lorca)". *I.G.M.E., Madrid.*

Kornprobst, J. y Durand-Delga, M. (1985). "Carte geologique du Rif; Tetouan-Ras Mazari". *Editions du Service Geologique du Maroc, Rabat, Marruecos.*

Kozur H.; Kampschuur W.; Mulder-Blanken, C.W. y Simon, O.J. (1974). "Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)". *Scripte Geol., 23, 1-56.*

Kozur, H., Mulder-Blanken, C.W.H. y Simon, O.J. (1985). "On the triassic of the Betic Cordilleras (S. Spain), with special emphasis on holothurian sclerites". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Ser. B, 88 pp. 83-110.*

Lafuste, M.L.J. and Pavillon, M.J. (1976). "Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repére stratigraphique". *C.R. Acad.Sci.Ser.II, 283, 1015-1018.*

Larouziere, F. y Ott D'estevou, P. (1990). "Les Bassins d'Hinojar et de Mazarron. Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental (Espagne)". *Doc. et Trav. I.G.A.L., 12-13, 207-220.*

Larouziere, F. (1985). "Etude tectono-sedimentaire et magmatique des basins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiques internes. Espagne)". *Thèse Univ. Paris 6. 316 pp.*

Larouziere, F.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernyez, J.; Montenat, C. y Ott D'Estevou, P. (1988). "The Betic segment of the litospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics, 152. 41-52.*

Larouziere, F.; Montenat, C.; Ott D`estevou, P. y Griveaud, P. (1987). Evolution simultanée des basin néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarron (Sud Est de l`Espagn). *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 11. 23-38.*

Leine, L. (1968) ."Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain". *Doctoral thesis, 112 pp., Amsterdam.*

Lenoir, X.; Garrido Marín, C.J.; Bodinier, J.L. ; Dautria, J.M.; Gervilla Linares, F. (2001). "The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin". *J. Petrol., 42 pp. 141-158.*

Lonergan, L. (1991). "Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain". *Tesis Doctoral, Oxford University, 154 p.*

Lonergan, L. (1993). "Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics, 12 (2), pp. 460-476.*

Lonergan, L. y Johnson, C. (1998). "Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain". *Basin Research, 10 pp. 353-364.*

Lonergan, L. y Mangerajetzky, M.A. (1994). "Evidence for Internal Zone Unroofing from Foreland Basin Sediments, Betic Cordillera, Se Spain". *J. Geol. Soc., 151 (MAY), pp. 515-529.*

Lonergan, L. y Platt, J. (1995). "The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain.". *J. Struct. Geol., 17 (12), pp. 1665-1671.*

Lonergan, L. y Schreiber, B.C. (1993). "Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain". *J. Geol. Soc. London, 150 pp. 719-727.*

Lonergan, L. y White, N. (1997). "Origin of the Betic-Rif mountain belt". *Tectonics, 16 (3), pp. 504-522.*

Lonergan, L.; Platt, J.P. y Gallagher, L. (1994). "The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol., 16 (2), pp. 175-188.*

López Bermúdez, F.; Conesa Garcia, C. y Alonso Sarriá, F. (2002). "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 329 – 350.*

López Bermúdez, F. (1986). "Evaluación de la erosión hídrica en las áreas receptoras de los embalses de la Cuenca del río Segura". *Aplicación de la USLE. En: Estudios sobre Geomorfología del Sur de España (F.* LÓPEZ *BERMÚDEZ y J.B. THORNES, Eds.). Universidad de Murcia, pp. 93-99.*

López Gómez, J y López Gómez, A. (1987). "Los Climas secos de España según el Sistema de Köppen". *Papeles de Geografía Física, 12, 5-10.*

López-Ruiz, J.; Rodríguez-Badiola, E. (1980). "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol.*, *36, pp. 5-63.*

Lubkowsky, M. (1990). "Le Basin de Fortuna". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, *12-13.*

Machette, M.N. (1985). "Calcic soils of the south-western United States". *Geol. Soc. Am. Spc. Paper*, *203. 1-21.*

Macklin, M.G.; Fuller, I.C.; Lewin, J.; Maas, G.S.; Passmore, D.G.; Rose, J.; Woodward, J.C.; Black, S.; Hamblim, R.H.B. y Rowan, J.S. (2002). "Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change". *Quaternary Science Reviews*, *21, 1633 – 1641.*

Mäkel, G.H. and Rondeel, H.E. (1979). "Differences in the stratigraphy and metamorphism between superposed Maláguide and Alpujárride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Estudios Geol., 35, 109-117.*

Mäkel, G.H. (1981). "Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. en Mijnbouw, 60 pp. 203-208.*

