

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

PUERTO LUMBRERAS

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente (Puerto Lumbreras - 975), 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)

P.G. Silva Barroso (U. de Salamanca)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P.G. Silva Barroso (U. de Salamanca)

T. Bardají Azcarate (U. de Alcalá de Henares)

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	20
1.2.4. Cobertura sedimentaria	21
2. ESTRATIGRAFÍA.....	22
2.1. COMPLEJO NEVADO FILÁBRIDE	22
2.1.1. Unidad de Calar Alto	22
2.1.1.1. Esquistas grafíticos con granate y cloritoide, cuarzoesquistas, cuarcitas y metavulcanitas ácidas (1). Paleozoico.	22
2.1.1.2. Esquistas grafíticos de grano fino, cuarzoesquistas, cuarcitas y mármoles grafíticos (2). Paleozoico	23
2.1.1.3. Esquistas y metapsammitas, esquistas claros de grano fino con cloritoide y cuarcitas (3). Paleozoico.....	24
2.1.1.4. Metabasitas con eclogitas (4). Protolito Jurásico.....	26
2.1.1.5. Metabasitas con anfibolitas (5). Protolito Jurásico.	26
2.1.1.6. Mármoles (6). Triásico.....	27
2.1.2. Unidad de Bédar-Macael	28
2.1.2.1. Anfibolitas con intercalaciones de mármoles y esquistas plateados (7). Protolito Jurásico.....	28
2.1.2.2. Esquistas plateados de grano grueso con intercalaciones de mármoles, metaevaporitas y anfibolitas (8). Protolito Paleozoico	29
2.1.2.3. Mármoles de grano grueso (9). Protolito Triásico.	30
2.1.3. Unidad de Enmedio	31
2.1.3.1. Filitas, cuarzofilitas y cuarcitas (10). Permo-Triásico	32
2.1.3.2. Metabasitas con epidota y actinolita (11). Protolito Jurásico.....	33

2.1.3.3. Yesos y mármoles (12). Triásico.....	34
2.1.3.4. Mármoles dolomíticos y calizos (13). Triásico.	36
2.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE	38
2.2.1. Unidad de Miñarros.	39
2.2.1.1. Mármoles milonitizados ferruginosos y cuarzo-milonitas (14). Permo-Trias	39
2.2.2. Unidad de Las Estancias-Talayón-Palomas	39
2.2.2.1. Esquistos grafitos con cloritoide y localmente granate. (15). Paleozoico	40
2.2.2.2. Esquistos de grano fino con clorita, cuarzofilitas y cuarcitas (16). Pérmico	41
2.2.2.3. Cuarcitas y cuarzoesquistos de grano fino (17). Perno-Trias.....	42
2.2.2.4. Mármoles dolomíticos grises (18). Triásico.	42
2.2.3. Unidad del Cantal	43
2.2.3.1. Esquistos grafitos con estaurolita, mármoles negros y ortogneises (19). Paleozoico	43
2.2.4. Unidad de Ramoneté	45
2.2.4.1. Esquistos claros de grano fino y cuarcitas (20). Perno-Trias.....	45
2.2.4.2. Mármoles calizos y dolomíticos (21). Triásico	46
2.3. COMPLEJO MALÁGUIDE	47
2.3.1. Unidades Maláguides Inferiores	48
2.3.1.1. Cuarcitas blancas, verdosas y rojizas (22). Dolomías grises y negras (23). Unidad de Aledo	48
2.3.1.2. Cuarcitas rojizas, amarillentas y violáceas (24). Pérmico-Triásico inferior. Yesos miloníticos con intercalaciones de brechas dolomíticas (25). Metabasitas (26). Triásico medio. Mármoles dolomíticos (27). Triásico medio-superior. Unidades Intermedias. Metagrauvacas de tonos verdosos (28). Devónico-Carbonífero. Pizarras rojas, microconglomerados de tonos violáceos y algunos niveles de yesos (29). Pérmico-Triásico inferior. Dolomías grises y calizas tableadas (30). Triásico medio-superior. Unidad del Morrón Largo.	48
2.3.2. Unidades Maláguides Superiores	49
2.3.2.1. Grauvacas, conglomerados y pizarras de tonos verdosos (31). Devónico-Carbonífero. F. Morales, Sancti Petri, Falcoña y Almogía.....	49

2.3.3. Cobertura sedimentaria post-triásica del Complejo Maláguide	51
2.3.3.1. Conglomerados y calcarenitas (32). Oligoceno	51
2.4. RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS.....	51
2.4.1. Conglomerados poligénicos rojos, areniscas anaranjadas, margas arenosas amarillentas y calciruditas (33). USD I. Langhiense-Serravalliene inferior	52
2.4.2. Conglomerados poligénicos rojos (34), conglomerados de color gris con clastos de esquistos (35) y arenas limosas grises con yeso y paleocanales conglomeráticos aislados (36). Serravalliene superior. ..	54
2.4.3. Conglomerados marinos (37), calciruditas (38) y margas limosas amarillentas (39). Tortoniense inferior.....	56
2.4.4. Conglomerados poligénicos marinos (40), calciruditas (41), margas limosas amarillentas con intercalaciones de areniscas (42), conglomerados poligénicos violáceos (44), calciruditas y calcarenitas (45) y conglomerados poligénicos amarillentos y areniscas (46). Riodacitas (43). Tortoniense superior Messiniense.....	59
2.4.5. Margas y margas arenosas micáceas grisáceas y versicolores y niveles de conglomerados con fragmentos de fauna. (47, 48). Sistemas marginales fluvio-litorales de Cimbre-Rambla Alta. Plioceno–Pleistoceno inferior.....	65
2.5. CUATERNARIO.....	67
2.5.1. Conglomerados y brechas con bloques de procedencia bética (49). (Conglomerados de rambla). Pleistoceno inferior-medio	68
2.5.2. Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas (50). (1º fase deposicional de abanicos aluviales). Pleistoceno medio	70
2.5.3. Arcillas arenosas con cantos y bloques dispersos meteorizados (51). (Glacis de cobertura–manto de meteorización). Pleistoceno medio–superior	74
2.5.4. Cantos, bloques y arcillas fuertemente cementados (52). (Coluviones de Tebar). Pleistoceno medio	74
2.5.5. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (53). (2ª fase deposicional de abanicos aluviales–episodio de “backfilling”). Pleistoceno medio-superior.....	75
2.5.6. Bloques y megabloques fuertemente empastados en arcillas (Depósitos de deslizamiento). Pleistoceno medio-superior (54); Pleistoceno superior (57).....	77
2.5.7. Arenas y limos pardos con niveles de gravas (55). (Glacis). Pleistoceno superior	78
2.5.8. Gravas, arenas y arcillas (3º fase deposicional de abanicos	

aluviales). Pleistoceno superior (56); Pleistoceno superior-Holoceno (59); Holoceno (63).....	78
2.5.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (Coluviones). Pleistoceno superior (58); Pleistoceno superior-Holoceno (62).....	80
2.5.10. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (Canales de desbordamiento y fondos de valle colgados). Pleistoceno superior-Holoceno (60) y Holoceno (64)	81
2.5.11. Gravas y arenas sueltas con niveles de arcillas (Terrazas fluviales de rambla). Pleistoceno superior, Holoceno e históricas-actuales (61, 65 y 70)	82
2.5.12. Limos y arcillas con cristales y efluorescencias de yeso (66). ("Playa-lakes"). Pleistoceno superior-Holoceno	83
2.5.13. Arenas y limos con gravas dispersas (67). (Abanicos aluviales y bajadas activas). Holoceno	83
2.5.14. Gravas, arenas y bloques (68). (Fondos de rambla). Holoceno.	84
2.5.15. Limos, arenas y gravas dispersas (69). (Depósitos de desbordamiento). Holoceno	84
3. GEOMORFOLOGÍA.....	85
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	85
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	86
3.2.1. Estudio morfoestructural	89
3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín	89
3.2.1.2. La Sierra de Almenara	90
3.2.1.3. La Sierra de Las Estancias	92
3.2.2. Estudio del modelado.....	92
3.2.2.1. Formas estructurales	92
3.2.2.2. Formas de ladera	96
3.2.2.3. Formas fluviales	97
3.2.2.4. Formas poligénicas.....	106
3.2.2.5. Formas endorreicas y semiendorreicas.....	107
3.2.2.6. Formas antrópicas.....	107
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	108
3.4. EVOLUCIÓN	109
3.5. PROCESOS ACTIVOS	113
3.5.1. Neotectónica	113
3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad	116
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera	120
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación	121
3.5.5. Procesos de erosión	123

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	170
7.1. RECURSOS MINERALES.....	170
7.1.1. Minerales metálicos	170
7.1.2. Minerales energéticos.....	178
7.1.3. Rocas industriales	178
7.2. HIDROGEOLOGÍA	178
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas	178
7.2.2. Características hidrogeológicas.....	181
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	201
8.1. DACITAS DEL AHORRADERO	201
8.2. SEMIGRABENS DE LOS MOROTES Y PEÑAS DE BÉJAR	203
9. BIBLIOGRAFÍA	205

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Puerto Lumbreras está situada, geográficamente, en los sectores centro-occidentales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados que rodean a la depresión del Guadalentín. Entre ellos se encuentra Sierra de las Estancias al noroeste, Sierra de Enmedio en el extremo suroccidental de la Hoja y las Sierras de Carrasquilla, Almenara y del Lomo de Bas, sucesivamente, al sureste. La cuenca del Guadalentín se localiza en la parte central de la Hoja bordeada al norte por la Falla de Alhama de Murcia que la separa de la Sierra de las Estancias, y al sur por las estribaciones de Sierra de Carrasquilla.

Como núcleos de población importante debe citarse Puerto Lumbreras, que se encuentra en el extremo suroccidental de la Hoja y parte de Lorca, localizada al norte de la misma. En los términos municipales de estos dos núcleos de población hay otras pequeñas poblaciones como son Purias, situada justo en el límite entre Sierra Carrasquilla y la depresión del Guadalentín coincidiendo con la carretera comarcal 3211 y Campo López, situado en plena Sierra de Carrasquilla. Fuera de la depresión del Guadalentín, aparte de Campo López, sólo hay pequeñas cortijadas, algunas un poco mayores, como las Casas de Miñarros en la carretera Nacional 332, justo antes de la Ermita del Ramonete o las casas de Tebar, en el extremo meridional del mapa.

La red viaria es importante. Cabe destacar la autopista A-7 cuyo trazado discurre por el sector noroccidental, subparalela a la falla de Alhama de Murcia y al borde sur de Sierra de las Estancias. Esta autovía se bifurca en Puerto Lumbreras con la A-91 que une esta localidad con Vélez-Rubio (Almería). Recientemente se ha construido también la autovía C-3211 que une Lorca con Águilas, desde dónde se puede acceder 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 se derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de los casos, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporcionan, entre las localidades de Lorca-Campo López-Campico de Los Lirias hasta enlazar con la carretera nacional 332, para llegar a las casas de Miñarros o la carretera comarcal de Puerto-Lumbreras-Águilas.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18º y 300 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 los años o períodos 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 Puerto Lumbreras 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, situada 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-NW de aproximadamente 200 km hasta el Tortoniano, (9 Ma), a partir del cual el acortamiento fue de aproximadamente 50 km en dirección NO-SE.

El arco de Gibraltar 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 Mesozoico y parte del Cenozoico; Dominio Magrebí que constituyó el paleomargen septentrional africano durante el mismo periodo; Surco de los Flysh cabalgante sobre los dominios anteriores, formado por un conjunto de unidades de cobertura 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).

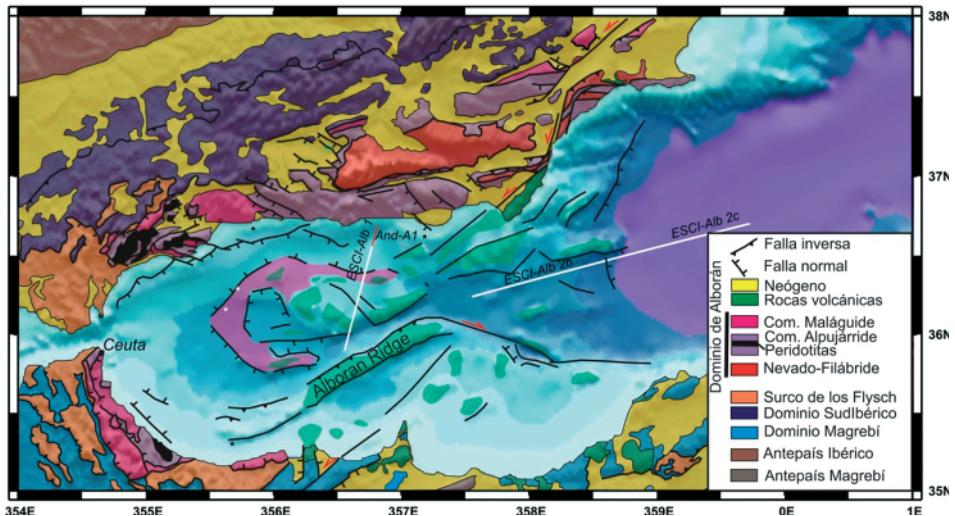
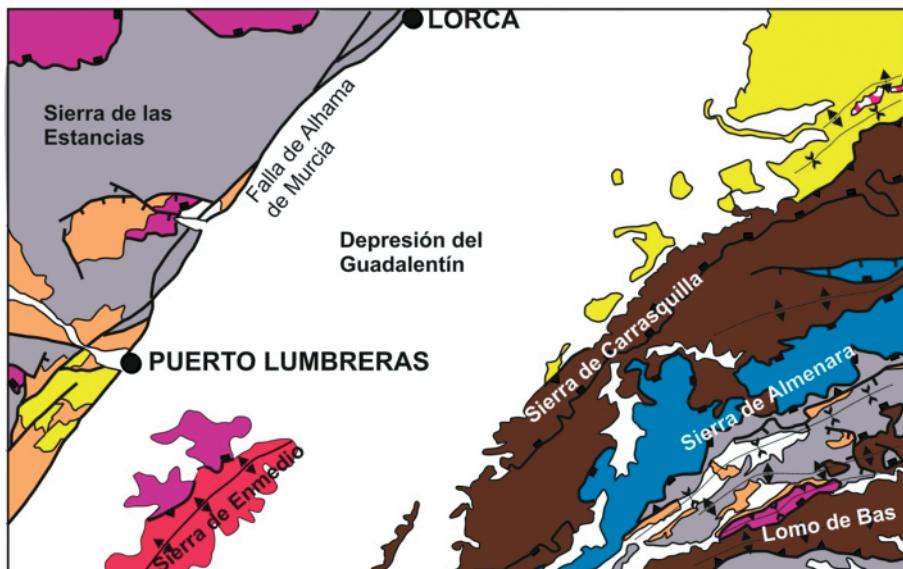


Figura 1. Dominios corticales y complejos tectónicos del Arco de Gibraltar. Tomado de BOOTH-REA et al. (2007), modificado de COMAS et al. (1999)

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 (EGEGER 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, sobrepuertas a cabalgamientos previos (ALDA-YA 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 O 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).



Escala 1:200.000

RELLENO SEDIMENTARIO

Cuaternario

Mioceno Superior

Mioceno Medio

COMPLEJO MÁLAGUIDE

Maláguide inferior

COMPLEJO ALPUJARRIDE

Unidades alpujarrides del
Cantal, Estancias, Ramonete,
Las Palomas y del Talayón.

COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Unidad de Enmedio

Unidad de Bédar-Macael

Unidad de Calar Alto

Figura 2. Esquema tectónico de la Hoja de Puerto Lumbreras

En la Hoja de Puerto Lumbreras, el Dominio Cortical de Alborán está representado por Unidades de los Complejos Alpujarride, Maláguide y Nevado-Filábride, que afloran en las Sierras de Estancias, Enmedio, Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas; ilustradas en la figura 2. Estas rocas metamórficas forman el basamento de diversas cuencas, actualmente invertidas que se encontraban sobre la Sierra de las Estancias, en la Depresión del Guadalentín y en diversas depresiones entre las Sierras de Almenara y Lomo de Bas. 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; individualizándose 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 del Guadalentín, favorecidos por la

actividad cuaternaria y holocena de la Falla de Alhama de Murcia y de fallas inversas situadas en el límite norte de la Sierra de Carrasquilla.

Las unidades metamórficas del Dominio Cortical de Alborán aflorantes en la Hoja de Puerto Lumbreras 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.*; 1988^a; 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.

Las secuencias litoestratigráficas de estas unidades consisten en una sucesión de esquistos grafitosos y cuarcitas de posible edad pre-Pérmitica (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 ortognéses pérmicos y de metabasitas jurásicas, éstas últimas emplazadas como "sills" a la base o dentro de la formación carbonatada, frecuentemente asociadas con evaporitas.

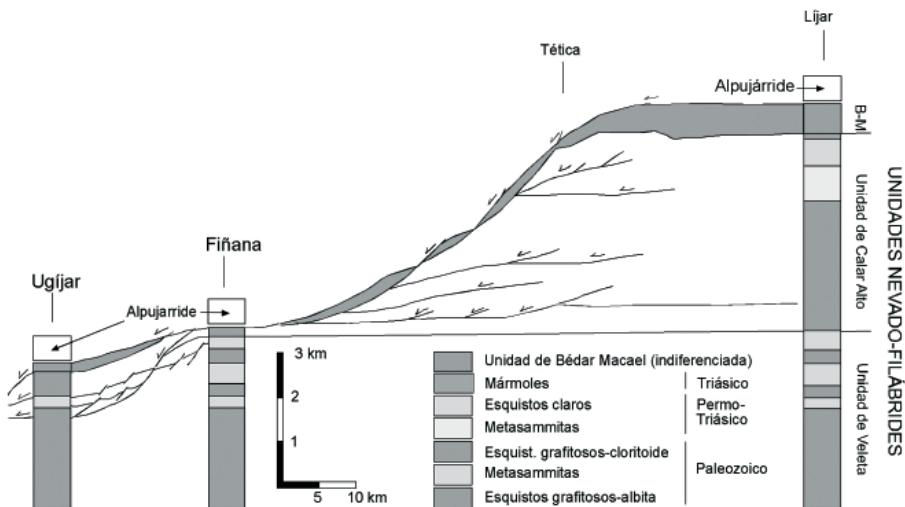


Figura 3. Columnas tectonoestratigráficas del Complejo Nevado-Filábride debajo de la superficie de despegue de Filabres, a la base del Complejo Alpujárride. (tomado de MARTÍNEZ MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997)

1.2.2. Complejo Alpujárride

El término Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) se utilizó para designar un conjunto de tres manto, 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 permotriásicas.

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 Escalote y D o Lújar-Gádor (véase la figura 5). El grado metamórfico en las pelítas permotriásicas de estas unidades durante el episodio de alta presión varía entre los 340° y <7 kbar de la Unidad de Lujar y los 570° y 11 kbar en la Unidad de Herradura, figura 5.