Martín Algarra, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral, Univ. Granada.*

Martín Algarra, A.; Messina, A.; Perrone, V.; Russo, S.; Maate, A. y Martín Martín, M. (2000). "A lost Realm in the Internal Domains of the Betic-Rif Orogen (Spain and Morocco): Evidence from Conglomerates and Consequences for Alpine Geodynamic Evolution". *J. Geol., 108 pp. 447-467.*

Martín, J.M. (1980). "Las dolomias de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada, 265, 201 pp.*

Martín, J.M. y Torres Ruiz, J. (1982). "Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zin-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado.Filábride y Alpujárride del sector central de la Cordillera Bética". *Bol. Geol. Min.* 93, *IV, 315-329.*

Martín, J.M. (1996). "El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España) Estratigrafía y evolución paleogeográfica". *Tesis Doctoral, U. de Granada, 297 p.*

Martín Martín, M.; El Mamoune, B.; Agustín Algarra, A. y Serra Kiel, J. (1997a). "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 pp. 861-868.*

Martín Martín, M.; Martín Algarra, A. y Serra Kiel, J. (1997b). "El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España)". *Rev. Soc. Geol. España, 10 (3-4), pp. 265-280.*

Martín Martín, M.; Serra Kiel, J.; El Mamoune, B.; Martín Algarra, A. y Serrano, F. (1998). "Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères Bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie". *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 326 pp. 35-41.*

Martín Pérez, J.A. (1997). "Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector oriental)". *329 pp, Universidad de Granada, Granada.*

Martínez Díaz, J.J. (1999). "Sismotectónica de la Falla de Alhama de Murcia: Implicaciones sismogenéticas del Terremoto de Lorca de Junio-1977 (Mb: 4,2)". *Estudios Geol., 55, 251-266.*

Martínez Díaz, J.J. y Hernandez Enrile, J.L. (1992). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicos, 48. 153-162.*

Martínez Díaz, J.J. y Hernandez Enrile, J.L. (1991). "Reactivación de la Falla de Alhama de Murcia (Sector Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad". *Geogaceta, 9. 38-42.*

Martínez Díaz, J.J.; Hernández Enrile, J.L.; Alfaro, P. y Estévez, A. (2000). "Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)". *En: Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes (J.C. Cañavereas et al. Eds.), pp.75-88. V Congreso Español de Geología (Guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).*

Martínez Díaz, J.J.; López, C.; Capote, R.; Carreño, E. y Martín Asín, A. (2002). "Mecanismo Focal del terremoto de Lorca de 23 de Agosto de 2000 (mb 3.9). Ejemplo de terremoto extensional bajo régimen compresivo". *3ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia, 1-4.*

Martínez Díaz, J.J.; Masana, E.; Hernández Enrile, J.L. y Santanach, P. (2003). "Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system". *Annals of Geophysics*, *46, 775-791*.

Martínez Rodríguez, A. y Ponce García, J. (1997). "Excavaciones Arqueológicas de urgencia en un enclave Romano y un asentamiento del Neolítico final en la Calle Floridablanca, Espalda Huerto Ruano (Lorca, Murcia)". *Memorias de Arqueología*, *12, 291-306*.

Martínez Díaz, J.J. (1998). "Neotectónica y tectónica activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almeria (Cordillera Bética-España)". *Tesis Doctoral, U. Complutense de Madrid, 465 p.*

Martínez Díaz, J.J. (2002). "Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain". *Tectonophysics, 356 pp. 291-305.*

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández-Enrile, J.L. (1991). "Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad". *Geogaceta,* 9 pp. 38-42.

Martínez-Díaz, J.J. y Hernández-Enrile, J.L. (2001). "Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)". *Acta Geol. Hisp., 36 (3-4), 297-314.*

Martínez-Díaz, J.J.; Hernández Enrile, J.L.; Alfaro, P. y Estévez, A. (2000). "Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)". *En: Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes (J.C. Cañavereas et al. Eds.), pp.75-88. V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).*

Martínez Martínez, J.M. (1986a). "Evolución tectóno-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Cuad. Geol., 13, 1-194.*

Martínez-Martínez, J.M. y 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), pp. 205-225.*

Martínez-Martínez, J.M.; Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002). "Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain)". *Tectonics, 21 pp. DOI 10.1029/2001TC001283.*

Martínez-Martínez, J.M.; Soto, J.I. y Balanyá, J.C.(2004). "Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain)". *En: Gneiss domes in orogeny. Ed. D. L. Whitney, C. Teyssier y C. S. Siddoway. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, 380, pp. 243-266.*

Martínez-Martínez, J.M.; Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (1997). "Large scale structures in the Nevado-Filáride Complex and crustal seismic fabrics of the deep seismic reflection profile ESCI-Béticas 2". *Bol. Soc. Geol. Esp*, *8, 477-489.*

Masana, E.; Martínez-Díaz, J.J.; Hernández Enrile, J.L. y Santanach, P. (2004). "Constraining seismotectonics in a diffuse collisional plate boundary by paleoseismic results. A preliminary approach along the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera)". *Journal of Gephysical Research, 109, B01301.*

Masana, E.; Martínez-Díaz, J.J.; Hernández Enrile, J.L. y Santanach, P.(2004). "The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region". *J. Geophys. Res., 109 (B01301), pp. doi:10.1029/2002JB002359.*

Masana, E.; Pallàs, R.; Perea, H.; Ortuño, M.; Martínez-Díaz, J.J.; García Meléndez, E. y Santanach, P. (2005). "Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox Fault, Betic Cordillera, Spain". *Journal of Geodynamics*, *40, 119-133.*

Mendoza, J.L.; Navarro, A.; Viladevall, M. and Doménech, L.M. (2005). "Caracterización y tratamiento térmico de suelos contaminados por mercurio". *In: VI Simposio del Agua en Andalucía, edited by J. A.* LÓPEZ-*Geta, et al., pp. 1077-1088, IGME.*

Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983). "Sismicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid. 299 pp.*

Mezcua, J.; Herráiz, M. y Buforn, E. (1984). "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am., 74. 167-179.*

Michard, A.; Goffé, B.; Bouybaouene, M.L. y Saddiqi, O. (1997). "Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco". *Terra Nova, 9 pp. 171-174.*

Michelau (1942). "Das paläozoikum der Betischen Ketten NW von Malaga". *Tesis Doctoral, 22 p.*

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005). "Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias".

Molin, D. (1980). "Le volcanisme miocène du SE de l'Espagne (province de Murcia et Almeria)". *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.*

Mon, R. (1971). "Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga, y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga)". *Bol. Geol. Min., 62 (2), pp. 132-146.*

Monié, P.; Galindo-Zaldívar, J.; González-Lodeiro, F.; Goffé, B. y Jabaloy, A. (1991a). "$^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain)". *Journal of the Geological Society of London, 148 pp. 288-297.*

Monié, P.; Torres Roldán, R.L.; García Casco, A. y Goffé, B. (1991b). "High rates of cooling in the Western Alpujarrides, Betic Cordilleras, Southern Spain. A 40Ar/39Ar study.". *Terra Nova, Supplement 6 (Abstract 17).*

Monié, P.; Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994). "Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on a collapsed terrane". *Tectonophysics, 238 pp. 353-379.*

Montel, J.M.; Kornprobst, J.; Vielzeuf, D. y Veschambre, M. (1995). "Shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite: an e-probe study at Beni Bousera (Morocco)". *Terra Nova Abstracts, 7 (1), pp. 348.*

Montenat, C. (1973). "Les formations Neógenes et Quaternaires du Levant espagnol". *Ph.D. Thesis. Univ.Paris-Orsay. 1170 pp.*

Montenat, C. (1977). "Les bassins néogènes du levant d´Alicante et de Murcie (Cordillères Betiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69, 345 p, 1977.*

Montenat, C. (1981). "Observations nouvelles sur les croûtes calcaires pléistocenènes du Sud-Est de l'Espagne (province d'Alicante et de Murcia)". *Geol. Mediterranéene T. VIII, 3.*

Montenat, C. y Ott D´estevou, P. (1990). "Easten betic Neogene Basins-A review". *En: Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). Ed. C. Montenat. Documents et Travaux IGAL, 12-13, pp. 9-15.*

Montenat, C.; Ott D´estevou, P. y Delort, T. (1990a). "Le Bassin de Lorca". *En: Les bassins Neogenes du Domaine Betique Oriental (Espagne). Ed. C. Montenat. Paris, 12-13, pp. 261-280.*

Montenat, C.; Ott D´estevou, P. y Masse, P. (1987). "Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 11 pp. 1-22.*

Montenat, C. y De Bruijin, H. (1976). "The Ruscinian rodent fannule from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, *B, 79 (4). 245-255.*

Montenat, C. y Echallier, J.C. (1977). "L'importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes". *C.R. Acad. SC. Paris*, *285 Serie D. 3-6.*

Montenat, C.; Ott D`esevou, P. y Aellen de la Capelle, M. (1990). *"*Les series néogènes entre Lorca et Puerto Lumbreras*"*. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, *12-13, 260-269.*