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 km 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 Ramoneté (Alpujárride) y Alcaíbar (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, dentro de la Hoja de Puerto Lumbreras, 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 Malágide 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 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).

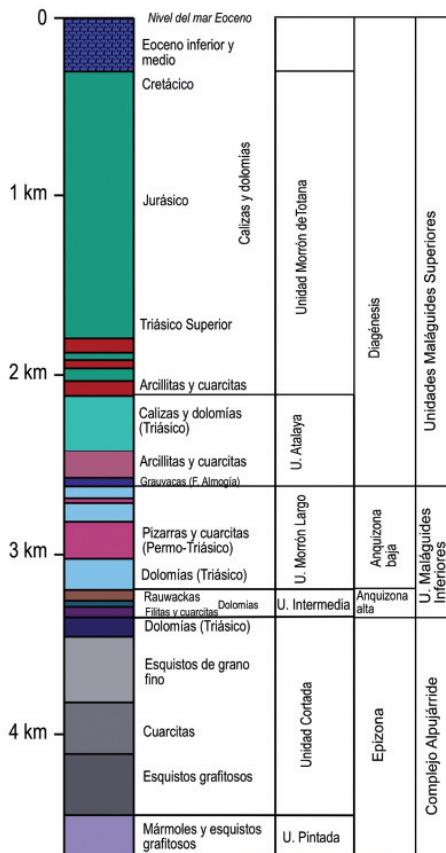
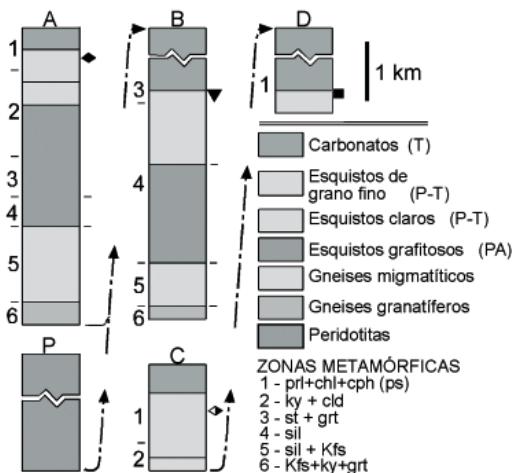


Figura 4. Columna sintética de los Complejos Maláguide y Alpujárride aflorantes en las Sierras de Estancias, Tercia y Espuña, junto con secuencia litoestratigráfica y zonación metamórfica. Ilustración modificada de LONERGAN (1991) tomada de BOOTH REA (2004a)

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 sobrepuerta 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 °C/Ma desde 500°C hasta menos de 100 °C 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 sobrepuerto a rocas metamórfizadas en el Paleozóico (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 ALGARRA *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).



Metamorfismo bajo gradiente (evento 1)

Unidad	Roca	Paragenesis	kbar	°C
◆ 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	°C
▼ 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 5. 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 cubierta 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 200°C y que se enfrió debajo de 120° en el Mioceno Inferior (JOHNSON, 1993). En la Hoja de Puerto Lumbreras 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 Variscá (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHAUD, 1990 y BALANYÁ, 1991) y además están cubiertas por una cobertura 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.*; 1997b y b).

El Complejo Malágide representa los restos desmembrados de un haz de imbricaciones que alcanzaron condiciones diagenéticas en las unidades más altas (Malágide 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.*; 2004). 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) (Figura 5).

1.2.4. Cobertura sedimentaria

Desde el Mioceno medio hasta la actualidad las rocas aflorantes en esta Hoja 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 estratigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica de esta área durante el Mioceno y el Plio-Cuaternario.

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) determina los rasgos geomorfológicos principales de la depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*; 1997; MARTÍNEZ-DÍAZ, 2002; SILVA *et al.*; 2003). Definida por BOUSQUET y MONTENAT (1974), ha generado el mayor número de publicaciones y tesis doctorales en el área. Prácticamente todos los autores centran sus trabajos en esta falla, utilizándola como hilo conductor, causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno medio o desde la formación de la Cuenca de Lorca hasta la actualidad, por ejemplo (MONTENAT, 1977; MONTENAT *et al.*; 1987; MONTENAT *et al.*; 1990; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*; 1992; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; GUILLÉN MONDÉJAR, 1994; GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*; 1995). Otros autores han considerado que la actividad de la Falla de Alhama de Murcia comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido para el Tortoniense (extensión N-S) es incompatible con este tipo de fallas (LONERGAN, 1991; BOOTH REA y AZAÑÓN, 2003).

La Falla de Alhama de Murcia además de ser una falla de dirección sinistra, tiene una componente de falla inversa de alto ángulo, produciendo una elevación topográfica importante del bloque norte respecto al Corredor del Guadalentín (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; 2002), con una diferencia topográfica actual de hasta 600 m. Junto a la Falla de Alhama de Murcia hay otras fallas asociadas a ella; fallas conjugadas, dextras de dirección aproximada N120°E. La Falla de Alhama de Murcia es una de las estructuras con mayor peligrosidad sísmica de las

Béticas debido a su gran longitud y a su evidente actividad en períodos históricos. Estudios de paleoseismicidad asociada a la falla indican que ésta ha sido activa al menos en tres ocasiones en los últimos 27 ka produciendo sismos de M_w 6,5 a 7 (MASANA et al.; 2004).

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. Ya que no se ha observado ningún contacto mayor en el contacto entre esquistos claros de esta unidad y los esquistos grafitos del Lomo de Bas, supuestamente correspondientes a la Unidad de Veleta o Raguá.

Por otro lado, unidades de atribución dudosa incluidas por autores previos en un complejo aparte denominado Ballabona-Cucharón o Almágride (EGUELÉR y SIMÓN, 1969 y KAMPS-CHUUR y RONDEL, 1975), después considerados como unidades inferiores del Complejo Alpujárride (SANZ DE GALDEANO y TORTOSA, 2002), se han agregado al 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 cuatro formaciones correspondientes en orden ascendente a la Formación Montenegro (**1** y **2**) formada por esquistos grafitos, cuarcitas y mármoles oscuros de protolito Paleozoico, la Formación Tahal (**3**) formada por esquistos claros con cloritoide, metapsamnitas con albita y cuarcitas, rocas básicas metamorfizadas en facies de eclogitas (**4**) y anfibolitas (**5**) y mármoles dolomíticos y calizos de la Formación Huertecica (**6**) de protolito Triásico.

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



Figura 6. Alternancia de esquistos grafitosos y cuarzoesquistos (1) del Lomo de Bas

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 suroriental de la Hoja, en el núcleo de una gran estructura antiformal.

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

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 se observan pasos laterales a cuerpos carbonatos constituidos por calcoesquistos, calizas y mármoles grises. Aflora en el borde norte del Lomo de Bas y en ventanas tectónicas en Sierra Almenara e incluso una pequeña ventana más al noroeste, en la rambla del Madroñal, en la casa del Tío Gines, dónde se puede observar su relación con los esquistos claros de la Formación Tahal suprayacentes. En el borde norte del Lomo de Bas son también frecuentes las intercalaciones de cuarzomilonitas de grano fino.



Figura 7. Alternancia de esquistos grafitosos de grano fino con venas de cuarzo (2) de la Formación Montenegro de la Unidad de Calar Alto. Km-33 de la carretera nacional 332

2.1.1.3. Esquistos y metapsamnitas, esquistos claros de grano fino con cloritoide y cuarcitas (3). 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. 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 Raigua. 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.



Figura 8. Cuarcitas amarillentas y esquistos claros de la Formación Tahal (3). Sierra de Carrasquilla



Figura 9. Detalle de los esquistos claros de Tahal dónde se observan las relaciones entre el clivaje de crenulación y el bandeadío litológico

2.1.1.4. Metabasitas con eclogitas (4). Protolito Jurásico

En la Hoja de Puerto Lumbreras (975) aparecen bastantes afloramientos de metabasitas generalmente como “sills” localizados en el contacto entre mármoles y esquistos claros de la Formación Tahal. En otros casos, debido a la tectónica extensional se encuentran limitados por superficies de falla entre rocas de distinta posición estructural. Algunos de los mejores ejemplos de estas metabasitas afloran sobre esquistos grafitosos o claros de Calar Alto y mármoles o anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael. Las 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 de visu, tanto gabros de grano medio o grueso hasta rocas microcristalinas o porfídicas cerca de los contactos con la roca encajante. Se han diferenciado en dos grupos por la presencia o no de paragénesis metamórficas eclogíticas, aunque allí dónde se han encontrado representan una porción minoritaria del cuerpo básico, por ejemplo justo al norte del pico del Talayón.

2.1.1.5. Metabasitas con anfibolitas (5). Protolito Jurásico

Este segundo grupo de metabasitas encontrado en la Unidad de Calar Alto aflora especialmente en la zona nororiental de la Hoja de Puerto Lumbreras (975) en la Sierra de Carrasquila.

Aparecen como "sills" dentro de mármoles o en el contacto entre mármoles y esquistos claros de Tahal. Se observan perfectamente las estructuras ígneas primarias de gabros e incluso gabros pegmatoides. En lámina delgada muestran un metamorfismo con crecimiento de epidota y anfíboles azules.

2.1.1.6. Mármoles (6). 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 cerca de los 200 m, 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 cementadas amarillentas con una componente evaporítica importante (rauwackas). Este es el caso por ejemplo en la rambla del Aljibejo al sur de la Sierra de Carrasquilla, donde la sucesión alcanza una decena escasa de metros de potencia.



Figura 10. Afloramiento de cataclasitas cementadas amarillentas producto del estiramiento y cataclasis de los mármoles de Calar Alto. Formación Huertecica (6)

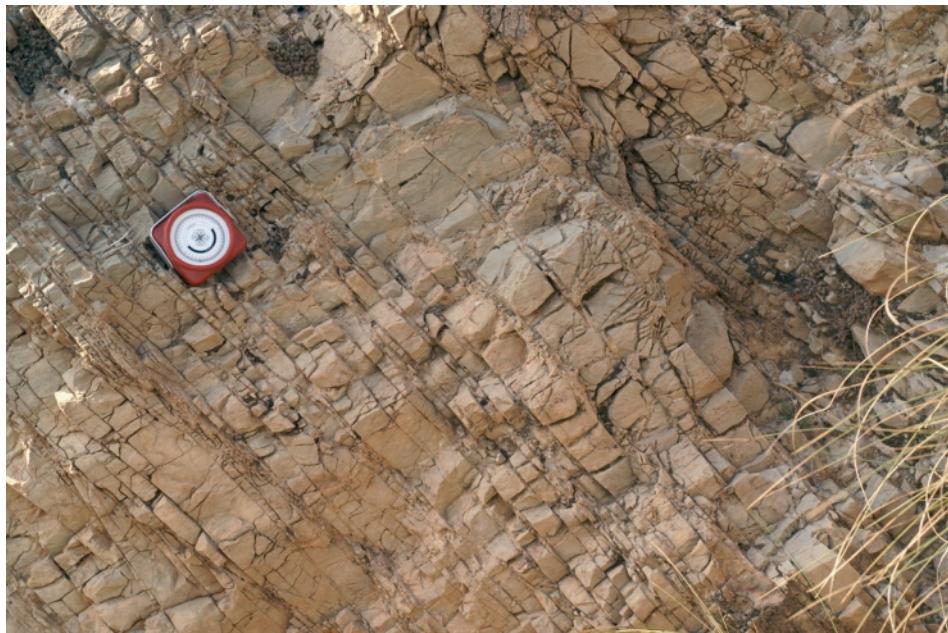


Figura 11. Mármoles dolomíticos de la Formación Huertecica (6)

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 (7). Protolito Jurásico*

A diferencia de las metabasitas de la unidad infrayacente en éstas no se conservan las texturas igneas 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 12. Boudin rico en epidota en anfibolitas foliadas de la Unidad de Bédar-Macael, pequeño afloramiento no cartografiable al sur del Cabezo de las Monjas (extremo centro-oriental de la Hoja)

2.1.2.2. *Esquistos plateados de grano grueso con intercalaciones de mármoles, metaevaporitas y anfibolitas (8). Protolito Paleozoico*

Esta secuencia se encuentra intensamente replegado 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 13. Esquistos plateados con venas de cuarzo y niveles de mármoles micáceos marrón-rojizos. Formación Tahal en la Unidad de Bédar-Macael

2.1.2.3. Mármoles de grano grueso (9). 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 los 100 m.

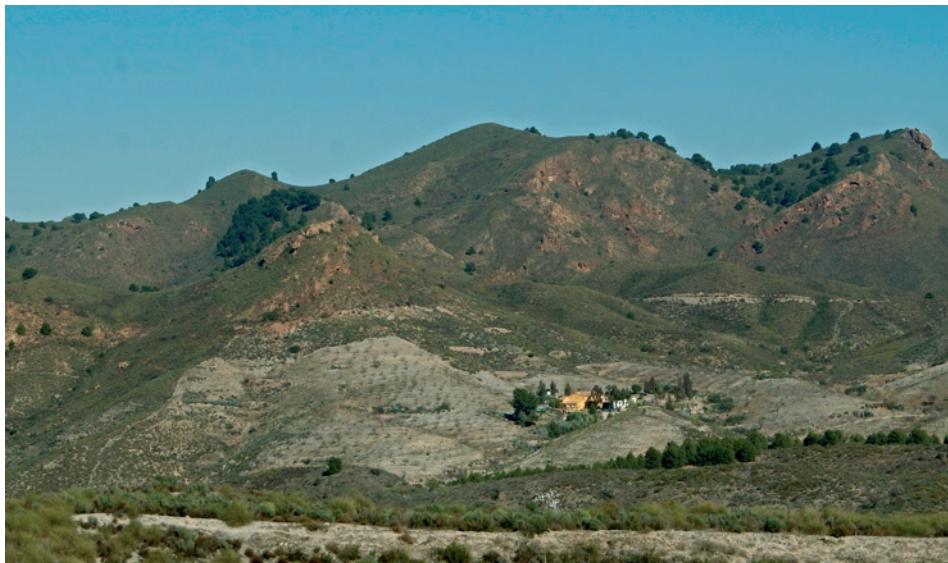


Figura 14. Mármoles de Bédar-Macael despegados y basculados sobre esquistos claros de la Unidad de Calar alto. En primer plano, casa del Tío Soler, Sierra Carrasquilla

2.1.3. Unidad de Enmedio

La Unidad de Enmedio aflora en la Hoja de Puerto Lumbreras (975) exclusivamente en la Sierra de Enmedio. Esta unidad se correlaciona con las Unidades de Almanzora, presente en la Sierra de Almagro y con la Unidad de Carrascoy aflorante en la sierra del mismo nombre. 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. En orden ascendente la sucesión litológica comienza con una formación de metapelitas y cuarcitas que culminan en un grueso paquete de cuarcitas, como en la Formación Tahal, sobre ésta hay una formación evaporítica, que normalmente se encuentra intruida por gabros, y finalmente, una secuencia carbonatada con intercalaciones de calcoesquistos y metaevaporitas. La diferencia principal entre esta unidad y las Nevado-Filábrides es el grado metamórfico muy bajo alcanzado por la Unidad de Enmedio. 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.

2.1.3.1. *Filitas, cuarzofilitas y cuarcitas (10). 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 cuarzopolíticas. En la Sierra de Enmedio esta formación alcanza potencias de 250 m. Según SANZ DE GALDEANO y GARCÍA-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 Ladiniano.



Figura 15. Filitas violáceas de la formación metapelítica de la Unidad de Enmedio. Obsérvese el clivaje de crenulación espaciado que las afecta



Figura 16. Sucesión de cuarcitas y cuarzofilitas de la formación metapelítica de la Unidad de Enmedio

2.1.3.2. *Metabasitas con epidota y actinolita (11). Protolito Jurásico*

En esta Hoja se han diferenciado dos cuerpos de metabasitas, localizadas como un sill entre las metapelitas y carbonatos de la Unidad de Enmedio. Estas metabasitas afloran de forma mucho más extensa en la misma Sierra de Enmedio en la Hoja de Águilas (997). En la Hoja de Puerto Lumbreras (975) alcanza una potencia máxima próxima a los 100 m. Está formada por gabros y diabasas muy débilmente recristalizados por procesos metamórficos, que conservan perfectamente las texturas ígneas originales. A "visu" el metamorfismo se observa especialmente como venas de epidota y actinolita. Estas rocas se explotan para la extracción de basalto, de hecho, el mayor afloramiento en la presente Hoja ha sido explotado intensamente.



Figura 17. Cantera de metabasitas (**11**) de la Unidad de Enmedio en la sierra del mismo nombre

2.1.3.3. Yesos y mármoles (**12**). Triásico

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 (“rauwickas”) de composición evaporítico-carbonatada. Esta formación no suele rebasar los 50 m de potencia.



Figura 18. Milonitas de yeso de la formación de yesos y mármoles (12), sobre la formación metapelítica de la Sierra de Enmedio



Figura 19. Brechas cementadas de composición evaporítico-carbonatada (“rauwackas”) de la formación de yesos, pizarras y mármoles (12). Carretera de Puerto-Lumbreras a Almendricos

2.1.3.4. Mármoles dolomíticos y calizos (13). Triásico

La formación de mármoles muestra un miembro basal donde alternan paquetes de dolomíritas 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 esta formación alcanza una potencia máxima de 150 m.



Figura 20. Secuencia de mármoles amarillentos tableados a la base de la formación de mármoles dolomíticos y calizos (13), en la Sierra de Enmedio



Figura 21. Mármoles dolomíticos masivos (13) mineralizados en la Sierra de Enmedio

2.2. COMPLEJO ALPUJÁRRIDE

El Complejo Alpujárride se encuentra en las Sierras de las Estancias, de Almenara y de Contal, al sureste de la Hoja. 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, por ejemplo, es el caso de las Unidades de Estancias, Talayón y Las Palomas, que no muestran continuidad cartográfica en la Hoja.



Figura 22. Afloramiento de boudin de mármoles miloníticos de la Unidad de Miñarros. Afloramiento en las casas de Miñarros

2.2.1. Unidad de Miñarros

2.2.1.1. Mármoles milonitzados ferruginosos y cuarzomilonitas (14). Permo-Trias

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 C. 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.

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 Estancias, 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 permotriásicos de esta unidad (6 kbar-300°C) son de menor grado que las estimadas para niveles litoestratigráficos equivalentes de las Unidades de Jubrique y Adra (10 kbar-440 °C). 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 o como una unidad de posición estructural más elevada que las unidades de tipo Jubrique o Adra que no ha sido conservada en la vertical donde afloran estas unidades.