Montenat, C.; Ott D`estevou, P. y Coppier, G. (1990b). *"*Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena*"*. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, *12-13, 313-386.*

Montenat, C.; Ott D'Estevou, P. y Masse, P. (1987). *"*Tectonic-sedimentary characters of the betics Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)*"*. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 11. 1-22.*

Montenat, C.; Thaler, L. y Van Couvering, J.A. (1975). *"*Le faune de rongeurs de Librilla: Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radomètriques du volcanisme de Barqueros (Province de Muercia Espagne Meridionale)*"*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, *281. 519-522.*

Montes, R. (1985). *"*Excavaciones en Cueva Pernera, Lorca (Murcia)*"*. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, *23, 9-59.*

Morata Céspedes, D. (1993). "Petrología y Geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ.Granada*.

Morillon, A.C.; Bourgois, J.; Poupeau, G. y Sosson, M. (1996) "Exhumation au Miocene inferieur des nappes de Los Reales et d'Ojén (Zones Internes bétiques, Espagne) à partir de l'étude des traces de fission sur apatite". *C.R. Acad. Sci. Paris, 322 (Série II), pp. 885-891*.

Mortem, L.; Bargossi, G.M.; Martínez-Martínez, J.M.; Puga, E. and Díaz de Federico, A. (1987) "Metagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filabride Complex, Spain". *J. Metamorphic Geol.*, *5*, *155-174*.

Muñoz Bravo. J. (1989). "Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del río Segura". *In: Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo. Inst. Unv. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo. 459-467.*

Mutto, T.(1987). "Coastal fan processes controlled by sea-level changes: a Quaternary example from Tenryugawa Fan System, Pacific Coast of Central Japan". *Journal of Geology, 95, 716-724.*

Navarro, A.; Mendoza, J.L. and Doménech, L.M. (1994). "Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almería). Estudio geoquímico y modelos de yacimientos". *Boletín Instituto Tecnológico Geominero de España, 109, 105-112.*

Navarro Hervás, F. (1992). "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos, 6. Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia. 256 pp.*

Nieto, F.; Velilla, N.; Peacor, D.R. y Ortega-Huertas, M. (1994). "Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol., 115 pp. 243-252*.

O´dogherty, L.; Rodríguez-Cañero, R.; Gursky, H.J.; Martín-Algarra, A. y Caridroit, M. (2000). "New data on Lower Carboniferous stratigraphy and palaeogeography of the Malaguide Complex (Betic Cordillera, Southern Spain)". *C.R. Acad. Sci. Series IIA, Earth and Planetary Sci., 331 (8), pp. 533-541*.

Olcina, J. (1994). "Riesgos Climáticos en la Península Ibérica". *Libros Penthalon, Acción Divulgativa, 440 pp.*

Orozco, M.; Alonso-Chaves, F.M. y Nieto, F. (1998). "Development of large north-facing folds and its relation with crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras)". *Tectonophysics, 56 pp. 277-295.*

Orozco, M.; Álvarez-Valero, A.M.; Alonso-Chaves, F.M. y Platt, J.P. (2004). "Internal structure of a collapsed terrain: The Lujar syncline and its significance for the fold- and sheet-structure of the Alboran Domain (Betic Cordilleras, Spain)". *Tectonophysics, 385 (1-4), pp. 85-104.*

Orueta, D. (1917). "Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda". *Memorias del I.G.M.E., 32 pp. 1-576.*

Ott D'estevou P.; Montenat, C. y Alvado, J.C. (1990). "Le Basin de Vera-Garrucha. Les Basins Néogènes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)". *Doc. et Trav. IGAL 12-13, 165-187.*

Ott D'estevou, P. y Montenat, C. (1985). "Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène". *C.R. Acad. Sc. Paris*, *t.300, Série II, n.8, 363-368.*

Ovejero, G.; Tona, F.; Marin, J.M.; Gutierrez, A.; Jacquin, J.P.; Servajean, G. y Zubiaur, J.F. (1982). "Las mineralizaciones estratiformes F2Ca-Pb en las dolomias triásicas de la Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero, T. XCIII-VI, pp. 475-495.*

Ovejero, G.; Jacquin, J.P. y Servajean, G. (1976). "Les minèralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Soc. gèol. France*, *18, pp. 619-633.*

Paquet, J. (1969). "Etude Géologique de l´Ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Mém. Soc. Géol. France, 111 pp. 270 p.*

Paquet, J. (1970). "Transgressivite de l´Eocene superieur dans les malaguides de la Sierra de Espuña (Cordilleres Bétiques, Sud Est de l´Espagne) Mise au point". *Geol. Mijnbouw, 49 (1), pp. 61-64.*

Paquet, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordilléres Bétiques: Vers une nouvelle conception de la paleogéographie en Mediterraneé occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr., 16 pp. 58-71.*

Pérez Morales, A. (2008). "Aumento del riesgo de inundación por ocupación indebida de las áreas de convergencia de aguas en el Sur de la Región de Murcia". *Diez años de cambios en el Mundo, en la Geografía y en las Ciencias Sociales, 1999-2008. Actas del X Coloquio Internacional de Geocrítica, Universidad de Barcelona, 26-30 de mayo de 2008.*

Platt, J.L. (1986). "Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-presure metamorphic rocks". *Geological Society of America bulletin, 97 pp. 1037-1053.*

Platt, J.P. y Behrmann, J.H. (1986). "Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain". *J. Struct. Geol., 5 pp. 519-538.*

Platt, J.P. y Whitehouse, M.J. (1999). "Early Miocene High-Temperature Metamorphism and Rapid Exhumation in the Betic-Cordillera (Spain) -Evidence from U-Pb Zircon Ages". *Earth Planet. Sc. Lett., 171 (4), pp. 591-605.*

Platt, J.P.; Kelley, S.P.; Carter, A. y Orozco, M. (2005). "Timing of tectonic events in the Alpujárride Complex, Betic Cordillera, southern Spain". *J. Geol. Soc., London, 162 pp. 1-12.*

Platt, J.P.; Allerton, S.; Kirker, A.; Mandeville, C.; Mayfield, A.; Platzman, E.S. and Rimi, A. (2003). "The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc". *Tectonics*, *22(3), doi:10.1029/2001TC001321.*

Platt, J.P.; Soto, J.I. y 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 (5), pp. 447-450.*

Platt, J.P.; Soto, J.I.; Whitehouse, M.J.; Hurford, A.J. y Kelley, S.P. (1998). "Thermal Evolution, Rate of Exhumation, and Tectonic Significance of Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean". *Tectonics, 17 (5), pp. 671-689.*

Priem, H.N.A.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Oen, I.S.; Verdumen, E.A.T. y 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 pp. 103-109.*

Rehault, J.P.; Boillot, G. and Mauffret, A. (1984). "The western Mediterranean basin geological evolution" *Mar. Geol.*, *55, 447-477.*

Rey Pastor, A. (1951). "Estudio sismotectónico de la región sureste de España". *Inst. Geog. Cast. 52 págs. Madrid.*

Rodríguez Estrella, T. y Mancheño, R. (1993). "La Neotectónica de Lorca y sus alrededores en relación con la actividad actual de la Falla de Alhama de Murcia. Análisis de las grietas del Túnel de Lorca y de los barrios altos de esta ciudad". *Problemática Geoambiental y Desarrollo, 1. 709-715.*

Rodríguez Estrella, T.; Mancheño, M.A.; Guillén Mondéjar, F.; López Aguayo, F.; Arana, R.; Fernández Tapia, M.T. y Serrano, F. (1992). "Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia).". *III Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoam. Geol., Salamanca*, *1 pp. 201-206.*

Rodríguez Fernández, J.; Comas, M.C.; Soria, J.; Martín Pérez, J.A. y Soto, J.I. (1999). "The Sedimentary Record of the Alboran Basin: an Attempt at Sedimentary Sequence Correlation and Subsidence Analysis". *En: Proc. ODP Sci. Results. Ed. R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus. 161, pp. 69-76.*

Roep, T.B. (1972). "Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Velez Rubio region, SE Spain).". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B75 pp. 223-247.*

Romero Díaz, A. y López Bermúdez, F. (1985). "Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp*. 83-89.

Romero Díaz M.A.; F. López-Bermúdez; Silva, P.G. *et al.* (1992). "Geomorfología de las Cuencas Neogeno-Cuaternarias de Mula y Guadalentín, Cordilleras Béticas, Sureste de España". *En: Estudios de Geomorfología en España (Eds. F.*LÓPEZ-*Bermudez, C.Conesa & M.A.Romero). SEG-Universidad de Murcia., Murcia. 749-786.*

Rouchy, J.M.; Taberner, C.; Blancvalleron, M.M.; Sprovieri, R.; Russell, M.; Pierre, C.; Distefano, E.; Pueyo, J.J.; Caruso, A.; Dinaresturell, J.; Gomiscoll, E.; Wolff, G.A.; Cespuglio, G.; Ditchfield, P.; Pestrea, S.; Combourieunebout, N.; Santisteban, C. y Grimalt, J.O. (1998). "Sedimentary and Diagenetic Markers of the Restriction in a Marine Basin-The Lorca Basin (Se Spain) During the Messinian". *Sedimentary Geol., 121 (1-2), pp. 23-55.*