Figura 23. Cuarcitas y cuarzoesquistos grafitosos de la Unidad de las Palomas (15). Cuesta de Gos, extremo sureste de la Hoja de Puerto Lumbreras

2.2.2.1. Esquistos grafitosos con cloritoide y localmente granate. (15). 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 (15), 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 24. Secuencia de esquistos claros y cuarzoesquistos de grano fino de la formación Permo-Triásica de la Unidad de las Palomas (16). Casa de la Mojonería, sureste de la Hoja de Puerto Lumbreras

2.2.2.2. *Esquistos de grano fino con clorita, cuarzofilitas y cuarcitas (16). Pérmico*

Sobre esta formación aflora una correlacionada con la Formación Tonosa, de la cual afloran los dos miembros inferiores. El miembro de posición más baja (16) 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.



Figura 25. “Klippe” extensional de cuarcitas y cuarzoesquistos de la Unidad de Estancias (**17**), basculados sobre esquistos claros de la misma unidad

2.2.2.3. Cuarcitas y cuarzoesquistos de grano fino (**17**). Permo-Trias

Se ha decidido diferenciar este miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas de la formación de esquistos de grano fino y cuarzoesquistos (**16**). Este miembro mayoritariamente cuarcítico adquiere dimensiones cartografiadas tanto en la Sierra de las Estancias, como al sur de la Hoja, en el cerro de Tinajeros, en la Sierra del Contal. Las cuarcitas y cuarzoesquistos muestran tonalidades amarillentas y alcanzan potencias superiores al centenar de metros.

2.2.2.4. Mármoles dolomíticos grises (**18**). Triásico

Sobre los esquistos de grano fino (**16**) o sobre los cuarzoesquistos y cuarcitas (**17**), 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 dolomías grises (**18**), 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).



Figura 26. Contacto entre dolomías brechificadas (18) de la Unidad de las Estancias y los esquistos claros de grano fino (16). El Peñoso, Sierra de las Estancias

En la Sierra de Almenara, los picos más altos como el Talayón o el Talayón de Chuecos 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, directamente sobre rocas del Complejo Nevado-Filábride.

2.2.3. Unidad del Cantal

2.2.3.1. Esquistos grafitosos con estaurolita, mármoles negros y ortogneises (19). Paleozoico

La Unidad del Cantal aflora sólo en una pequeña zona al sureste de la Hoja. 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 (16) de la Unidad de las Palomas y al lado de los afloramientos del Complejo Nevado-Filábride de la Sierra del Contal, por medio de una falla de componente dextrorso-inversa. ÁLVAREZ (1987) diferenció en esta

unidad tres miembros litológicos, el inferior formado por gneises migmatíticos y gneises félidos junto con esquistos con distena y sillimanita, el intermedio formado por micaesquistos grafitosos con estaurolita con pocos niveles cuarcíticos y el superior constituido mayoritariamente 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).

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.



Figura 27. Esquisto grafitoso con porfidoblastos de estaurolita característico del miembro intermedio de la Unidad del Cantal (19)



Figura 28. Mármoles oscuros de la Unidad del Cantal (19)

2.2.4. Unidad de Ramonete

La Unidad de Ramonete aflora extensamente a lo largo de una banda de orientación NE-SO en la Sierra de Almenara. Se encuentra estructuralmente sobre los mármoles de la Unidad del Talayón, directamente bajo el Complejo Maláguide. Los contactos entre esta unidad y las infrayacentes suele ser de falla normal frágil. La litología es equivalente a la de la Unidad de las Estancias, aunque sólo se preservan las formaciones de esquistos de grano fino permo-triásicos y los mármoles dolomíticos grises del Trias. El contacto entre esta unidad y el Maláguide suprayacente suele estar sellado por sedimentos de edad Langhiense-Serravallienne.

2.2.4.1. Esquistos claros de grano fino y cuarcitas (20). Permo-Trias

Los esquistos de grano fino de la Unidad de Ramonete se caracterizan por mostrar color rojizo, violáceo, verdoso y gris-azulado, con intercalaciones de cuarcitas blanquecinas y rojizas. A techo aparecen localmente niveles y masas lenticulares de yesos. El espesor de la formación suele ser reducido, normalmente inferior a 50 m. La mineralogía de estas rocas está formada por cuarzo, clorita y moscovita como mayoritarios.



Figura 29. Zona de contacto entre mármoles (**21**) y esquistos de grano fino (**20**) de la Unidad de Ramonete. PK-26 de la carretera nacional 332. En la zona de falla del contacto está marcada por cataclasitas foliadas producto de la trituración de los esquistos de grano fino y por brechas cementadas amarillentas producto de la fracturación de los mármoles

En afloramientos de esta unidad en la Hoja de Águilas (997) (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. 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.

2.2.4.2. Mármoles calizos y dolomíticos (**21**). 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. 0,5 m, 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 calcoesquitos 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.



Figura 30. Secuencia de mármoles dolomíticos masivos y mármoles calizos claros de la Unidad de Ramonete (21)

2.3. COMPLEJO MALÁGUIDE

El Complejo Maláguide se encuentra en la Hoja de Puerto Lumbreras en las Sierras de Las Estancias, de Enmedio y en Almenara-Lomo de Bas. 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. Sin embargo, entre todos los afloramientos presentes en la Hoja hay representadas Unidades Maláguides inferiores; superiores, así como la cobertura terciaria del complejo.

2.3.1. Unidades Maláguides Inferiores

2.3.1.1. Cuarcitas blancas, verdosas y rojizas (22). Dolomías grises y negras (23). Unidad de Aledo

En el grupo de Unidades Maláguides Inferiores se pueden diferenciar dos imbricaciones principales, en la inferior se ha incluido a la Unidad Intermedia de PAQUET (1969) y de LONERGAN (1991) definida en Sierra Espuña y a la Unidad de Castillarejo de KAMPSCHUUR *et al.* (1972) descrita en Sierra de la Tercia y que en este trabajo se ha denominado Unidad de Aledo, que además aflora en a la base del Complejo Maláguide en el extremo oriental de la Sierra de las Estancias.

En la Hoja de Puerto Lumbreras la Unidad de Aledo está compuesta por dos formaciones, una formación cuarzo-pelítica (22) constituida por una sucesión de cuarcitas blancas, verdosas y rojizas alternantes con filitas violáceas y metaconglomerados y una formación de rocas carbonatadas (23) constituida por dolomías 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 °C, BOOTH REA, 2004). La Unidad de Aledo alcanza un espesor máximo de 250 m, aunque frecuentemente ha sido omitida por la acción de fallas normales de bajo ángulo (BOOTH REA *et al.*; 2002a; 2004a). La formación de cuarcitas y filitas alcanza espesores máximos en torno a los 100 m y la formación de rocas carbonatadas de 150 m alcanzados en algunos puntos de la Sierra de las Estancias.

2.3.1.2. Cuarcitas rojizas, amarillentas y violáceas (24). Pérmico-Triásico inferior. Yesos miloníticos con intercalaciones de brechas dolomíticas (25). Metabasitas (26). Triásico medio. Mármoles dolomíticos (27). Triásico medio-superior. Unidades Intermedias. Metagrauvacas de tonos verdosos (28). Devónico-Carbonífero. Pizarras rojas, microconglomerados de tonos violáceos y algunos niveles de yesos (29). Pérmico-Triásico inferior. Dolomías y calizas tableadas (30). Triásico medio-superior. Unidad del Morrón largo

En las imbricaciones superiores de las Unidades Maláguides Inferiores se han incluido las Unidades de Morrón Largo, Arcón y Peña Rubia de KAMPSCHUUR *et al.* (1972), aflorantes en las Sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias respectivamente y se han denominado Unidad del Morrón Largo. La Unidad del Morrón Largo está constituida por varias imbricaciones (KAMPSCHUUR *et al.*; 1972) formadas como en el caso anterior por tres formaciones: metagrauvacas de tonos verdosos (28), aflorantes sólo en la Sierra de las Estancias y cuarzo-pelitas de edad Permo-Triásica formadas, bien por cuarcitas rojizas, amarillentas y violáceas (24), o por pizarras rojas, microconglomerados de tonos violáceos y algunos niveles de yesos (29). Sobre las formaciones cuarzo-pelíticas hay una de mármoles dolomíticos (27) de edad Triásica, formada de muro a techo por calcofilitas amarillentas, dolomías negras masivas, calcofilitas y yesos, o bien por dolomías y calizas tableadas (30). Esta unidad ha alcanzado condiciones metamórficas de anquizona inferior (LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*; 1994 y LO-

NERGAN y PLATT, 1995). En estas imbricaciones se han cartografiado además secuencias de yesos miloníticos con intercalaciones de brechas dolomíticas (**25**) y metabasitas (**26**) incluidas a la base de los mármoles triásicos (**27**).

2.3.2. Unidades Maláguides Superiores

2.3.2.1. Grauvacas, conglomerados y pizarras de tonos verdosos (**31**). Devónico-Carbonífero. *F. Morales, Sancti Petri, Falcoña y Almogía*

El zócalo paleozoico de las Unidades Maláguides Superiores, denominado Formación Piar, por SOEDONIO (1971) y ROEP (1972) y Grupo Piar por MARTÍN ALGARRA (1987), incluye una serie de formaciones estratigráficas representadas en la figura 31 junto con la Formación Saladilla, permo-triásica, cuyas características principales son:

- Formación Morales (MON, 1971). Está constituida por pizarras, grauvacas y conglomerados cuarzosos y muestra tonos pardos, oliváceos y localmente rojizos. El nivel de conglomerados más potente constituye un buen nivel guía. En la parte superior de esta formación se han identificado graptolites (AGARD *et al.*; 1958 y SOEDONIO, 1971), conodontos y tintínidos (HERMES, 1966) característicos del Silúrico.
- Formación Sancti Petri (MICHELAU, 1942) o Calizas Alabeadas (ORUETA, 1917). Constituida fundamentalmente por areniscas y pizarras calcáreas turbidíticas y localmente calizas de tonos verdosos o grises. En general se acepta una edad desde Devónico hasta Carbonífero inferior (SOEDONIO, 1971; GEEL, 1973 y HERBIG, 1983).

Las Formaciones Morales y Sancti Petri se caracterizan por presentar un clivaje de crenulación con características de "slaty cleavage" (S_1) subparalelo a la estratificación, asociado a pliegues isoclinales o apretados. Esta deformación ha sido atribuida por CHALOUAN y MICHARD (1990) a la orogenia Eovarísca de edad Faemeniense.

- Formaciones Almogía (MON, 1971) y Falcoña (HERBIG, 1983). La Formación Almogía se depositó discordantemente sobre las formaciones anteriores. Está formada por un paquete de silexitas a su base, considerada como una formación independiente "Formación Falcoña" por HERBIG (1983), y por una sucesión de grauvacas, conglomerados y pizarras de tonos marrones y verdosos. La Formación Falcoña tiene una edad Carbonífero inferior (HERBIG, 1983 y 1984). Los radiolarios incluidos en esta formación indican una edad Tournaisiense (O'DOGHERTY *et al.*; 2000).
- Conglomerado de Marbella (BLUMENTHAL, 1949). Constituye una sucesión sedimentaria discordante sobre la formación anterior, constituida por conglomerados poligénicos con abundantes bloques de origen carbonatado, procedente de las formaciones anteriores o incluso con cantos de gneises. Ha sido datado como Carbonífero superior por HERBIG y MAMET BERNARD (1983) y por HERBIG (1984).

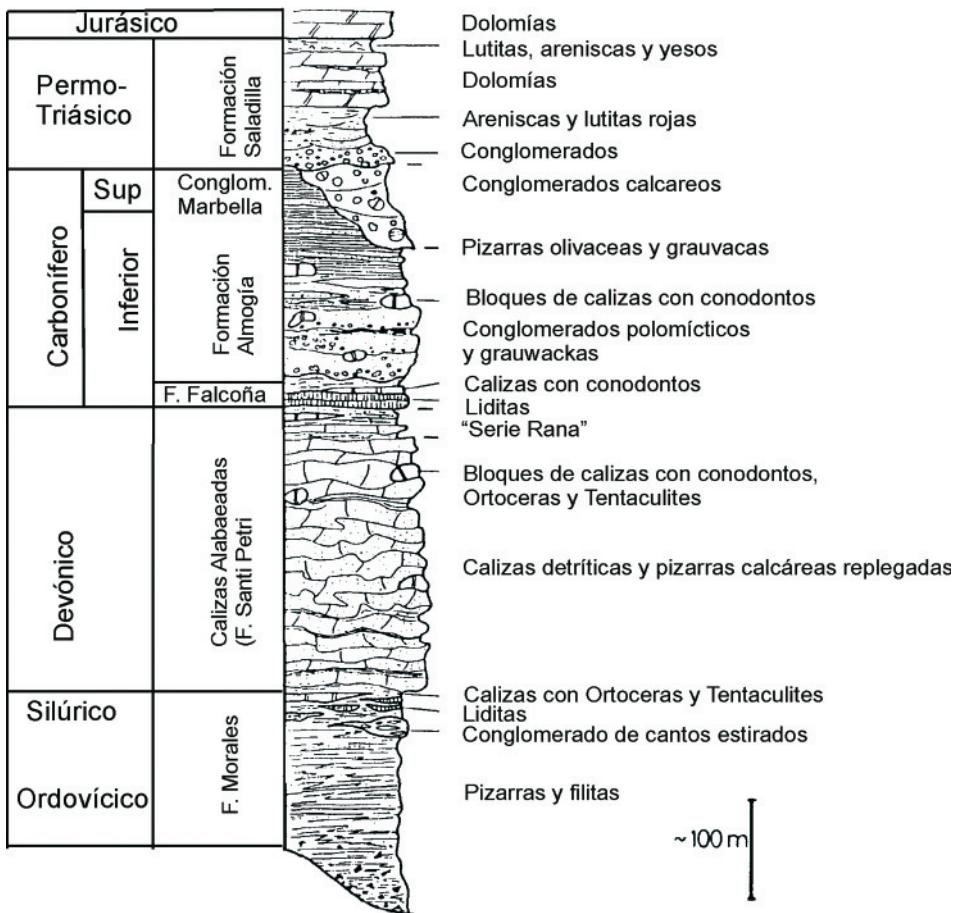


Figura 31. Columna litoestratigráfica de las rocas paleozoicas y permotriásicas del Complejo Maláguide. Figura tomada de MARTÍN ALGARRA (1987)

Tanto la Formación Almogía como el Conglomerado de Marbella no están afectados por las estructuras asociadas a los clivajes S_1 y S_2 presentes en las formaciones silúrico-devónicas. Sin embargo, las sucesiones carboníferas del Complejo Maláguide están afectadas por pliegues de plano axial vertical (F_3) que afectan a las formaciones maláguides infrayacentes según CHALOUAN y MICHAUD (1990).

Las Unidades Maláguides superiores, aflorantes en esta zona, son parcialmente equivalentes a las que forman el Complejo Maláguide en las Béticas occidentales, aunque muestran un desarrollo menor de los términos paleozoicos.

En esta Hoja afloran materiales similares a los descritos en el Grupo Piar que se agrupan en la unidad cartográfica 31, en la que se incluye los afloramientos de la Sierra de las Estancias de la Unidad de Los Majales, filitas verdosas similares a las de la Formación Morales(MON, 1971), silexitas que afloran localmente en el extremo oriental de la sierra, y una sucesión de grauvacas, conglomerados y pizarras de tonos marrones y verdosos.

Respecto a su edad no existen restos que permitan realizar una atribución precisa, pero a la vista de su cronología en otras zonas y su posición relativa se han considerado como atribuibles al Devónico Carbonífero, en sentido amplio.

2.3.3. Cobertura sedimentaria post-triásica del Complejo Maláguide

2.3.3.1. Conglomerados y calcarenitas (32). Oligoceno

La cobertura terciaria del Complejo Maláguide se encuentra bien representada en Sierra Espuña dónde se ha establecido una secuencia tipo constituida por sedimentos con edades comprendidas entre el Jurásico y el Mioceno inferior (PAQUET, 1969; 1970 y 1974; LONERGAN, 1991 y 1993; MARTÍN MARTÍN 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*; 1997b). Esta cobertura muestra interrupciones sedimentarias mayores en el Paleoceno (SMIT, 1979; MARTÍN ALGARRA, 1987; MARTÍN MARTÍN, 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*; 1998) y en el Oligoceno inferior (MARTÍN MARTÍN, 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*; 1997b).

En esta Hoja sólo se han encontrado restos de la cobertura terciaria del Complejo Maláguide en la vertiente norte del Lomo de Bas, al sur de la carretera Águilas-Mazarrón (ÁLVAREZ, 1987). Está representada por una sucesión de calcarenitas, margas arenosas y microconglomerados de cemento calcáreo y color amarillo (32). El tramo inferior de la sucesión está constituido por unos 10 o 15 m de calcarenitas y microconglomerados de cemento calcáreo, de color marrón claro o amarillento, en bancos generalmente inferiores a 40 cm. Los cantos son mayoritariamente de cuarzo pero también los hay de carbonatos y pelitas. El tramo intermedio está compuesto por 15 o 20 m de calcarenitas grisáceas y margas, entre las que se intercalan algunos niveles centimétricos de microconglomerados. Hacia techo la sucesión se hace más conglomerática, con bancos de conglomerados heterométricos de hasta un metro-de espesor. DURAND DELGA *et al.* (1962), localizaron en el afloramiento de El Coto un nivel con Lepidocyclinas que les permitió establecer para estos materiales una edad oligocena.

2.4. RELLENO SEDIMENTARIO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS

En la Hoja de Puerto Lumbreras se conservan restos de varios depocentros sedimentarios de edad neógena. Comenzando por el sur, se encuentra la depresión de Ramonete-Tebar

(GRIVEAUD *et al.*; 1990) dónde se preserva una secuencia completa de sedimentos marinos y continentales del Mioceno medio-superior (Langhiense-Tortoniense). En el centro de la Hoja, en los márgenes de la depresión del Guadalentín, formando el sustrato de una importante sucesión Plio-Cuaternaria aflora una secuencia completa de sedimentos del Mioceno superior en el margen sur de la depresión y de edad Langhiense-Messiniense en el margen noroccidental. Finalmente, se preservan pequeños grabens asimétricos en el interior de Sierra de las Estancias, al norte de Puerto Lumbreras, dónde se preserva una sucesión sedimentaria del Mioceno medio-superior. El relleno mioceno de la depresión del Guadalentín muestra una estratigrafía en gran parte comparable con la del margen sur de la Cuenca de Lorca con la que mantenía una continuidad formal durante el Mioceno. De este modo, gran parte de las dataciones paleontológicas de unidades sedimentarias de la depresión del Guadalentín se han realizado por correlación con la sucesión sedimentaria de la Cuenca de Lorca. En la Hoja de Puerto Lumbreras se han diferenciado las siguientes unidades sedimentarias.

2.4.1. Conglomerados poligénicos rojos, areniscas anaranjadas, margas arenosas amarillentas y calciruditas (**33**). USD I. Langhiense-Serravalliene inferior

Esta unidad aflora fundamentalmente en el extremo sureste de la Hoja, en la depresión de Ramonete-Tebar y a lo largo de la carretera de Águilas-Mazarrón al norte del relieve del Lomo de Bas. La sucesión está formada fundamentalmente por conglomerados rojos con intercalaciones de arenas limosas. En algunos puntos como en Sierra de las Estancias está formada por brechas calcáreas cementadas y calcarenitas de medios litorales, datadas como Langhiense Inferior en la Hoja de Lorca (953). Los conglomerados se caracterizan por estar formados exclusivamente por cantos procedentes de los Complejos Alpujárride y Maláguide.



Figura 32. Sucesión de conglomerados rojos del Langhiense (33) cabalgados por dolomías alpujárrides en Sierra Almenara



Figura 33. Sucesión de margas arenosas amarillentas y turbiditas del Serravallense inferior (33), en Sierra Almenara

Sobre la serie conglomerática se encuentra una sucesión de margas arenosas amarillas muy deformadas con abundante microfauna de edad Serravallense (*Globigerinoides bisphaericus*, *G. trilobus*, *Globigerina bulloides*, *G. tripartita*, *Globorotalia praescitula*, *G. mayeri*, *Bloboquadrina altispira* y *G. dehiscens*, *Orbulina universa* según GRIVEAUD et al.; 1990).

2.4.2. Conglomerados poligénicos rojos (34), grises con clastos de esquistos (35) y arenas limosas grises con yeso y paleocanales conglomeráticos aislados (36). Serravallense superior

Esta secuencia deposicional está constituida por la Formación Carraclaca, compuesta por conglomerados poligénicos rojos (34), margas y limos grises con intercalaciones de yesos. Es transgresiva sobre Unidades del Complejo Maláguide en las Sierras de Tercia, Espuña y de las Estancias o se encuentra sobre la USD I mediante una discordancia erosiva. Esta formación aflora extensamente en el borde norte de la depresión del Guadalentín en semigrabens sobre esquistos de grano fino en la Sierra de las Estancias. Está formada por conglomerados heterométricos matriz soportados de color rojo e incluye aportes de cantos del Complejo Nevado-Filábride. Hacia techo muestra tránsito gradual hacia facies de arenas limosas grises con yeso y con paleocanales conglomeráticos aislados (36). En la Sierra de las Estancias estos

conglomerados se interdigitán con otros de color gris formados fundamentalmente por clastos de esquistos de grano fino (**35**).

En conjunto se trata de materiales depositados en medios aluviales y lacustres, que pasan de abajo arriba, de facies de abanicos aluviales, a facies de medios fluviales y lacustres con intercalaciones marinas.



Figura 34. Conglomerados y limos arenosos rojos del Serravallense aflorantes en la Sierra de las Estancias (**34**), separados por medio de una falla de salto en dirección de limos arenosos con paleocanales conglomeráticos de la parte superior de la sucesión Serravallense (**36**)



Figura 35. Conglomerados grises de la Sierra de las Estancias (**35**). Serravallense

2.4.3. Conglomerados marinos (**37**), calciruditas (**38**) y margas limosas amarillentas (**39**). Tortoniano inferior

Esta unidad sedimentaria muestra potencias reducidas (<30 m) y suele aflorar discordante sobre las sucesiones del Mioceno medio anteriores, o directamente sobre el basamento, por ejemplo, en el margen meridional de la depresión del Guadalentín, directamente sobre rocas del Complejo Nevado-Filábride. Muestra una gran variedad de facies, desde conglomerados formados fundamentalmente por clastos de metabasitas y mármoles en el borde meridional de la depresión del Guadalentín, hasta margas limosas amarillentas en la Sierra de las Estancias, depositadas sobre limos margosos del Serravallense superior.



Figura 36. Conglomerados masivos con cantos de mármoles y metabasitas del Complejo Nevado-Filábride (37), margen meridional de la depresión del Guadalestín, discordantes sobre mármoles de la Unidad de Calar-Alto

En la Sierra de Almenara se ha identificado un pequeño afloramiento de conglomerados amarillentos con matriz arenosa con clastos del Complejo Nevado-Filábride, discordantes sobre margas amarillas serravallenses.



Figura 37. Margas limosas amarillentas del Tortonense Inferior (39) sobre margas limosas grises serravillienses. Semigraben de los Quemados, Sierra de las Estancias



Figura 38. Izquierda, conglomerado poligénico amarillento con matriz arenosa de medios litorales. (37). Derecha, detalle del conglomerado anterior, mostrando los cantos de esquistos plateados con granate de la Unidad de Bédar-Macael. Tortoniense. Afloramiento de conglomerados sobre margas amarillentas del Serravalliene en Tebar

La sucesión de margas fue datada mediante foraminíferos planctónicos por MONTENAT *et al.* (1990), obteniendo una edad Tortoniense inferior. Esta secuencia deposicional fue incluida por MONTENAT *et al.* (1990) en su Tortoniense I, como equivalente lateral de la Formación de Carracaclaca, sin embargo, en varios afloramientos en la parte occidental de la Sierra de la Tercia afloran conglomerados marinos de esta secuencia deposicional, discordantes sobre la Formación Carracaclaca, confirmando nuestra diferenciación en una unidad diferente.

2.4.4. Conglomerados poligénicos marinos (40), calcirudititas (41), margas limosas amarillentas con intercalaciones de areniscas (42), conglomerados poligénicos violáceos (44), calcirudititas y calcarenitas (45) y conglomerados poligénicos amarillentos y areniscas (46). Riodacitas (43). Tortoniense superior Messiniense

Esta unidad es transgresiva sobre el sustrato bético o sobre las unidades sedimentarias anteriores definiendo una discordancia angular, denominada en la bibliografía “discordancia intratortoniense” (ESTÉVEZ *et al.*; 1982). En el margen septentrional de la depresión del Guadalentín la base de esta unidad está representada por calcarenitas ricas en heterosteginas,

calcirudititas y calizas bioclásticas con ostreidos y equinodermos (**41**) correspondientes a la Formación Manilla (PÉREZ-LORENTE *et al.*; 1992), definida en la cercana Cuenca de Lorca; sobre esta formación se depositó una secuencia estratocreciente formada por margas limosas amarillentas con intercalaciones turbidíticas de la Formación Carivete (**42**) que termina con conglomerados marinos amarillentos (**46**). Se observan, sin embargo, grandes paleocanales de conglomerados en el seno de las margas de Carivete.



Figura 39. Calcirudititas (**41**) situadas sobre limos arenosos del Serravalliene en el margen occidental de la depresión del Guadalentín en Puerto Lumbreras

En el borde sur de la depresión del Guadalentín la serie comienza con calcirudititas (**41**) o con arenas y conglomerados poligénicos de matriz arenosa (**40**) que se interdigitán con margas limosas amarillentas con intercalaciones de arenas de la Formación Carivete (**42**); finalmente la serie culmina en el extremo nororiental de la Hoja con conglomerados poligénicos violáceos masivos de la Formación de los Secanos (MONTENAT *et al.*; 1990) (**44**).

Los conglomerados de los Secanos afloran fundamentalmente en el borde sur de la Sierra de la Tercia, pasando lateralmente hacia el norte a las margas de la Formación Carivete, como intercalaciones de debritas en el seno de estas. Los datos de paleocorrientes indican transporte hacia el noreste (MONTENAT *et al.*; 1990). Gran parte de los cantos de estos conglomerados proceden, al igual que los conglomerados de la USD III de la Unidad de Almagro. Cerca del Cortijo del Rincón ($1^{\circ} 34'20''W$ - $37^{\circ} 43'50''N$) reposan directamente mediante una

discordancia erosiva sobre esquistos de grano fino de la Unidad Cortada. En el borde sur de la depresión del Guadalentín, en la Hoja de Lorca (953), afloran conglomerados con las mismas características, pero el sentido de las paleocorrientes es contrario (MONTENAT *et al.*; 1990).



Figura 40. Sucesión estratocreciente de margas amarillentas (42) y conglomerados marinos amarillos (46) cortada por fallas en el borde noroccidental de la depresión del Guadalentín. rambla del Cañete

Las margas de Carivete de la USD IV han sido datadas con precisión por DINARÈS-TURELL *et al.* (1998) y por ROUCHY *et al.* (1998) en la parte meridional de la Cuenca de Lorca donde afloran al norte de la localidad de Lorca. El primer dato fiable de la edad de estas margas (8,26 Ma) procede de un nivel situado 420 m sobre la base de la sucesión, donde aparece por primera vez *Globigerinoides obliquus extremus* (ROUCHY *et al.*; 1998). El límite Tortoniense-Messiniense (7,15 Ma) marcado por la aparición de *Globorotalia conomiozea* y *Reticulofenestra rotaria* se encuentra a 25 m por debajo del contacto con los niveles diatomíticos de la USD V Messiniense. Las margas de Carivete contienen frecuentes cantos o bloques redepositados procedentes de niveles inferiores dentro de la sucesión, además de mucha fauna resedimentada mesozoica y paleógena procedente de los relieves subbéticos.



Figura 41. Ejemplo de paleocanal formado por conglomerados amarillentos (46) encajados en margas amarillentas (42) del Tortoniense Superior. Rambla de Cañete, en el extremo suroccidental de la Hoja



Figura 42. Transición estratocreciente desde las margas de Carivete (42) hasta los conglomerados masivos violáceos de la Formación Secanos (44) en la rambla de Cermeño en el extremo nororiental de la Hoja

La asociación de foraminíferos planctónicos presente en las margas de Carivete es generalmente pobre (ROUCHY *et al.*; 1998) representada fundamentalmente por *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina acostaensis* (levogira) y *Globigerinoides spp.* *Globorotalia menardii* (levogira) se encuentra esporádicamente. La fauna de nannofósiles calcáreos es también pobre y hay una gran cantidad de fauna del Cretácico-Mioceno medio retrabajada. Las especies autóctonas más frecuentes son Reticulofenestrídos, *Cocco lithus pelagicus*, *Calcidiscus spp.* y *Helicosphaera Stalis*. A partir de la fauna bentónica ROUCHY *et al.* (1998) determinaron que las margas se depositaron a profundidades comprendidas entre 150 y 200 m. A partir de los 780 m de la serie de margas las asociaciones de fauna bentónica indican profundidades menores próximas a los 100 m (ROUCHY *et al.*; 1998). Esta somerización de la Cuenca de Lorca hacia el Tortoniense terminal puede estar relacionada con el pulso contractivo de esta edad registrado en diversos puntos de las Béticas (WEIJERMARS *et al.*; 1985; BOOTH-REA *et al.*; 2003b; 2004b).



Figura 43. Domo y brechas autoclásicas intercaladas entre margas del Tortoniense superior. Domo de dacitas del Puntarrón en el extremo nororiental de la Hoja

En el extremo nororiental de la Hoja aflora un domo de rocas volcánicas dacíticas potásicas (**43**). Estas dacitas intruyen en el seno de margas del Tortoniense superior y son selladas por ellas. 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.

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 arcillosos-arenosos que obliteran la textura original, así como alteraciones hidrotermales que dan lugar a mineralizaciones de interés económico (Cabezo de San Cristóbal, Pedreras Viejas, Coto Fortuna). En estos casos probablemente se trate de *criptodomos* intruidos en una cobertura sedimentaria (LAROUZIÈRE, 1985). Otros domos aparecen claramente intruidos en los sedimentos marinos de edad tortoniense (domos submarinos).

Asociados a los edificios tipo domo con lavas masivas columnares se distinguen otras facies volcánicas. Alrededor de los restos masivos de domos aparecen brechas autoclásicas, hetero-

métricas y desorganizadas, producto de la autofracturación de la lava durante el crecimiento del domo. Estas brechas de domo constituyen la mayoría de los afloramientos. Otros tipos de brechas, difíciles de distinguir de las anteriores, forman niveles estratoides entre sedimentos marinos. Carecen de estructuración interna y están compuestas por clastos muy heterométricos y sin granoclasicación, e incorporan a veces clastos margosos plásticos. Aparentemente constituyen depósitos de flujos volcanoclasticos masivos, producidos por deslizamiento gravitacional sineruptivo de rocas volcánicas en el fondo marino, así como niveles de materiales volcánicos retrabajados por los procesos sedimentarios.

En posiciones más distales estos flujos masivos de brechas volcánicas pasan a niveles de cineritas, de granos finos y muy alterados, y a productos arcillosos, que son especialmente abundantes entre los sedimentos margosos que afloran alrededor de Sierra Almenara (rambla del Puntarrón).

Otra facies está constituida por brechas piroclásticas, asociadas a procesos eruptivos de mayor explosividad. Estas brechas están formadas por cantos heterométricos y bastante soldados, de un material de aspecto muy vesicular, y dispersos en una matriz fina y compactada, muy alterable a productos arcillosos. Entre los clastos aparecen también fragmentos líticos producidos por la destrucción parcial de domos previos por procesos eruptivos. Estas brechas serían resultado de etapas eruptivas explosivas discretas, de tipo vulcaniano, durante el proceso de la construcción de los domos (LAROUZIÈRE, 1985).

El tránsito Tortoniense-Messiniense en los sedimentos aflorantes en la Hoja, no está formado por sedimentos que se puedan datar directamente. Su edad se ha estimado mediante correlación estratigráfica con la cercana Cuenca de Lorca dónde afloran sedimentos que han sido datados, debajo y sobre los descritos aquí, para la Hoja de Puerto Lumbreras. En la cercana Cuenca de Lorca esta unidad está representada por tres asociaciones de facies principales:

- La primera de ellas constituida por carbonatos (arrecifes y/o calizas bioclasticas) alternantes con conglomerados y areniscas/limos, característica de medios deltáticos de tipo Gilbert desarrollados en áreas marginales de la cuenca con abundantes aportes siliciclasticos (WROBEL y MICHALZIK, 1999).
- La segunda asociación de facies está formada por calcarenitas, calciruditas y arrecifes representativa de medios marinos someros de plataforma marginal que ocupó los bordes de la Cuenca de Lorca, en áreas exentas de depósitos siliciclasticos (bordes nororiental y suroriental de la cuenca).
- La tercera asociación está formada por una alternancia de margas, diatomitas, dolomías evaporíticas y calcarenitas representativa de áreas intermedias entre el margen y el depo-centro de la cuenca con escaso aporte de sedimentos terrígenos (ROUCHY *et al.*; 1998).

La fauna presente en las diatomitas ha sido determinada por DINARÈS-TURELL *et al.* (1998) y ROUCHY *et al.* (1998). En los intervalos margosos de la formación de diatomitas los foraminíferos planctónicos son aún más escasos que en las margas de Carivete y están representados mayormente por *Globigerina bulloides*, con escasas apariciones de *Globigerinoides spp.* y *Neogloboquadrina acostaensis*. Se observa además una baja diversidad de especies de nanofósiles calcáreos representados esencialmente por Reticulofenestrídos, *Coccolithus pelagicus* y *Sphenolithus spp.* Las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican profundidades de depósito de 50-60 en un fondo pobemente oxigenado o rico en materia orgánica. En la parte superior de la secuencia no se preserva fauna autóctona y hay abundantes especies re-trabajadas y resedimentadas. Las asociaciones de diatomeas están dominadas por las especies *Thalassionema nitzschioïdes* y *Thalassiothrix longissima*. En el miembro superior frecuentemente hay especies de agua dulce como *Aulacoseira granulata* y *Stephanodiscus astrea*.

En la parte oriental de la Hoja, sobre los conglomerados violáceos de la Formación Secanos (**44**) afloran calcarenitas blanquecinas de medios de plataforma con escasos aportes. Por el contrario en el extremo suroccidental, los sedimentos que atribuimos al Messiniense son conglomerados masivos amarillentos (**45**) de medios deltaicos que muestran una continuidad sedimentaria con los conglomerados, arenas y margas del Tortoniense superior, infrayacentes.

2.4.5. Margas y margas arenosas micáceas grisáceas y versicolores y niveles de conglomerados con fragmentos de fauna. (**47, 48**). Sistemas marginales fluvio-litorales de Cimbre-Rambla Alta. Plioceno-Pleistoceno inferior

Estos materiales responden a la instalación de los primeros sistemas marginales coherentes con el relieve actual, y que tenían sus cuencas instaladas en los relieves subbéticos situados al noroeste de la Falla Norbética, como atestigua la presencia de materiales detríticos de calizas jurásicas y cretácicas, así como microfauna mesozoica resedimentada como se ha constatado en las Hojas de Lorca (953) y Totana (954) (SILVA, 1994). También cabe la posibilidad que estos materiales procedan del desmantelamiento de antiguas coberturas malágides, que incorporan secuencias sedimentarias, similares a las del subético, y de cuya presencia quedan remanentes en la Sierra de Las Estancias a lo largo del eje de la rambla de Bejar. En el sector que ocupa la presente Hoja existen afloramientos fragmentarios desde el sur de la ciudad de Lorca, aunque únicamente poseen entidad cartográfica en el sector de la rambla de Cimbre y fundamentalmente en el entorno de la rambla de Cañete al suroeste de Puerto Lumbreras, a partir de la cual se prolongan hacia el suroeste en los relieves tectónicos de la zona de Goñar y Huercal-Overa, ya en la provincia de Almería. Son equivalentes a los sistemas aluviales marginales de Lebor y Totana descritos en las Hojas de Lorca y Totana, aunque en ésta presentan secuencias más condensadas de menos de 80 m de potencia que marcan el tránsito entre sistemas litorales de desembocadura tipo *fan-delta* a llanuras aluviales distales, ya de claro carácter continental.

Estos depósitos, aparecen orlando el relieve de la Sierra de Las Estancias, y tectonizados por la Zona de la Falla de Alhama de Murcia, mostrando buzamientos variables entre 68 a 32° SE

que en ocasiones representan autenticas discordancias progresivas, como ocurre en los afloramientos de la rambla de Cimbre al noreste de Puerto Lumbreras. Al suroeste de Puerto Lumbreras, esta unidad estratigráfica se encuentra visiblemente afectada por la Falla de Alhama de Murcia, estructurándose en relieves de tipo *horst-graben* (ramblas de Cañete y Vilerda), o constituyendo relieves tectónicos lineares como ocurre en el entorno de las ramblas de los Lobos y Goñar ya en el límite con la vecina Hoja de Huercal-Overa (996).

Los materiales basales de estas unidades de transición (**47**) se encuentran tan solo bien representados al suroeste de Puerto Lumbreras, en el entorno de las ramblas de Cañete y Vilerda. Están constituidos por margas y margas arenosas micáceas, grisáceas y versicolores, que atestiguan su procedencia de los materiales metamórficos béticos de Las Estancias, o en este sector del retrabajamiento de las margas micáceas grises tortonienses (MONTENAT *et al.*; 1990). Esta unidad presenta numerosos fragmentos dispersos de *Chlamys sp.* y ostreidos, así como ocasionalmente niveles más arenosos, de carácter calcarenítico (SILVA, 1994). El carácter arenoso de estos depósitos nos indican ambientes marinos más o menos someros, que comienzan a recibir detriticos como consecuencia de la estructuración del relieve a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia.