Sánchez Gómez, M. (1997). "Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar)". *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 226 p.*

Sánchez Rodríguez, L. (1998). "Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating". *Tesis Doct.l, 170 p.*

Sánchez Rodríguez, L. y Gebauer, D. (2000). "Mesozoic Formation of Pyroxenites and Gabbros in the Ronda Area (Southern Spain), Followed by Early Miocene Subduction Metamorphism and Emplacement into the Middle Crust-U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe Dating of Zircon". *Tectonophysics, 316 (1-2), pp. 19-44.*

Sánchez Vizcaino, V.L.; Gómez Pugnaire, M.T. y Fernández Soler, J.M. (1991). "Petrological features of some alpujarride mafic igneus bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España, 4 (3-4), pp. 321-335.*

Santanach, P. (2001). "Fallas activas en España: Tasas de Movimiento y Recurrencia sísmica". *En: Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid. 119-138.*

Sanz de Galdeano C. y Garcia-Tortosa F.J. (2002). "Appartenance Alpujarride du prétendu 'Complexe Almagride'" (Zones internes bétiques, prov. d'Almeria, Espagne). *C.R. Acd. Sc. Paris*.

Sanz de Galdeano, C. y López Casado, C. (1988). "Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño". *Rev. de Geofísica*, *44, 175-198*.

Sanz de Galdeano, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geológicos*, *43. 435-443*.

Sanz de Galdeano, C.; López Casado, C.; Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995). "Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults". *Tectonophysics*, *248, 293-302*.

Schulte, L. (2002). "Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum". *Quaternary International*, *93-94, 85 -100*.

Scotney, P.; Burgess, R. y Rutter, E.H. (2000). "40Ar/39Ar age of the Cabo de Gata volcanic series and displacements on the Carboneras fault zone, SE Spain.". *J. Geol. Soc. London, 157 pp. 1003-1008*.

Sibson, R.H. (1986). "Brecciation process in fault zones: Inferences from earthquake rupturing". *Pure & Appl. Geophys. 124, 159-175.*

Sibson, R.H. (1977)."Fault rocks and fault mechanisms". *J. Geol. Soc. Lond., 133, 191-213.*

Silva, P.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1992e). "Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín". *Geogaceta, 11 pp. 67-70*.

Silva, P.; Goy, J.; Somoza, L.; Zazo, C. y Bardají, T. (1993). "Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: QUaternary tectonics and basin formation in the eastern betics, southeastern Spain". *Tectonophysics, 224, pp. 289-303.*

Silva, P.G. (1994). "Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia). Desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral UCM. 642 pp.*

Silva, P.G. (1996). "Geometría fractal de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, *20(6). 141-144.*

Silva, P.G.; Bardají, T.; Calmel-Ávila, M.; Goy, J.L. y Zazo, C. (2008). "Transition from alluvial to fluvial systems in the Guadalentín Depression (SE Spain) during the Holocene: Lorca Fan versus Guadalentín River". *Geomorphology, en prensa.*

Silva, P.G.; Bardají, T.; Calmel-Ávila, M.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Borja, F. (2003a). "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20, 000 years". *En: Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs, 24, 93-102. Santorini, Greece.*

Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1992a). "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta, 12. 7-11.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Somoza, L.; Zazo, C. y Bardaji, T. (1993). "Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics (SE Spain)". *Tectonophysics, 224. 289-303.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. and Bardají, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, *203-226.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. and Bardají, T. (1996a). "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, España)". *Geogaceta*, *20(5). 1100-1103.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. and Bardají, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, *203-226.*

Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, (1992a). "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta*, *12. 7-11.*

Silva, P.G.; Goy, J.L. y Zazo, (2000). "Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España)". *2ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica. Roquetas de Mar, Almería.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Bardají, T. (1996). "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, España)". *Geogaceta, 20(5). 1100-1103.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. y Bardají, T. (2003). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, *203-226.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardaji, T.; Somoza, L. y Dabrio, C.J. (1992d). "Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España". *Actas III Cong. Geol. Esp., T., 2. 96-100.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C.; Lario, J. y Bardají, T. (1997). "Paleoseismic indications along "aseismic" fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain)". *J. Geodynamics*, *24, 105-115.*

Silva, P.G.; Harvey, A.M.; Zazo, C. y Goy, J.L. (1992b). "Geomorphology, Depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain)". *Z.F. Geomrph.*, *36-3. 661-673.*

Simancas, J.F., y Campos, J. (1993). "Compresión NNO-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España, 6, 23-35.*