Sobre estos materiales y en discordancia erosiva y angular se sitúan los conglomerados litorales (**48**).

Las unidades de conglomerados litorales (**48**) por lo general aparecen en contacto erosivo y angular sobre los materiales alpujárrides y/o neógenos a lo largo del margen occidental de la Depresión. Tan solo hacia el suroeste de Puerto Lumbreras se sitúan en contacto erosivo sobre sistemas de desembocadura marginales messinienses (**46**), relacionados con las ramblas de Nogalte, Cañete y Vilerda. Éstos, constituidos por conglomerados, arenas y margas, culminan en paquetes de margas arenosas micáceas (MONTENAT *et al.*; 1990) que presenta numerosos fragmentos dispersos de *Chlamys* y ostreidos, así como ocasionalmente niveles más arenosos, de carácter calcarenítico (SILVA, 1994). El carácter arenoso de estos depósitos nos indican ambientes marinos más o menos someros, que comienzan a recibir detriticos como consecuencia de la estructuración del relieve a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia. Al noroeste de Puerto Lumbreras los conglomerados comúnmente aparecen en contacto erosivo sobre el sustrato bético o, más generalmente, sobre los "fault-gouges" de carácter inverso, que incorpora brechas maláguides, alpujárrides y materiales margosos neógenos.

Dentro de los diferentes sistemas reconocidos, los mejores afloramientos y las secuencias más completas las ofrece el Abanico de Cimbre (rambla del Confitero, noroeste de Puerto Lumbreras). La base de esta unidad suele estar constituida por un depósito caótico de bloques, de hasta 1 m Ø, empastados por una matriz margo-arenosa de tonos amarillentos, que representan brechas basales procedentes del desmantelamiento de la zona de falla marginal. Por encima se desarrollan hasta tres secuencias deposicionales de conglomerados (Gm/Gms), de pequeño tamaño muy redondeados, y litoarenitas bioclásticas finamente laminadas (Sh, Sl) estratocrecientes y granodecrescentes, en las que son comunes ejemplares enteros y fragmen-

tados de *Chlamys* y *Ostreidos* de gran tamaño, así como restos de equinodermos y bivalvos y numerosos cantes perforados por litófagos. Más hacia el norte, en la rambla de Oñate estos materiales culminan en un nivel, de 1,2 m de potencia, granodecreciente, de litoarenitas de grano fino-medio muy bioclásticas (fragmentos de bivalvos, equinodermos) finamente laminadas, e intensamente bioturbadas, en facies litorales de playa, que finaliza en una cuarta secuencia, con base erosiva, constituida por conglomerados y microconglomerados de pequeño tamaño (< 1cm) muy redondeados clastosportados granodecrecientes en "facies Piñón" típicas de playas de gravas.

En discordancia erosiva y angular, se disponen al menos tres macrosecuencias positivas de "sheets" tabulares de conglomerados, subredondeados a angulosos, continentales (Gm/ Gms y Gmi) con espectro litológico fundamentalmente alpujárride y maláguide y tamaños comprendidos entre 1 y 4 cm Ø. Estas macrosecuencias culminan en potentes series (8-13 m) de arcillas arenosas y limos de tonos rosados y rojizos con diferente grado de edafización, que pueden presentar horizontes Bca fosilizados de hasta 2 m de potencia. En conjuntos las tres macrosecuencias presentan una potencia de 63-65 m y se presentan en discordancia progresiva. Inmediatamente al suroeste de Lorca (rambla de Oñate-Polideportivo Mundial'82) los conglomerados continentales presenta facies más canalizadas de gravas (Gm/Gp) clastosportadas, que incorporan cantes de litología de origen subbético (calizas mesozoicas-nummulíticas), alternando con arenas micáceas de grano medio-grueso finamente laminadas, que hacia techo se hacen predominantes llegando a alcanzar potencias de hasta 10m.

En conjunto esta unidad representa la somerización de la zona con la progradación de sistemas aluviales continentales sobre sistemas de desembocadura de tipo "fan-delta" o rambla delta, que localmente conserva las facies culminantes de playa de gravas (rambla de Oñate). Tan solo es a partir de la rambla de Cañete, donde los conglomerados litorales adquieren por si solos entidad cartográfica, constituyendo auténticos sistemas de "fan-delta" (48), que se encuentran intensamente tectonizados por la Falla de Alhama de Murcia y la unidad (47) tan solo representa las facies de conglomerados, arenas y margas arenosas de los sistemas aluviales distales que programan sobre ellos.

2.5. CUATERNARIO

Los principales depósitos cuaternarios de la Hoja, responden mayoritariamente a los depósitos fluviales y sistemas de abanicos aluviales desarrollados en la Depresión del Guadalentín y de forma más discreta a lo largo de los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de la Hoya de Fuente Álamo, así como en la cuenca de recepción de la rambla de Purias. En el sector oriental de la Depresión (Sierra de Las Estancias) tan solo tienen relativa importancia cartográfica los relacionados con las ramblas de Nogalte, Bejar y sambla Alta, ya situados en un contexto fundamentalmente erosivo.

Las Unidades Pliocenas (**47** y **48**) se continúan sin solución de continuidad hasta el comienzo del Cuaternario, donde ya la tendencia regresiva que muestran estas unidades sitúan a la

zona cartografiada en ambientes netamente continentales de carácter aluvial distal, dominados por limos y arenas con importante desarrollo edáfico de forma similar a lo que ocurre en las vecinas Hojas de Lorca (953) y Totana (954) en zonas más septentrionales. Sobre estas unidades en discordancia angular y erosiva, se sitúan los primeros depósitos netamente cuaternarios que, como se han denominado en las citadas Hojas corresponden a los conglomerados de rambla (**49**).

Tanto las Unidades Pliocenas, como los conglomerados de rambla se encuentran verticalizados e incorporados al relieve de los frentes montañosos desarrollados a lo largo de la zonas de la Falla de Alhama de Murcia y Palomares. A partir de estos se desarrollan la mayor parte de las formaciones cuaternarias aluviales que llenan la Depresión del Guadalentín y que pueden alcanzar potencias de más de 150-200 m, especialmente a lo largo de su borde occidental. Los diferentes sistemas aluviales cartografiados muestran importantes discordancias progresivas internas que se reflejan en diferentes dispositivos morfosedimentarios de agradación proximal en "onlap" a agradación distal en "offlap" (SILVA *et al.*; 1992a y b; 2003a; SILVA (1994), situación que se mantiene hasta la actualidad. Esta situación ha permitido la permanencia de las antiguas zonas endorreicas centrales de la Depresión desarrolladas durante el Pleistoceno superior y Holoceno (SILVA, 1994) y que en esta Hoja todavía conservan un carácter semi-endorreico y relevante entidad cartográfica. De hecho gran parte de las unidades aluviales y palustres diferenciadas poseen una edad comprendida entre el Pleistoceno superior y la actualidad. Así pues, el conjunto de sistema de ramblas y demás depósitos y formas torrenciales, consecuencia de su evolución reciente y procesos de avenida (riadas y/o inundaciones) son de carácter moderno, en algunos casos de carácter histórico-actual (SILVA *et al.*; 1996; 2003b) con entidad cartográfica relevante.

Al contrario que en las Hojas de Lorca, Totana y Librilla donde el tránsito de sistemas aluviales a fluviales a lo largo del eje del río Guadalentín se completa desde hace 7.000 a 3.500 años BP (CALMEL-AVILA, 2001; SILVA *et al.*; 2008), en la presente Hoja las condiciones endorreicas o semi-endorreicas se mantienen en la actualidad y tan solo las ramblas de Viznaga (norte) y Pulpí (sur) se encajan timidamente en los depósitos aluviales pleistocenos.

2.5.1. Conglomerados y brechas con bloques de procedencia bética (**49**). (Conglomerados de rambla). Pleistoceno inferior-medio

Constituidos por gravas de litología similar a la de las unidades anteriores, pero con cantos de mayor tamaño (de hasta 8cm Ø), subangulosos y peor seleccionados. Esta unidad está constituida por numerosas secuencias de cuerpos con bases ligeramente canalizadas y techo plano que muestran una potencia total de hasta más de 250 m en los sistemas torrenciales mayores (Nogalte y rambla Alta). Cada una de las secuencias está compuesta por gravas en facies Gm/Gp, que alternan con arenas micáceas microconglomeráticas en facies Sp/Sh, que eventualmente a techo presentan arenas SI de grano muy fino y limos ligeramente edafizados. Por lo general son secuencias granodecrecientes y estratodecrecientes de 4 a 2 metros de potencia. Entra en relación con la unidad anterior (**48**) mediante contacto tectónico verticalizado

y/o discordancia angular muy pronunciada. Parecen representar una reactivación del relieve, progradación proximal y estabilización de los sistemas de ramblas directas a lo largo de los sistemas marginales, dando lugar al carácter fluvio-ramblático predominante de sus depósitos. No obstante los sistemas aluviales de mayor envergadura, como el del Nogalte y rambla Alta, están constituidos por facies más "fluviales" y con mayor potencia y retrogradan hacia el interior de los frentes montañosos, situándose en discordancia sobre materiales neógenos anteriores (Nogalte) o el propio sustrato bético (rambla Alta).

En el **Abanico del Nogalte**, los depósitos correspondientes a esta unidad se encuentran representados en la margen izquierda de la rambla del Nogalte, donde se encuentran en discordancia erosiva sobre conglomerados rojos continentales de edad tortoniense (MONTE-NAT *et al.*; 1990), mientras que en la margen derecha no aparecen, ya que posiblemente su afloramiento este condicionado por una falla normal de dirección N120E a la que se acopla el actual trazado de la rambla. En las inmediaciones de Puerto Lumbreras, los depósitos basales están compuestos por conglomerados proximales, con bloques de gran tamaño ($0 > 80\text{cm}$), en facies Gms/Gm, de tipo "debris-flow", con paquetes intercalados (Gm/Gp) de cantos de menor tamaño (5-14cm 0), que a techo se hacen predominantes. Por encima, aparecen facies de conglomerados más distales, constituidos por gravas de menor tamaño (3cm - 6cm) en facies Gm/Gp clastosportados, dispuestos en cuerpos tabulares de 2 a 4 metros de potencia, con pequeñas intercalaciones de cuerpos gravas en facies Gms y de arenas micáceas laminadas (Sh/SI) dando lugar a una secuencia positiva que culmina con una alternancia de arenas micáceas (Sh/SI) y arcillas-margosas versicolores de tonos rosados ligeramente edafizadas. La serie culmina con una última unidad claramente discordante sobre las anteriores, que además se encuentra flexurada. Está compuesta por gravas de característica más fluviales, en facies Gm y Gp/Gt, dispuestas en cuerpos canalizados con base erosiva que a techo pasan a depósitos de tipo "playa-lake", constituidos por arenas micáceas de grano fino dispuestas en *sheets*, de 40 a 80 cm de potencia, intercaladas con margas-arcillosas versicolores de tonos rosados, grises y amarillos.

En el **Abanico de Rambla Alta**, la secuencia es similar, sin embargo aquí se observan, al menos, cuatro lóbulos individuales solapados correspondientes a los conglomerados distales superiores. Los conglomerados proximales basales solo se registran en la base del primer lóbulo. Cada uno representa una secuencia positiva, desde facies de tipo "debris-flow" (Gms/Gm) con bloques de hasta 60-70 cm de diámetro, facies de gravas (Gm/Gp) con intercalaciones de arenas micáceas (Sh), hasta facies gravas (Gp/Gt) fluviales con depósitos de tipo "playa-lake" a techo similares a los de la rambla del Nogalte. Estos lóbulos se encuentran corridos unos con respecto a otros, registrando un desplazamiento sinestral de la Falla de Lorca-Alhama de al menos 1 km hacia el noreste (SILVA, 1994). Los conglomerados de Rambla se encuentran situados en la margen derecha de la rambla, ya relacionados con su actual trazado, marcando un abrupto cambio paleogeográfico.

La posición cronológica de esta unidad es difícil de precisar ya que no existen contenidos faunísticos ni datos de otro tipo que sirvan de referencia. No obstante, al igual que ocurre

en las Hojas de Lorca (953) y Totana (954), esta unidad podría entrar, ya incluso, dentro del Pleistoceno medio y estar en continuidad estratigráfica, mediante discordancia progresiva con el primer sistema deposicional netamente pleistoceno. Sin embargo, nunca se observa su techo, ya que por lo general se encuentra erosionado por los sistemas deposicionales pleistocenos que conservan expresión morfológica. Así, esta unidad marca un cambio importante en el tipo de sedimentación y de la tendencia negativa de las unidades anteriores, caracterizada por la sustitución de las grandes llanuras aluviales distales que conforman las unidades anteriores, por sistemas aluviales más pequeños y de carácter torrencial, mas relacionados con los sistemas de ramblas directas que actualmente drenan la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). En este sentido también se registra un significativo cambio en la procedencia de los materiales con respecto a las unidades anteriores, ya que en estos los cantos de calizas mesozoicas procedentes de los relieves subbéticos y/o coberteras maláguides son infrecuentes y puramente testimoniales.

2.5.2. Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas (**50**). (1º fase deposicional de abanicos aluviales). Pleistoceno medio

Esta unidad representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica. Sus depósitos se sitúan en discordancia angular y progresiva sobre las formaciones conglomeráticas anteriores (**48** y **49**) con un dispositivo general de agradación proximal en "offlap". Se trata de una fase deposicional sintectónica en la que sus depósitos, ya netamente relacionados con las ramblas actuales, muestran fuertes buzamientos hacia el centro de la Depresión. En esta misma dirección el buzamiento se va haciendo progresivamente menor (desde 65° a 40°), registrando el desarrollo de una discordancia progresiva interna. Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados, dominantemente en facies Gms y Gm, de cantos subangulosos y poco seleccionados. Su espectro litológico está dominado por cantos de litología alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc.) y minoritariamente maláguide (areniscas rojas, dolomias, calizas recristalizadas, etc.), pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

Los abanicos correspondientes a esta primera fase están constituidos por un número variable de cuerpos sedimentarios superpuestos. Cada uno de estos cuerpos está separado del anterior y del posterior por discordancias erosivas y angulares de pequeña entidad, reflejando cada uno de ellos un episodio sedimentario individual ó un conjunto de ellos (BULL, 1977; HARVEY, 1990). El número de estos episodios es variable según los distintos sectores marginales de la Depresión, e incluso dentro del mismo sector entre los diferentes abanicos individuales, haciendo imposible su correlación.

Sin embargo, en conjunto, esta fase deposicional muestra tendencias evolutivas similares en los diferentes sectores de la Depresión que reflejan controles tectónicos y/o climáticos de cierta envergadura (SILVA *et al.*; 1992c; SILVA 1994). Así en todos los casos se registran secuencias positivas estratocrecientes y las facies dominantes son las Gms y Gm, reflejando procesos

depositacionales dominantes de tipo "debris-flow". La tendencia evolutiva en la vertical de los depósitos muestra un cambio progresivo de facies Gms masivas en la base, hasta facies Gm ó Gm/Gms más ordenadas hacia techo, en los que es frecuente observar intercalaciones arcillosas ("mud-flow") y depósitos de gravas, en facies Gm/Gp y Gt, de carácter "más fluvial", culminando esta fase deposicional. El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en "offlap", lo que refleja las condiciones de "relativo equilibrio" entre el poder de encajamiento de sus canales alimentadores y las tasas de aportes de sedimentos, que se mantienen "constantes" debido a la continua elevación tectónica de los relieves marginales que los alimentan. En otras palabras reflejan la aceleración del episodio tectónico, que caracterizado por movimientos verticales importantes, dio lugar al drástico cambio de áreas fuente y al depósito de la unidades conglomeráticas verticalizadas anteriores (**48** y **49**).



Figura 44. Aspecto de las superficies encostradas desarrolladas sobre superficies de abanicos aluviales del Corredor de Tebar-Campico. Se observa la intensa brechificación y re-cementación de los horizontes de calcreta masivos superiores

Las superficies de estos sistemas aluviales se encuentran axialmente 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 que aumenta hacia el sur, donde el borde meridional de la Hoja (La Escarihuella) 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 próximas adyacentes a estas se verían ya libres de sedimentación (WRIGHT y ALONSO ZARZA, 1990).

Las superficies mejor conservadas, aunque fuertemente disectadas se conservan a lo largo del borde oriental de la Depresión, al pie del frente montañoso de la Sierra de Almenara. Hacia el sur de la rambla de Purias se encuentran afectadas por la Zona de Falla de Palomares, llegando a presentar basculamientos a contrapendiente, e incluso a formar relieve tectónicos lineales paralelos al frente montañoso, como ocurre en la zona de La Escarihuella, ya en el arranque del corredor de Pulpí. En esta zona, 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. 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. Al pie del relieve tectónico de La Escarihuella se observa como 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 (7,5 YR 4/8) con estructura prismática de gran desarrollo vertical, y cutanes arcillosos de grandes dimensiones.



Figura 45. Plan de falla subvertical de carácter inverso, afectando a depósitos aluviales cementados y encostrados de los abanicos del Pleistoceno medio. Sector meridional de la Depresión, al pie del relieve tectónico lineal de Cabezo del Muro (La Escarihuella)

A lo largo del margen occidental de la Depresión, los afloramientos son de menor entidad y tan solo se han conservado en relación con pequeñas depresiones tectónicas generadas por relieves tectónicos interpuestos desarrolladas a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia y afectadas por ella. Los más importantes se encuentran al sur de Puerto Lumbreras asociados a las ramblas de Cañete, Los Carrascos y Los Lobos. En este margen de la Depresión el desarrollo edáfico de las calcretas es menor (SILVA, 1994), y a lo sumo alcanzan el grado III (horizontes nodulares) de la clasificación de MACHETTE (1985).

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 (SILVA *et al.*; 1992c), posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio avanzado (SILVA, 1994).

2.5.3. Arcillas arenosas con cantos y bloques dispersos meteorizados (51). (Glacis de cobertura-manto de meteorización). Pleistoceno medio-superior

Estas constituyen formaciones de carácter mixto, formadas principalmente por horizontes de alteración retrabajados por procesos de arroyada laminar, que presentan a escala global morfologías de tipo glacis y se sitúan en el interior de los relieves de Almenara y Las Estancias. Los de mayor extensión cartográfica se desarrollan en la cuenca de recepción de la rambla de Purias en el interior de la Sierra de Almenara y se forman a partir de los horizontes de meteorización irregulares, discontinuos, y poco potentes (0,2 -1,4 m) desarrollados sobre los micaesquistos y gneises nevado-filábrides que afloran en esta zona. Por lo general constituyen un manto de alteración arenó-arcilloso a arcilloso de tonos rojizos a pardos, que incorpora numerosos cantos y bloques de hasta 0,4-0,3 m de diámetro, muy angulosos, fundamentalmente de cuarcitas y gneises en avanzado estado de alteración. Presentan un alto grado de carbonatación, pero no llegan a estar cementados, ni a desarrollar horizontes calcáreos importantes. Los cortes pertenecientes a estos depósitos son muy escasos y los de mejor calidad tan solo se conservan a lo largo del eje de la rambla de Purias. En este sector, que corresponde a las zonas más distales o centrales, se observa que los últimos 0,2-0,3 m de estos depósitos presentan un claro retrabajamiento por arroyada laminar, con hileras de cantos y niveles centimétricos de arenas-arcillosas intercalados.