Simon, O.J.; Westerhof, A. y Rondeel, H.E. (1976). "A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Bétique (Espagne mèridional): implications géodynamiques". *Bulletin de la Societé Géologique de France,* 1*8 pp. 601-605.*

Simon, O. y Vischer, H. (1983). "El pérmico de las Cordilleras Béticas. *In:* Carbonífero y Pérmico de España". *Actas IX Cong. Int. Estr. Geol. Carbonífero*, *Madrid. 453-499.*

Smit, J. (1979). "Microcodium, its earliest occurrence and other considerations". *Revue de Micropaleontologie, 22 (1), pp. 44-50.*

Soedonio, H. (1971). "Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Amsterdan, 144 p.*

Somoza, L. (1989). "El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del río Segura(Murcia- Alicante).Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar". *Tesis Doctoral. Unv. Complutense de Madrid. 352 pp.*

Somoza, L.; Zazo, C.; Goy, J.L. y Mörner, N.A. (1989). "Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, *3, 73-82*.

Sosson, M.; Morillon, A.C.; Bourgois, J.; Feraud, G.; Poupeau, G. y Saintmarc, P. (1998). "Late Exhumation Stages of the Alpujarride Complex (Western Betic Cordilleras, Spain)-New Thermochronological and Structural Data on Los-Reales and Ojen Nappes". *Tectonophysics, 285 (3-4), pp. 253-273*.

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*.

Soto, J.I. y Platt, J.P. (1999). "Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean". *J. Petrol., 40 (1), pp. 21-60*.

Stearns, C. y Thurber, D. (1965). "230^{Th}/234U dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals". *Quaternaria 7, 29–41*.

Stich, D.; Ammon, C.J. y Morales, J. (2003). "Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region". *J. Geophys. Res*., *108(B3), 2148.*

Stich, D.; Serpelloni, E.; Mancilla, F.; y Morales, J. (2006). "Kinematics of the Iberia-Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations". *Tectonophysics 426, 295–317*.

Stokes, M. (2008). "Plio-Pleistocene drainage development in an inverted sedimentary basin: Vera basin, Betic Cordillera SE Spain". *Geomorphology, 100 (1-2), 193-211*.

Strydonck, M.V.; Landrie, M.; Hendrix, V.; Maes, A.; Klaas, B.V.; Jong, A.F.M.; Alderliesten, C. and Keppens, E. (2001). "Lorca Series". *Royal Institute for Cultural Heritage. Radiocarbon Dates XVII. Bruselas.*

Tanaka, H. (1992). "Cataclastic lineations". *J. Struct. Geol., 14, 1239-1252.*

Trotet, F.; Vidal, O. y Jolivet, L. (2001). "Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths". *Eur. J. Mineral.*, *13*, *901-920.*

Tubía, J.M. y 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 pp. 801-804.*

Tubía, J.M.; Cuevas, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1997). "Sequential Development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotites and Its Bearing on the Tectonic Evolution of the Betic Cordillera". *Tectonophysics, 279 (1-4), pp. 227-252.*

Tubía, J.M.; Cuevas, J.; Navarro-Vilá, F.; Álvarez, F. y Aldaya, F. (1992). "Tectonic evolution of the Alpujárride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain)". *J. Struct. Geol., 14 (2), pp. 193-203.*

Tubía, J.; Navarro-Vila, F. y Cuevas, J. (1993). "The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera)". *Phys. Earth Planet. Interiors, 78 pp. 343-354.*

Turner, S.P.; Platt, J.P.; George, R.M.M.; Kelley, S.P.; Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999). "Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, Se Spain". *J. Petrol., 40 (6), pp. 1011-1036.*

Van Ardsale, R. (1982). "Influence of calcrete on the geometry of arroyos near Buckeye, Arizona". *Geol. Soc. Am. Bull., 93. 20-26.*

Van Bemmelen, R.W. (1927). "Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada". *Tesis Doctoral, 176 p p.*

Venturelli, G.; Capedri, S.; Di Battistini, G.; Crawford, A.; Kogarko, L.N. y Celestini, S. (1984). "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos., 17, pp. 37-54.*

Vidal Abarca, M.R.; Montes, C.; Suárez, M.L. y Ramírez Díaz, L. (1987). "Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas". *Papeles Geograf. Física, 12. 19-31.*

Vidal, O.; Goffé B. and Theye, T. (1992). "Experimental study of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O" *J. Metamorphic Geol., 14, 381-386.*

Vidal, O.; Goffé, B.; Bousquet, R. and Parra, T. (1999). "Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite thermometer and thermodynamic data for daphnite". *J. Metamorphic Geol., 10, 603-614.*