En la Sierra de Las Estancias los afloramientos son de mayor entidad y se sitúan a lo largo del eje de la rambla de Bejar, sobre los conglomerados tortonenses o directamente sobre las filitas alpujárrides. En este sector los depósitos son igualmente irregulares y discontinuos, pero presentan una morfología y sedimentología más asimilables a glacis de cobertura. Representan mantos de arroyada de escasa potencia, generalmente inferior a 1 m, mejor desarrollados sobre los afloramientos tortonenses, donde además presentan un grado de recarbonatación más elevado.

En ambos casos, representan mantos de alteración asociados a momentos de estabilización de las cabeceras de las ramblas, que permiten su reelaboración en vertientes de enlace de tipo glacis y que posteriormente son reincididos por la red de drenaje. Dada su relación geomorfológica con otras unidades cuaternarias y su visible grado de recarbonatación se les ha asignado una edad relativa de Pleistoceno medio, aunque su reelaboración pudo muy bien extenderse hasta el comienzo del Pleistoceno superior.

2.5.4. Cantos, bloques y arcillas fuertemente cementados (52). (Coluviones de Tebar). Pleistoceno medio

Estos representan formaciones de origen gravitacional que se adosan a los relieves marginales de los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de la Hoya de Fuente Álamo en el interior de la Sierra de Almenara. No obstante los afloramientos cartografiados de mayor entidad se sitúan en los alrededores del Castillo de Tebar y en la margen norte de las ramblas de los Chuecos y Arrieros.

Están constituidos por cantos y bloques, de hasta 0,4-0,5 m de diámetro, fundamentalmente de cuarcitas, y en menor medida de micaesquistos y filitas de procedencia alpujarride, empastados por una matriz arcillosa fuertemente cementada, buzamientos superiores a los 35-40° y potencias de hasta 10 metros. Llegan a desarrollar importantes horizontes de calcreta masivos y morfologías en forma de tableros. Su relación con el sustrato bético se realiza mediante contacto mecánico, observándose planos de falla casi verticales, con buzamientos superiores a los 75°, sobre los que se desarrollan dos familias de estrías casi ortogonales entre sí. La más antigua posee un ángulo de deslizamiento ("pitch") de 80-90°, y la más moderna de 10-5°. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 200-300 m de las zonas de falla que las alimentan. Representan cuñas coluviales sintectónicas relacionadas con la estructuración tectónica de los corredores de Tebar-Campico y de la Hoya de Fuente Alamo.

Aunque su afloramiento es muy local, su importante grado de cementación y los hechos que desarrollean calcretas masivas a techo y se encuentren tectonizadas, hacen que sea posible su correlación con la primera fase deposicional de abanicos aluviales en el interior de la Depresión del Guadalentín (**50**), por lo que se le ha asignado una edad relativa de Pleistoceno medio.

2.5.5. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (**53**). (2^a fase deposicional de abanicos aluviales-episodio de "backfilling"). Pleistoceno medio-superior

El depósito de esta segunda fase viene marcado por el desarrollo de una importante discordancia angular sintectónica, en las zonas proximales de la mayoría de las ramblas que desembocan a la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*; 1992a; 1992b; SILVA, 1994). En la margen occidental de la Depresión, a lo largo de la Falla de Alhama de Murcia, se sitúan en discordancia sobre los escasos afloramientos de la primera fase deposicional o bien encajados en ellos, siendo este su dispositivo característico en su borde oriental a lo largo de la zona de Falla de Palomares. Su depósito refleja un marcado atenuamiento, y en último término el fin, de una actividad tectónica importante a lo largo de los márgenes de la Depresión del Guadalentín. Las superficies deposicionales de esta fase constituyen la zona proximal de los cuerpos de abanicos aluviales, poseyendo una excelente conservación geomorfológica a lo largo del trazado de la Falla de Alhama de Murcia, entre Lorca y Puerto Lumbreras. Sus depósitos muestran buzamientos que se van haciendo progresivamente menores hacia el centro de la Depresión (desde 40-32° a 8-6°), registrando su desarrollo una clara discordancia progresiva interna. En el sur de la Hoja, ya en el límite con la correspondiente a Vélez Rubio (974), los depósitos pertenecientes a esta segunda fase son los que acaban de elaborar las superficies aluviales que terminan por desbordar los relieve tectónicos interpuestos, como ocurre claramente en las ramblas de Los Lobos y Los Carrascos, donde sus superficies se encuentran flexuradas por la actividad de la Falla de Alhama de Murcia.

En el margen oriental de la Depresión, a lo largo de la Falla de Palomares, las superficies correspondientes a esta fase deposicional se encuentran obturadas por los relieve tectónicos lineales que se desarrollan sobre los depósitos cementados de la primera fase deposicional

(50) y en algunas ocasiones afectadas por el sistema de fallas normales N10-20E que los generaron, dando lugar a modestos escarpes de falla de saltos inferiores al metro (SILVA, 1994; SILVA et al.; 1997).

En conjunto, esta fase registra un máximo de cinco episodios deposicionales mayores, cada uno de ellos con secuencias de tipo positivo. Estos presentan una tendencia evolutiva vertical hacia un cambio progresivo de facies Gm y Gm/Gp masivas ("debris flow" no cohesivos) en la base, hasta facies Gp ó Gt con intercalaciones Sp/Sh muy bien organizadas (depósitos canalizados) hacia techo, en donde es característico la presencia de niveles de gravas imbricadas (Gi) y arenas laminadas (Sh) muy ordenadas (depósitos de tipo "sheet flood") que en muchos de los casos constituyen sus superficies. El desarrollo edáfico interno limitado, discontinuo, y siempre relacionado con las facies de carácter más distal a techo de los primeros dos o tres episodios deposicionales de esta fase: Estos muestran por lo general un apreciable desarrollo edáfico representado por el desarrollo de suelos pardo-rojizos y pardos truncados, de los que solo se conservan sus horizontes argílicos y carbonatados, con potencias que nunca superan los 40 cm. Por el contrario, las superficies de esta fase deposicional no poseen desarrollo edáfico significativo, pero en la mayoría de los casos se encuentran bastante cementadas, pudiéndose confundir con horizontes de calcretas masivas (SILVA, 1994), siendo los cortes más característicos en este aspecto el de la rambla de La Torrecilla, al sur de Lorca, y la de Garganta al norte de Purias.

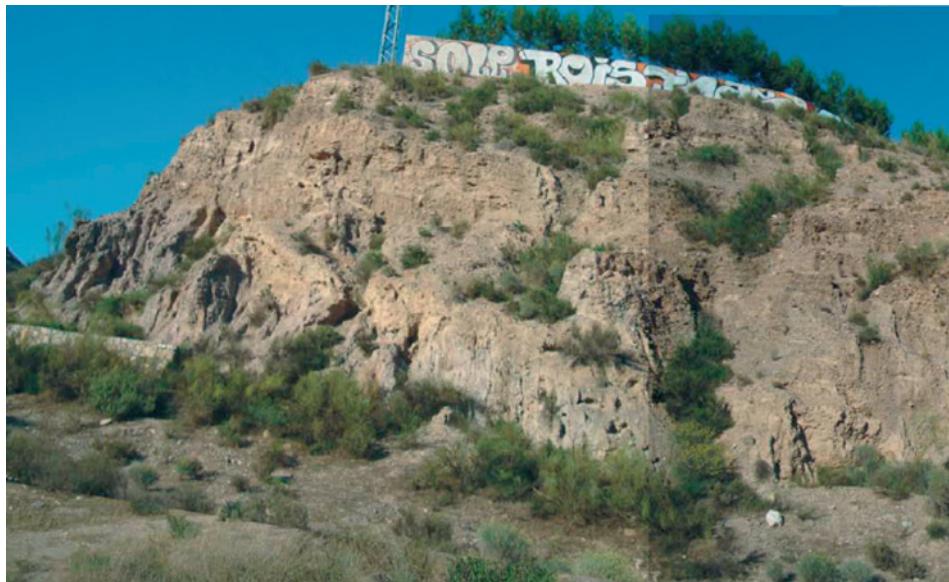


Figura 46. Conjunto sedimentario relacionado con la construcción de abanicos aluviales con programación proximal en onlap, correspondiente a la 2^a fase deposicional. Margen derecha de la rambla del Mundial 82. Hospital de Lorca al suroeste de la ciudad

El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en "onlap" condicionado por la discordancia progresiva. Su desarrollo morfosedimentario culmina en un episodio de "backfilling" generalizado en toda la Depresión del Guadalentín. Este episodio refleja el cese de la actividad tectónica importante a lo largo de dichos márgenes de la Depresión, permitiendo el retroceso de la sedimentación que acaba por llenar las diferentes irregularidades existentes en los relieves marginales, fosilizando las zonas de falla. La consecuencia geomorfológica es la generación de superficies ligeramente convexas aparentemente no segmentadas, que caracterizan a estos abanicos aluviales en la mayor parte de los sectores de la Depresión. Estos constituyen los cuerpos típicos de los abanicos aluviales del Guadalentín, y en todos los casos aparecen disectados axialmente por sus antiguos canales alimentadores (ramblas actuales) que generan trincheras de cabeceras de hasta 12-14 m de profundidad por 400-500 m de longitud (SILVA 1994). En la circunvalación de la ciudad de Lorca (en las proximidades del Hospital y el Polideportivo Mudial'82) pueden observarse buenos ejemplos de los rellenos pertenecientes a esta fase en la zona marginal del relieve de la Sierra de Las Estancias, así como de las discordancias progresivas asociadas.

En el interior de los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de la Hoya de Fuente Alamo, estas superficies representan los depósitos aluviales más antiguos. Son los primeros que comienzan a llenar estas depresiones, aunque debido a la escasa disección axial a la que están sometidos, tan solo es posible observar la última fase deposicional relacionada con el episodio de "backfilling", que también aquí es patente. El mejor ejemplo es el abanico de Campico de Lirios.

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 (ISS 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. Bloques y megabloques empastados en arcillas (Depósitos de deslizamiento). Pleistoceno medio-superior (**54**); Pleistoceno superior (**57**)

Estos materiales tan solo se encuentran bien representados en la margen septentrional de la rambla de Los Chuecos, aguas arriba del Castillo de Tebar. Constituyen una formación de claro origen gravitacional formada por un conjunto caótico de bloques y megabloques, fundamentalmente de calizas muy recristalizadas, que pueden alcanzar hasta decenas de metros de eje mayor y volúmenes de hasta 60 - 80 m³ (**54**). Se trata de materiales deslizados a favor de antiguas zonas de cabalgamiento vergentes hacia el sur. En la zona basal y lateral de este deslizamiento se pueden observar depósitos correspondientes a coladas de barro, constituidos por arcillas muy cohesivas con bloques y cantos muy angulosos, muy numerosos y dispersos,

recubiertos y remodelados por formaciones de tipo cono de deyección (**57**) más modernas. Una formación similar a estas últimas pero de menor extensión también se desarrolla en la zona de cabecera de la rambla de La Hoya de Fuente Álamo.

Sobre estos materiales se encuentran encajadas formaciones aluviales pertenecientes al Pleistoceno superior-Holoceno, por lo que se le ha asignado una edad relativa de Pleistoceno medio-superior a los cuerpos deslizados principales (**54**) y de Pleistoceno superior a las reactivaciones basales y laterales de estos (**57**), aunque su actividad en cabecera seguramente continuó durante el todo el Pleistoceno superior, ya que se observan cicatrices de despegue bastante bien conservadas.

2.5.7. Arenas y limos pardos con niveles de gravas (**55**). (Glacis). Pleistoceno superior

Este tipo de depósitos están poco representados en la Hoja. El mejor ejemplo aparece en la esquina noreste de la Hoja, sobre el interflujo de las ramblas de Las Alquerías y la de Lino, en un contexto fundamentalmente erosivo. Se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limpia y con pequeñas pasadas de gravas subangulosas (Gm) intercalados y que no llegan a alcanzar los 1,5 m de potencia. Por su relación geomorfológica con otras unidades cuaternarias se le atribuye una edad Pleistoceno superior, correlativa al comienzo de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales (**56**).

2.5.8. Gravas, arenas y arcillas (3º fase deposicional de abanicos aluviales). Pleistoceno superior (**56**); Pleistoceno superior-Holoceno (**59**); Holoceno (**63**)

El desarrollo y depósito de esta tercera fase deposicional, refleja un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales marginales de la Depresión del Guadalentín. En todos los casos los abanicos pertenecientes a esta fase se encuentran encajados en los cuerpos de abanico pertenecientes a las dos fases anteriores. 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 neto carácter progradante hacia centro de cuenca a sus depósitos en la que se pueden diferenciar hasta tres grandes episodios deposicionales progradantes (dispositivos telescopicos) que sin solución de continuidad se prolongan en los cuerpos de abanicos pleistoceno superior-holocenos (**59**) y holocenos (**63**), sobre la que en último término terminan progradando los lóbulos distales activos relacionados con inundaciones históricas y/o modernas (**67, 69**).

Al contrario que en las dos primeras fases deposicionales, y debido al fuerte carácter disectivo y progradante del estilo sedimentario dominante, 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). Este hecho provoca que cada uno de los episodios deposicionales mayores posea expresión geomorfológica propia, caracterizada por el desarrollo

de extensas superficies de poca pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de tipo "sheetflood". Estos depósitos, poseen poco espesor, no llegando nunca a sobrepasar los 3-4 m de potencia vista. Las facies dominantes son variadas, como Gi (Gm), delgados niveles laminares (Sh, Sp), y arcillas. Las facies de gravas imbricas (Gi) solo son importantes en el primer episodio deposicional (56), y aguas abajo de los sucesivos puntos de intersección en los abanicos aluviales más extensos (La Torrecilla, rambla alta, Nogalte, Vilerda, Aljibejo y Purias), siendo las facies de arenas (Sh y Sp) y arcillas las dominantes en los abanicos de menor envergadura, y en los últimos episodios deposicionales. Dentro de estos últimos cabe destacar el gran abanico de desembocadura del Guadalentín en la Depresión (Abanico de Lorca) que ocupa el tercio superior de la misma, así como los asociados a las ramblas de Béjar y Nogalte.

Al igual que las dos primeras fases, su desarrollo registra una discordancia progresiva, que aunque de menor entidad, es significativa, observándose una progresiva disminución de las pendientes deposicionales desde los 8° hasta superficies subhorizontales. Por lo general, es raro observar afloramientos en los que se detecte (en corte) las relaciones existentes entre los depósitos de esta fase y los pertenecientes a las anteriores, pero en los casos en que sucede, se registra una discordancia progresiva. Sobre las superficies de los distintos episodios deposicionales, no se produce desarrollo edáfico significativo y no presentan rasgos de cementación apreciables. Por regla general, sus superficies entran ya dentro de los terrenos cultivados de la huerta murciana y en la actualidad más del 90% de las superficies aluviales pertenecientes a esta fase se encuentran recubiertas por invernaderos.

Aunque dentro de la escala temporal esta tercera fase deposicional sería la que abarcara menor tiempo, a escala cartográfica es la mejor representada, ya que cada uno de sus episodios deposicionales posee expresión geomorfológica propia. En este sentido el periodo temporal que abarca esta fase deposicional, se encuentra fundamentalmente representado en la horizontal, y no en la vertical, siguiendo la progradación de los sistemas marginales hacia zonas centrales de cuenca. Como se ha comentado, este dispositivo de agraciación distal, se prolonga sin solución de continuidad en los cuerpos de abanicos y bajadas distales activas holocenas (**67**), así como en los lóbulos distales activos generados por inundaciones históricas y recientes (**69**).

Cronológicamente abarcarían el comienzo del último periodo glacial y la correspondiente deglaciación (ISS 4, 3 y 2), mientras que los más recientes se prolongarían durante el presente interglaciar (ISS 1). Dataciones de C¹⁴ (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2000; 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)), indican que su depósito tuvo lugar con anterioridad a los 16.400 ± 270 años BP. MACKLIN *et al.* (2002) indican que en la zona mediterránea se han registrado un total de al menos 10 episodios de aluviation 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 episodio deposicional de esta fase (**56**). Por otro lado los depósitos correspondientes al segundo episodio

deposicional de esta fase (**59**) pasan lateralmente a depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca en la Hoja de Lorca (953), de los cuales se posee numerosa información cronológica (CALMEL-AVILA, 2001; 2002; SILVA *et al.*; 2008). En base a los datos de estos autores, los diferentes cuerpos sedimentarios que componen este segundo episodio deposicional (**59**) se le ha asignado una edad relativa de Pleistoceno superior-Holoceno que abarcaría desde el comienzo del periodo de la deglaciación hasta el Optimo climático Holoceno (6.500 - 6.700 años BP; ZAZO *et al.*; 1993), como han confirmado recientes dataciones C¹⁴ realizadas en las proximidades de Lorca (SILVA *et al.*; 2008). Por último el tercer episodio deposicional de esta fase (**63**) posee un más que completo registro geoarqueológico en la zona apical del Abanico de Lorca alimentado por el sistema de ramblas-sangradores de "La Tiata". Estos depósitos poseen entre 5,5 y 6 m de potencia en el entorno urbano de Lorca, y según diferentes excavaciones arqueológicas (MARTÍNEZ RODRIGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997; STRYCDONCK, *et al.*; 2001) se encuentran fosilizando niveles de ocupación neolíticos, calcolíticos y argaro-lbéricos (Edad del Bronce) de ca. 5.000, 4.100 y 3.400 años BP datados por C¹⁴ (STRYCDONCK, *et al.*; 2001), desarrollados sobre la superficie del episodio deposicional anterior (59) (SILVA *et al.*; 2008). Estos niveles se encuentran fosilizados por depósitos de limos y arcillas marrones con niveles de arena interestratificados de un total de 2,8-3 m de potencia, sobre el que se asientan estructuras romanas pertenecientes a los siglos II A.C. (ca. 2.200 años BP) y I-III D.C. (ca. 1.700 años BP), sobre los que se disponen niveles de limos marrones con gravas dispersas que contienen restos de cerámica árabe datados en el siglo XII D.C. (ca. 800 años BP MARTÍNEZ RODRIGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997). La serie culmina con unos dos metros de rellenos antrópicos pertenecientes a los siglos XVII-XVIII.

2.5.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (Coluviones). Pleistoceno superior (**58**); Pleistoceno superior-Holoceno (**62**)

Por lo general, en la mayoría de los casos cartografiados, constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que incluyen los coluviones y conos de derrubios y deyección que se disponen orlando los diferentes frentes montañosos de falla de la Depresión del Guadalentín y corredores tectónicos de la Sierra de Almenara. También son importantes en las paredes de las ramblas principales que disectan las Sierras de Almenara y de Las Estancias. Presentan una litología variable en función del sustrato diferenciándose dos unidades con distinta edad relativa en función de sus relaciones geomorfológicas con otras unidades aluviales y/o fluviales cuaternarias.

Los más antiguos, correspondientes al Pleistoceno superior (**58**) se desarrollan ampliamente en todos los frentes montañosos indicados, aunque son especialmente importantes a lo largo de la zona más meridional del frente montañoso de Almenara y su interior. También son importantes todas las que orlan el relieve tectónico de la Sierra de Enmedio al sur de la Hoja, así como los numerosos relieves residuales que se desarrollan en sus proximidades. La mayor parte de estos depósitos puede considerárseles como auténticos depósitos de piedemonte, más que propiamente coluviones. En cualquier caso, dado lo reducido de sus áreas fuente, incorporan numerosos bloques y cantos de litología metamórfica empastados en una matriz

arcillosa, poco consolidada, en la que es difícil observar ningún tipo de estructuración. Los correspondientes al Pleistoceno superior-Holoceno (**62**) son más característicos en el interior de las ramblas y representan formaciones algo más energéticas que las anteriores, donde los conos de deyección son característicos, dando lugar a formaciones de cantos y bloques muy angulosos poco consolidadas y con un porcentaje menor de matriz arcillosa.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente estas formaciones se han asignado al Pleistoceno superior s.s. (**58**), y al Holoceno (**62**). Aunque, en la Hoja de Puerto Lumbreras no se posee ningún dato, depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas cercanas (El Ramonete; Alicante) indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final del Pleistoceno superior acompañada de una aparente deteriorización climática en niveles con industria atribuible al Musteriense y Magdalenense (MONTES, 1989; CARRIÓN, 1992; CARRIÓN *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.

2.5.10. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (Canales de desbordamiento y fondos de valle colgado). Pleistoceno superior-Holoceno (**60**) y Holoceno (**64**)

Se incluyen en este epígrafe los depósitos asociados a canales de desbordamiento actualmente abandonados (**60**), que se desarrollan sobre las superficies aluviales de la tercera fase deposicional (**56, 59 y 63**), así como (fundamentalmente) los que aparecen llenando el fondo de los diferentes valles que disecan la Sierra de Almenara y que están colgados (**64**) respecto a los actuales fondos de ramblas que poseen como nivel de base activo el del mar Mediterráneo. Se conectan con estas mediante importantes escalones de erosión remontante y dentro de ellos pueden diferenciarse dos generaciones escalonadas conectadas mediante tramos de importante incisión lineal.

Respecto a los canales abandonados fundamentalmente se han generado 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 y, en otros casos, como en la rambla del Burruel (Polígono Industrial de Lorca) y Los Carrascos (suroeste de Puerto Lumbreras) estos canales abandonados se han producido como consecuencia del desplazamiento sinestral de la Falla de Alhama de Murcia, entre el Pleistoceno medio y el Superior (SILVA, 1994; SILVA *et al.*; 2003) y corresponden a los antiguos canales axiales de los abanicos.

Están constituidos por depósitos finos, limos pardos masivos 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, he-

cho que ocurre en el interior de la Sierra de Almenara. La naturaleza litológica de estos varía según el área fuente. Los fondos de valle colgado pueden aparecer ligeramente encostados, funcionando como elemento protector contra la erosión, que da lugar a resaltes en los escalamientos de erosión remontante donde terminan estos depósitos.

2.5.11. Gravas y arenas sueltas con niveles de arcillas (terrazas fluviales de rambla). Pleistoceno superior, Holoceno e históricas-actuales (**61**, **65** y **70**)

No constituyen formaciones extensamente desarrolladas en la Hoja. Dado que el grado de disección en el interior de la cuenca es muy escaso y, además abundan condiciones semiedorriélicas. Los pocos depósitos de este tipo, y formas estrictamente fluviales tan solo se desarrollan en el interior de las ramblas que dissectan los relieves de las Sierras de Almenara, Carrasquilla y de Las Estancias. Los sistemas de terrazas más importantes son los asociados a las ramblas del Nogalte y Bejar en la Sierra de Las Estancias, y los de las ramblas de Purias-Los Madroñales, Los Chuecos, Arrieros y Fuente Alamo en la Sierra de Almenara, aunque las tres últimas tan solo desarrollan el nivel de terraza más alto (Pleistoceno superior-Holoceno) y de mayor desarrollo en la Hoja.

Dado el elevado grado de disección al que se encuentra sometido el interior de la antigua Cuenca neógena de Lorca, en esta Hoja se han diferenciado un total de tres niveles de terraza asimilados al Pleistoceno superior-Holoceno, a cotas relativas comprendidas entre los +10-6 m (**61**), Holoceno entre +6-4 m (**65**) e Históricas-actuales a +3-2 m (**70**), en este caso solo representadas en la rambla de Nogalte. La secuencia más completa se observa en su principal sistema de drenaje secundario constituido por la rambla de Nogalte, único curso donde se encuentran tres niveles fluviales. Estos están constituidos por arenas, gravas y bloques poco cementados que a techo presentan niveles de menor granulometría y matriz arcillo-limosa actualmente dedicados a tierras de cultivo.

Esta litología, típicamente arenosa, tiene estructuras sedimentarias fluviales de migración de canales y barras (Sp y St), que incluyen lags basales y niveles interestratificados de gravas poco seleccionadas de calibre variable (Gp y Gt). Estos últimos poseen mayor potencia y representación en los niveles más modernos (**65** y **70**), pero en ningún caso sobrepasan los 2-3m de potencia.

Los niveles de terraza son muy modernos, a partir del Pleistoceno superior final en el interior de los relieves (con posterioridad a los 7.000–7.500 años BP), coincidiendo en gran parte de los casos con la tercera fase deposicional de abanicos aluviales como se ha constatado en el Abanico de Lorca (SILVA et al.; 2008). Los niveles holocenos se estiman de la Edad del Bronce o periodo argaro-ibérico (ca. 2.500 años BP) en la Depresión del Guadalentín (CALMEL-ÁVILA, 2002; SILVA et al.; 2008), aunque en la Hoja de Lorca la incisión pudo comenzar durante la época romana (ca. 2.000 años BP), según atestiguan diversos hallazgos arqueológicos sobre ese nivel en el entorno urbano de Lorca. Los niveles más recientes pueden atribuirse en la zona a la época medieval-musulmana (650–555 años BP) y al período frío de la Pequeña Edad

de Hielo según se registra en la zona de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2002) y en otras zonas del sureste de la Península (SCHULTE, 2002), en relación con procesos de inundación históricos recientes. Aunque en la presente Hoja estos niveles más bajos sólo tienen relevancia cartográfica en la rambla de Nogalte, aparecen profusamente como terrazas de rambla en las trincheras de cabecera de los abanicos más importantes (rambla Alta, Béjar, Vilerda, Purias).

2.5.12. Limos y arcillas con cristales y efluorescencias de yeso (**66**). ("Playa-lakes"). Pleistoceno superior-Holoceno

Se han agrupado en este epígrafe depósitos de playa-lake de diferentes características, siendo los más significativos los denominados "salares" o "humedales salinos". Aunque en la Hoja de Totana (954) son muy abundantes (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992), en ésta, se localizan en el centro de la depresión, siguiendo un surco alargado según el eje de la misma pero desplazado hacia el ENE, con dos depocentros significativos: los salobrals, al sur de Lorca y en los alrededores de la Ermita de los Carrascos, al este de Puerto Lumbreras. Se encuentra en continuidad geomorfológica y estratigráfica con los depósitos distales de la totalidad del sistema de aportes del Pleistoceno superior y Holoceno que rellenan dicha depresión (principalmente **50, 59, 63 y 69**) ocupando una posición interabanco. Se encuentra constituido por depósitos de limos, con pasadas de arcillas que están caracterizados por presentar niveles de 1 a 2 cm de espesor de yesos laminares, así como numerosos cristales de yesos lenticulares de escala centí y milimétrica. La potencia total de este tipo de depósitos no suele sobrepasar los 1,5 - 2 m. Actualmente, como ocurre en la Hoja num. 954 (Totana), no es verdaderamente funcional, y cuando lo son, tienen un carácter temporal (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). Su retroceso es debido en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido la región (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992).

2.5.13. Arenas y limos con gravas dispersas (**67**). (Abanicos aluviales y bajadas activas). Holoceno

Estas formaciones superficiales se desarrollan a partir de los puntos de intersección más distales ubicados en los abanicos del Pleistoceno superior – Holoceno y holocenos con los cuales se disponen en continuidad sedimentaria. Como se ha comentado anteriormente, poseen un dispositivo sedimentario de agradación proximal en "offlap" al igual que los de la 3^a fase deposicional. Se desarrollan principalmente en el piedemonte de la rama sur de la Falla de Lorca –Alhama de Murcia, fundamentalmente entre el sur de Lorca y la rambla de Bejar y al sur de la rambla de Nogalte. Desde el punto de vista sedimentario pueden aplicárseles todas las observaciones realizadas para los abanicos aluviales del Pleistoceno superior y Holoceno, con la salvedad de que estos que aquí se tratan constituyen las zonas sedimentarias e hidrológicamente activas de los sistemas torrenciales marginales de la Hoja.

Datos de C14 (CALMEL-AVILA, 2000; SILVA *et al.*; 2003) existentes en diferentes zonas del valle del Guadalentín de la vecina Hoja núm 953 (Lorca), indican que estos cuerpos sedimen-

tarios se han construido en diferentes fases durante los últimos 6.500 años. Al igual que en el caso de los depósitos de desbordamiento (**69**), se pueden relacionar con los diferentes episodios deposicionales meso-neolíticos, calcolíticos y fundamentalmente argaro-ibéricos (> 2.500 BP) que también constituyen el relleno fluvio-palustre de la Depresión del Guadalentín que se desarrolla ampliamente en la Hoja de Sotana (954). Es necesario señalar que dataciones realizadas en terrazas de trinchera de abanico relacionadas con estos cuerpos sedimentarios arrojan edades comprendidas entre ca. 2.300 y 1.900 años B.P. (CALMEL-AVILA, 2000; MARTÍNEZ-DÍAZ y HERNANDEZ ENRILE, 2000; SILVA *et al.*; 2003). No obstante, los más recientes se encuentran plenamente desarrollados por las grandes inundaciones (o riadas) de carácter histórico que han acontecido en la zona (LÓPEZ BERMÚDEZ *et al.*; 2002). Hay que tener en cuenta que mientras estos sistemas distales aún eran (y son) activos los procesos de encajamiento fluvial progresaban desde la parte norte de la Depresión, en las Hojas nums. 934 (Murcia) y 933 (Alcantarilla), desde al menos los ca. 2.300 años B.P. (SILVA *et al.*; 1996; CALMEL-AVILA, 2002).

2.5.14. Gravas, arenas y bloques (**68**). (Fondos de rambla). Holoceno

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de los valles que drenan la Hoja de Puerto Lumbreras, ya que todos ellos poseen una dinámica torrencial y son potencialmente activos. Los de mayores dimensiones (ramblas de Nogalte, Bejar y Viznaga) suelen desarrollar importantes barras, laterales y de meandro o "point-bar" (representadas en el Mapa Geomorfológico). En la depresión del Guadalentín, son característicos los sistemas de ramblas directas, las cuales funcionan mayoritariamente como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y solo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995). Por el contrario, en la Cuenca de Lorca, adscrita en gran parte a esta Hoja, los sistemas de ramblas se articulan de forma jerarquizada, estando todas ellas incluidas en la red de drenaje de los tributarios del Guadalentín. En cualquier caso, en ambas zonas la mayoría de los fondos de valle están constituidos por una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura que tapiza homogéneamente los lechos de las ramblas. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terrazillas, que solo en son cartografiables en los cauces de las ramblas de Nogalte y Bejar. Todas son barras longitudinales que se disponen en el centro de los lechos subdividiendo y multiplicando el número de canales (funcionales o no) en su interior, y llegando a formar auténticos sistemas de desembocadura braided con patrón dicotómico.

2.5.15. Limos, arenas y gravas dispersas (**69**). (Depósitos de desbordamiento). Holoceno

Se trata de depósitos de desbordamiento ubicados en las zonas más deprimidas de esta Hoja que tienen su referente en la vecina Hoja de Lorca, donde están descritos detalladamente en el mismo límite con ésta. Son los situados en la margen derecha del Guadalentín a su salida en la depresión y sobre los que se asienta la "parte baja" de la ciudad de Lorca. Allí tienen entre

5,5 y 6 m de potencia y según diferentes excavaciones arqueológicas (MARTÍNEZ RODRIGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997; STRYCDONCK, *et al.*; 2001) se encuentran fosilizando niveles de ocupación neolíticos y calcolíticos de entre c.a. 5.000 y 4.100 años BP. Sucesivamente van apareciendo en las distintas capas, un nivel de ocupación argaro-ibérico (Edad del Bronce) datado en 3.370 ± 40 años BP (STRYCDONCK, *et al.*; 2001), otros sobre el que se asientan estructuras romanas pertenecientes al Siglo II A.C. (c.a. 2.200 años BP; MARTÍNEZ RODRIGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997), sobre éstas que contienen restos de cerámica árabe datados en el siglo XII D.C. (c.a. 800 años BP MARTÍNEZ RODRIGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997), todavía, unos dos metros más de rellenos antrópicos pertenecientes a los siglos XVII-XVIII. Todo ello, también en la Hoja de Puerto Lumbreras, documenta la existencia de importantes fenómenos de desbordamiento históricos que inundaron distintos núcleos de población argaro-ibéricos, romanos y musulmanes, siendo este el último significativo en el entorno urbano de Lorca, en el límite septentrional de la Hoja, y aún más recientes, en 1651 y 1802.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los dos principales elementos morfológicos que conforman el relieve de las Zonas Internas de las Béticas en la Región de Murcia, son la sucesión de sierras y depresiones que en dirección NE-SW siguen la estructura de la Cordillera. Éstas se articulan a favor de antiguos accidentes béticos y/o las diferentes fallas activas que con dirección NE-SW atraviesan el levante murciano. 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 los elementos geomorfológicos más característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA *et al.*; 2003b). Los frentes más importantes son los que jalonan la Depresión del Guadalentín a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia por su margen noroccidental, y de las fallas de Palomares y Carrascoy por su margen oriental. Entre estas dos últimas se produce un importante "gap" de relieve mediante el cual la Depresión del Guadalentín se conecta morfológicamente, se abre, hacia el Campo de Cartagena.

En detalle, la Hoja de Puerto Lumbreras abarca la zona meridional de la Depresión del Guadalentín, situada al sur de Lorca, así como los relieves y corredores tectónicos de las Sierras de Almenara (este) y Las Estancias (oeste). Las cotas máximas se sitúan un poco por encima de los 920 m en los relieves de Peña Rubia y Torrecilla al oeste de Lorca, y de casi 880 m en el Pico del Talayón incluido en la divisoria hidrográfica con las cuencas litorales de Ramonete y Águilas. Las cotas mínimas se sitúan entorno a los 280-290 m en el interior, a favor de los ejes de las ramblas de Viznaga (norte) y Pulpí (sur), que constituyen el eje del nivel de base axial de la Depresión, aunque no constituye un auténtico sistema fluvial axial, ya que en esta zona permanecen las condiciones semi-endorreicas y solamente desagua durante riadas importantes. Los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de La Hoya de Fuente Álamo, situados en el interior de Almenara, se encuentran colgados respecto a la anterior situándose a más de

100 m de altitud relativa en cotas comprendidas entre los 500 y 600 m. En la zona meridional de la Hoja, al sureste de Puerto Lumbreras aparece el único relieve interior de la Depresión en toda la región de Murcia, la Sierra de Enmedio, que con cotas máximas de algo más de 630 m se eleva entre 250 y 300 m por encima del fondo actual de la Depresión, dividiéndola en dos corredores tectónicos el de Goñar-Huércal Overa al oeste, que se continua en la Hoja de Huércal-Overa (996), y el de Pulpí al este que se prolonga en la Hoja de Águilas, ambas ya situadas en la provincia de Almería. 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.

Todo este sistema de relieve y depresiones tiene un claro origen tectónico y se articula a favor de los sistemas de fallas sinestrales NE-SO 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 que constituye el Arco de Águilas (LAROUZIÈRE *et al.*; 1988; SILVA *et al.*; 1993). El relieve de la Sierra de Las Estancias se encuentra fundamentalmente labrado sobre los materiales metamórficos de grado medio-bajo del Complejo Alpujárride, constituido mayoritariamente por materiales pizarrosos, esquistos y cuarcitas. Los materiales calcáreos maláguides pueden ser localmente importantes allí donde se han conservado parcialmente estas coberturas tectónicas, como ocurre a favor del eje NE-SO de la rambla de Béjar en el interior de las Estancias. En la Sierra de Almenara son importantes las litologías nevado-filárides y alpujárrides que se encuentran fuertemente imbricadas en la estructura del Arco de Águilas, dominando dentro de las primeras los micaesquistos, gneises, cuarcitas y mármoles (ESPINOSA GODOY *et al.*; 1974). Por el contrario, la Sierra de Enmedio está labrada 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 dolomías recristalizadas. El hecho de que los materiales calcáreos tan sólo afloren en el margen oriental de la Depresión y en la Sierra de Enmedio, hace que las superficies aluviales más antiguas de estos sectores presenten un desarrollo de calcretas más o menos importante, prácticamente ausentes en el margen occidental que sólo drena materiales metamórficos silíceos (SILVA, 1994). Por último, el único relieve labrado sobre materiales neógenos se encuentra en la Sierra de Hinojar situada en la esquina noreste de la Hoja. Ésta se encuentra labrada sobre materiales detríticos neógenos verticalizados sobre las estribaciones de la Sierra de Almenara.

El clima de esta zona de la Región de Murcia se inscribe dentro de la zona climática semiárida del sureste peninsular. Dentro de la clasificación climática de Köppen, la Hoja de Puerto Lumbreras se clasifica como un clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales entorno 18°C que permiten encuadrarlo dentro de un clima estepario húmedo, que hacia la Sierra de Almenara se torna en estepario seco, para finalmente alcanzar las condiciones desérticas en la Cuenca de Águilas (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Así pues la zona participa de las características pluviométricas semiáridas marcadas por una acusada aridez con temperaturas máximas entre 44°C y 46°C, precipitaciones es-

casas, inferiores a los 300 mm anuales, y tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por otro lado, al igual que en el resto del sureste Peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío (-23°C) con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera (Nivel de 500 hPa, ca. 5.500m) que dan lugar a la formación de "gotas frías" (ALONSO SARRÍA et al.; 2002). La formación de estas células frías está 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 cercana zona terrestre que aumentan la intensidad de los vientos del este (easterly) reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1988). 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, 1978).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La actividad tectónica a favor de las fallas de desgarre sinestral NE-SW es la que controla la distribución 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 proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Plioceno superior (LAROUZIERE et al.; 1988; SILVA et al.; 1993). En la zona que nos ocupa, situada en el sector lateral de la mencionada estructura tectónica, se produjeron importantes procesos de inversión del relieve como es el hundimiento de antiguos paleomacizos béticos, como los del Guadalentín y del río Segura, y la elevación de los relieves de las Sierras de La Tercia, Hinojar y Carrascoy (LAROUZIERE Y OTT D'ESTEVOU, 1990; SILVA et al.; 1993; BARDAJÍ et al.; 2003). Otros relieves como los de las Sierras de Espuña, El Algarrobo y Almenara son más antiguos, estableciéndose como tales al menos desde el tránsito Serravallense-Tortoniense (hace unos 19 Ma) que es cuando comienza la sedimentación en la antiguas cuencas neógenas (LAROUZIERE et al.; 1987).