VIDAL, O. AND PARRA, T. (2000). "Exhumation paths fo high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages". *Geol. J.*, *35*, *139-161.*

VIDAL, O.; PARRA, T. AND TROTET, F. (2001) "A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 ºC, 1-25 kbar P-T range". *American. J. Sci.*, *301*, *557-592.*

VIDAL, O.; PARRA, T. AND VIEILLARD, P. (2005). "Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation". *American Mineralogist*, *90, 347-358.*

VÖLK, H.R. (1966). "Zur Geologie und Stratigraphie des Neogenbeckens von Vera, südost-Spanien". *Ph.D. Thesis, Univ. Amsterdam, 164pp.*

VÖLK, H.R. Y RONDEEL, H.E. (1964). "Zur glied erung des jungtertiars im becken von Vera, Sudostspanien". *Geologie en Mijnbouw 43, 310–315.*

WALLACE, R.E. (1975). "The San Andreas Fault in the Carrizo Plain-Temblor Range region, California". *Calf. Div. Min. Geol. Spec. Report*, *118. 241-250.*

WASSON, R.J. (1974). "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geogrph. Annaler*, *54A. 83-92.*

WEIJERMARS, R. (1987). "The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain". *J. Struct. Geol*., *9, 139-157.*

WEIJERMARS, R.; ROEP, T.B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMA, G. Y KLEVERLAAN, K. (1985). "Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)". *Geol. en Mijnbouw, 64 pp. 397-411.*

WELLS, D.L. Y COPPERSMITH, K.J. (1994). "New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area and surface displacement". *Bull. Seismol. Soc. America, 84, 974–1002.*

WENZENS, E. Y WENZENS, G. (1997). "The influence of tectonics, sea-level fluctuations and river capture on the morphogenesis of the semi-arid Pulpi Basin (southeast Spain)".

WROBEL, F. Y MICHALZIK, D. (1999). "Facies Successions in the Pre-Evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, Se Spain". *Sedimentary Geol., 127 (3-4), pp. 171-191.*

Zang, W. and Fyfe, W.S. (1995). "Chloritization of the Hydrothermally Altered Bedrock at the Igarape-Bahia Gold Deposit, Carajas, Brazil". *Mineralium Deposita, 30(1), 30-38.*

Zazo, C.; Goy, J.L. y Aguirre, E. (1984). "Did Strombus survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean?". *Mediterranea 3, 131-137.*

Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardají, T.; Hillaire-Marcel, C.; Ghaleb, B.; González-Delgado, A. y Soler, V. (2003). "Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes". *Marine Geology 194, 103–133.*

Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C.J.; Bardaji, T.; Somoza, L. y Silva, P.G. (1993). "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglaciar". *Global and Plane-tary Change*, *7. 109-117.*

Zazo, C.; Goy, J.L.; Hillaire-Marcel, C.; Gillot, P.Y.; Soler, V.; González, J.A.; Dabrio, C.J. y Ghaleb, B. (2002). "Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revi-sited —a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, *21 (18-18), 2019-2046.*

Zazo, C.; Hansen, A.; Goy, J.L.; Criado, C.; González, J.A.; Dabrio, C.J.; Hillaire-Marcel, C.; Bardají, T.; Silva, P.G.; Cabero, A.; Civis, J.; Soler, V. y Ghaleb, B. (2008). "Geomorfología volcánica y variaciones del nivel del mar en Lanzarote y Fuerteventura (Plio-Cuaternario)". *En: Itinerarios Geológicos por la Islas Canarias: Fuerteventura, Lanzarote, Tenerife, La Gomera y el Hierro. GeoGuía-06,143-172.*

Zazo, C; Goy. J.L; Bardaji, T; Gonzalez, A; Hillaire-Marcel, C.; Dabrio, C.J. Lario; Civis, J.; de Luque, L.; Ghaleb, B.; Borja, F.; Silva, P.G.; Gonzalez Hernández, F.M.; Soler, V. y Gillot, P.Y. (2004). "El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar. Climate cycles influence in sea-level changes". *Miscelánea en homenaje a E. Aguirre, vol. I – Geología, 156-167.*

Zeck, H.P. (1996). "Betic-RIF Orogeny-Subduction of Mesozoic Tethys Lithosphere Under Eastward Drifting Iberia, Slab Detachment Shortly Before 22Ma, and Subsequent Uplift and Extensional Tectonics". *Tectonophysics, 254 (1-2), pp. 1-16.*

Zeck, H.P. y 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". *Contrib. Mineral. Petrol., 134 (2-3), pp. 134-149.*