Desde el punto de vista geomorfológico, la presencia de importantes desniveles (frentes montañosos de falla) unida al carácter poco resistente a la meteorización de las litologías metamórficas del sustrato bético y detríticas de las antiguas cuencas neógenas (Hinojar y Puerto Lumbreras), da lugar a la presencia de importantes cantidades de derrubios en las laderas de los relieves limítrofes susceptibles de ser removilizadas durante las episodios de lluvias torrenciales. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma el escaso poder de fijación de los derrubios por la exigua cobertura 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 cobertura meteorizada hasta los barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados a la Depresión durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma son las formas y procesos torrenciales (abánicos aluviales) los que dominan el

modelado del interior de la Depresión del Guadalentín y corredores tectónicos de Almenara. Por otra parte, en los retazos de las antiguas cuencas neógenas presentes en la Hoja, fundamentalmente compuestas por formaciones conglomeráticas, arenosas y margo-arenosas, se forman algunas zonas de "badlands", sobre relieves con un fuerte control estructural. En estas zonas la capacidad erosiva y de transporte de los cursos de agua, junto con fenómenos de "piping", se presentan como los mecanismos dominantes en su erosión (HARVEY, 1982; ROMERO DÍAZ y LÓPEZ BERMÚDEZ, 1985; ROMERO DÍAZ *et al.*; 1992). Todas estas características permiten el desarrollo de sistemas erosivos con elevada capacidad de transporte, por lo que los depósitos van a presentar un fuerte carácter episódico y poco evolucionado.

Respecto al drenaje, dominan los sistemas de ramblas directas que vierten directamente al eje hidrológico axial de la Depresión (interfluvio de Viznaga y Pulpí), que en la actualidad conserva su carácter prácticamente endorreico (SILVA, 1994). En el interior de la Depresión dominan los procesos deposicionales aluviales de carácter fluvio-torrencial, estando el modelado dominado por las formas generadas por procesos gravitatorios adosados a las zonas de piedemonte, encontrándose el drenaje muy poco jerarquizado. Así, en la Hoja de Puerto Lumbreras prácticamente todas las ramblas del interior de la Depresión se encuentran desconectadas del drenaje regional con nivel de base activo y continúan funcionando como canales alimentadores de abanicos aluviales sedimentariamente activos (SILVA, 1994). Tan sólo las ramblas situadas en la esquina noreste de la Hoja (rambla Peladilla) presentan un grado de conexión incipiente o total con la rambla de Viznaga, que a su vez drena al río Guadalentín. Por el sur, la rambla de Pulpí cuya cabecera únicamente se insinúa en la Hoja, se encuentra integrada dentro de la red de drenaje regional. No obstante, las ramblas que drenan la Sierra Almenara en este sector no llegan a conectarse a ella debido a la existencia de relieves tectónicos lineales que obturan el drenaje dando lugar a lagunas de falla (actualmente colmatadas). Los únicos sistemas de ramblas que se encuentran efectivamente conectadas a un nivel de base activo (mar Mediterráneo) son los que desaguan hacia las Cuencas de Ramonete y de Águilas a favor de los diferentes corredores tectónicos desarrollados a favor de los sistemas de fallas de desgarre del Arco de Águilas. Estas ramblas ejercen un importante efecto de erosión remontante capturando las cabeceras de las ramblas que drenan hacia la Depresión del Guadalentín, como es el caso de las de Purias y Garganta. Incluso las ramblas que drenan los corredores tectónicos presentan procesos de captura intracuencas desarrollándose escalones de erosión remontante de más de 70 m, siendo las más agresivas las que drenan hacia las Cuencas de Águilas y Cope.

Los valores de encajamiento fluvial discrepan enormemente en el interior de relieves y depresiones. En los primeros, los sistemas fluviales han venido funcionando desde al menos el Plioceno superior y pueden registrarse desniveles entre las divisorias y cauces actuales de hasta 500 m estando los valores medios entorno a los 200-250 m. Por el contrario, en el interior de la Depresión son muy pequeños, no llegando a sobrepasar los 10 m en las cabeceras de las ramblas de Viznaga y Pulpí, y los 6-8 m en las trincheras de los abanicos de mayor pendiente, como ocurre en las inmediaciones de Lorca. Es importante señalar que estos valores de encajamiento se producen a partir del Holoceno en la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*; 1996; BARDAJÍ *et al.*; 2003; SILVA *et al.*; 2008).

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja puede ser dividida en tres grandes unidades. La Sierra de Almenara al este, la de Las Estancias al oeste y ocupando una posición intermedia la Depresión del Guadalentín. Esta última se desarrolla 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 frentes montañosos de falla (SILVA, 1994; SILVA et al.; 2003b). El correspondiente a la Sierra de Las Estancias (frente montañoso Puerto Lumbreras-Lorca) presenta sus dos zonas terminales, al norte en el *Contractional Duplex de Lorca* y hacia el sur la serie de ramificaciones en forma de cola de caballo (*horsetail splay*) que terminan en el corredor Huércal-Overa. Todo este frente montañoso se desarrolla a favor del segmento más meridional de la zona de falla de Lorca-Alhama y constituye un frente de falla activo correlacionable con eventos sísmicos recientes en su terminación en Lorca (MARTÍNEZ DÍAZ Y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992a; SILVA et al.; 1992b; 2003b; SILVA, 1994). El margen oriental de la Depresión está constituido por el frente montañoso de Almenara a lo largo de la zona de falla de Palomares, en el que se desarrollan tres sistemas de fallas subparalelos, 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), formando relieves tectónicos interpuestos en su zona más meridional. Por el contrario, hacia el norte este frente de falla pierde linealidad, siendo común el desarrollo de irregularidades erosivas y presencia de relieves residuales (de carácter estructural) en sus piedemontes, siendo el más importante el de Cabezo Gordo al pie del abanico de la rambla Garganta (SILVA 1994).

3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín

Ésta recorre la Hoja por su zona central en dirección NE-SW, presentando una anchura máxima de 15-16 km. Corresponde con un corredor morfoestrucutral de más de 80 km de longitud que se desarrolla a favor de los sistemas de fallas sinestrales NE-SW característicos de las Béticas orientales. Al sur se ramifica en cola de caballo a lo largo de las fallas E-W que constituyen el Corredor del Almanzora (SILVA et al.; 1992a; 1993; GARCÍA MELÉNDEZ et al.; 2003). Mientras que hacia el norte se prolonga y/o converge con la zona de fallas E-W (Crevillente y Bajo Segura) que conforman la Depresión de Elche-Bajo Segura (SILVA, 1993; ALFARO et al.; 2002). En definitiva, todo este corredor morfoestructural se desarrolla a favor de la Zona de Desplazamiento principal (ZDP) del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (LAROUZIERE et al.; 1987; SILVA et al.; 1993), quedando delimitada por los desgarres sinestrales de Lorca-Alhama de Murcia (LAF: N45-65°E), Palomares (PLF: N10-20°E) y Nor-Carrascoy (NCF: N65°E) a favor de las cuales se desarrollan importantes frentes de falla activos. Dentro de éste, el sector comprendido por la Hoja de Puerto Lumbreras se encuentra en el segmento meridional de la mencionada Zona de Desplazamiento principal, que morfostructuralmente responde a una cuenca transtensiva de tipo “pull-apart” que ha evolucionado a partir del Plioceno superior (SILVA et al.; 1993). La transtensión se origina como consecuencia de la cinemática preferentemente normal de la zona de falla de Palomares (N20°E) durante el Cuaternario en conjunción con la cinemática preferentemente sinestral de la zona de falla de Lorca-Alhama

(N45°E). Diversos datos geofísicos (BAENA *et al.*; 1994) indican que en esta cuenca “pull-apart” se alcanzan potencias de algo más de 250 m con depocentros situados entre Lorca y Puerto Lumbreras y en el inicio del Corredor de Pulpí.

Respecto al modelado, en este dominio morfoestructural, el más importante es el deposicional. La geomorfología de la Depresión se resuelve en importantes frentes montañosos de falla con una amplia zona de sedimentación central entre Lorca y Puerto Lumbreras (ca. 10 km) en su margen occidental, y más estrechas (< 3km) en su margen oriental. No obstante, como ya se ha comentado se alcanzan potencias superiores a los 250 m, según muestra el mapa de isopacas del relleno detrítico plio-cuaternario elaborado por BAENA *et al.* (1994). En estas zonas se acumulan al menos tres generaciones de abanicos aluviales, más los denominados “conglomerados de rambla” plio-pleistocenos, cuyos registros tecto y morfosedimentarios revelan el desarrollo de discordancias progresivas de primer rango durante el Pleistoceno medio y superior, indicando así la actividad correlativa de los accidentes limítrofes (SILVA *et al.*; 1992b y c). La actividad de estos accidentes tectónicos queda reflejada en los escarpes de falla, flexura que se desarrolla sobre las superficies aluviales y especialmente los netos desplazamientos de la red de drenaje que se registran a lo largo del trazado de la zona de falla de Lorca-Alhama. Por lo demás, el carácter subsidente del interior de la depresión hace que dominen los procesos de agradación y encharcamiento relacionados con los episodios de riadas del Guadalentín (ramblas de La Tiata) y Nogalte, y de los sistemas de ramblas directas, especialmente las de Béjar, rambla Alta y Purias. Como se ha comentado repetidamente, se trata, en sí, de una Depresión prácticamente endorreica en la que los desagües hacia sistemas de drenaje regional se han canalizado artificialmente y prácticamente no se encuentra disecada por la acción fluvial. Salvando las distancias, en cuanto a grado de actividad tectónica, dimensiones, clima menos árido y grado de antropización, la geomorfología de este sector de la Depresión del Guadalentín es casi en todo comparable a las que presentan cuencas tectónicamente activas de zonas semiáridas o áridas en el suroeste de EEUU (Death Valley).

3.2.1.2. *La Sierra de Almenara*

Su evolución está ligada a la historia de convergencia e indentación final del denominado Arco de Águilas, dentro del cual esta cuenca ocuparía una zona lateral-frontal, donde la convergencia N-S se resuelve en la generación de cuencas distensivas de tipo “pull-apart” (COPPIER *et al.*; 1989; BARDAJÍ, 1999), las cuales son incorporadas finalmente al relieve como ocurre con la Sierra de Hinojar al noreste de la Hoja (LAROUZZIERE *et al.*; 1987). Aunque el relieve de Almenara es más antiguo, probablemente desde el Serravallense (COPPIER *et al.*; 1989), la Sierra de Hinojar, como la de La Tercia en la Hoja de Lorca, son relieves plegados que empezaron a emerger en el tránsito Messiniense-Plioceno, hace ca. unos 5 Ma. (LAROUZZIERE *et al.*; 1987; SILVA, 1994; MARTÍNEZ-DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991), a la vez que se hundía el antiguo paleomacizo del Guadalentín para formar la actual depresión (LAROUZZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990).

Así en estos relieves el modelado predominante es el erosivo, con un fuerte componente litoestructural, dando lugar a relieves de tipo cuesta, pequeñas mesas y plataformas estructurales a favor de las series neógenas plegadas en Hinojar, y contactos entre cabalgamientos béticos principales en el interior de Almenara propiamente dicha. Dentro de la Sierra de Almenara, en la esquina sureste de la Hoja, se desarrollan los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de La Hoya de Fuente Álamo, a favor de las estructuras periféricas del Arco de Águilas, que ya comienzan a mostrar una flexión evidente hacia direcciones E-O. Es sólo en estos corredores donde se produce una sedimentación cuaternaria importante, siendo los procesos deposicionales dominantes los gravitacionales (coluviones y deslizamientos) y los sistemas de abanicos aluviales. La acción del drenaje es muy agresiva produciéndose importantes escalones de erosión remontante entre los corredores tectónicos, y capturas de las cabeceras de rambla que drenan hacia la Depresión del Guadalentín.



Figura 47. Vista desde el sur del frente de falla del Castillo de Tebar, limitando el borde noroeste del Corredor Tectónico de Tebar-Campico

3.2.1.3. La Sierra de Las Estancias

Posee un modelado fundamentalmente erosivo que, dado el carácter fácilmente meteorizable de los materiales metamórficos que la constituyen, da lugar a relieves alomados bastante suaves. Los resaltes más importantes y relieves más altos se encuentran relacionados con la presencia de remanentes de coberteras maláguides o Unidades Alpujárrides Superiores, en forma de "klippe" tectónicos, que incorporan calizas y dolomías triásicas muy recristalizadas. Por lo demás, relieves estructurales en forma de cuestas y/o escarpes en series subhorizontales sólo se observan en el eje ENE-OSO de la rambla de Béjar y al sureste de Puerto Lumbreras donde afloran series fundamentalmente conglomeráticas tortonienses y messinienses. Una característica esencial del sector de la Sierra de Las Estancias abarcado en la Hoja es el fuerte control estructural del drenaje a favor de sistemas de fallas N70-80°E que acaban por converger con la zona de falla de Lorca-Alhama, donde rotan a direcciones N60-50°E. Dan lugar a característicos drenajes en z, que no responden a desplazamientos del drenaje, sino a la adaptación de éste a estructuras preexistentes.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Formas estructurales

En la Hoja de Puerto Lumbreras existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartmentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de manera que las formas estructurales de origen tectónico poseen una relevante expresión morfológica. Dentro de ellas las de mayor significado son los **frentes montañosos de falla**, que incluso se visualizan a escala 1:50.000. Los más importantes son los que limitan la Depresión a lo largo de las zonas de falla de Lorca-Alhama y Palomares. El desarrollado a favor de la Falla de Alhama de Murcia (frente montañoso Puerto Lumbreras-Lorca) comprende el segmento meridional de esta zona de falla, mientras que el desarrollado a favor de la falla de Palomares (frente montañoso Almenara) corresponde ya al segmento más septentrional de la misma que comienza a flexionarse hacia direcciones E-O.

El frente montañoso de Puerto Lumbreras-Lorca es, quizás, el frente de falla más lineal y con mayor número de rasgos y anomalías geomorfológicas típicas de fallas de desgarre que se desarrolla en todo el conjunto de la Cordillera Bética. Constituye una forma tectónica mayor con importantes "fault-gouges" en los que se imbrican materiales metamórficos alpujárrides, maláguides, con los sedimentarios neógenos (fundamentalmente margosos) a favor de los cuales se producen inflexiones, deflecciones, así como auténticos **desplazamientos de la red de drenaje** originando espectaculares **drenajes en z** o "bayonettes" a su salida a la Depresión. Tan sólo hacia el norte de la Hoja, y a favor de la estructura compresiva del Contractual Duplex de Lorca (SILVA, 1994, 1996), se desarrollan una sucesión de **lomas de presión**, a favor de **fallas inversas** con excelente expresión geomorfológica. Éstas afectan a las superficies aluviales del Pleistoceno medio y medio-superior y que localmente también obturan el drenaje, provocando **falsos desplazamientos del drenaje**. Las lomas de presión

se prolongan hacia el sur hasta prácticamente la rambla de La Torrecilla, pero con dimensiones no cartografiadas a la escala de trabajo. Al sur de esta rambla son características las **facetas triangulares y trapezoidales** de falla de dimensiones hectométricas, aunque tan sólo se han cartografiado las de mayor entidad en las zonas Peña Rubia, Cimbre, y sur de Puerto Lumbreras. Las restantes no se han cartografiado para aclarar la lectura del mapa. También en esta zona poseen buena expresión geomorfológica las trazas de fallas **inversas** y especialmente **en dirección** (desgarres sinestrales). Estas últimas asociadas a la Falla de Alhama de Murcia alcanzan su máxima expresión en la zona comprendida entre las ramblas de La Torrecilla y Cimbre.



Figura 48. Vista panorámica del canal abandonado (prados escalonados en amarillo) de la desembocadura de la rambla del Burrueto a favor de los relieves tectónicos (lomas de presión) generados a lo largo de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, inmediatamente al norte del polígono industrial de Lorca

La actividad sinestral de la falla de Alhama de Murcia en esta zona ha provocado desplazamientos de lóbulos sedimentarios correspondientes a los conglomerados de rambla de algo más de 800 m desde el Plioceno-superior a la Actualidad, así como desplazamientos del drenaje (entre rambla Alta y Burrueto) de hasta 44 m desde el comienzo del Pleistoceno superior (SILVA, 1994; SILVA et al.; 2003). Al sur de Puerto Lumbreras, entre las ramblas del Cañete y Vilerda se desarrollan una sucesión de relieves tectónicos en forma de micro-*horsts* y micro-*grabens* sobre materiales tortonienses y messinienses que condicionan el depósito de las formaciones de conglomerados litorales y de rambla hasta el Pleistoceno medio-superior. En ambas ramblas se pueden observar buenos ejemplos de **cantos desplazados** y **estriados** sinestralmente por la falla de Lorca-Alhama (SILVA, 1994). Estos relieves tectónicos generan desniveles de entre 70-60 m y poseen anchuras de 200-400 m. Por último, al sur de la rambla de Vilerda, en la esquina suroeste de la Hoja, comienza la ramificación terminal de la falla de Alhama de Murcia en cola de caballo ("horsetail splay"), característico de muchas fallas de desgarre, generando los relieves interpuestos de Goñar de dirección N60°E, así como una serie de **flexuras normales (6)** de dirección N20°E, que afectan a las superficies aluviales del Pleistoceno medio-superior.

El frente montañoso de Almenara presenta rasgos distintos a los descritos anteriormente. Fundamentalmente el hecho característico es que su dirección N10-20°E se materializa a favor de los tres 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).



Figura 49. Aspecto del frente montañoso de falla de Almenara controlada por el accidente tectónico sinestral de Palomares. Se observan facetas triangulares de falla y la zona de sedimentación de abanicos aluviales (actualmente cultivada)

Por tanto en este frente de falla poseen buena expresión geomorfológica los sistemas de **fallas normales**, que hacia su zona más meridional presentan buenos ejemplos de **escarpes de falla** y/o **escarpes de línea de falla degradados** a favor del **relieve tectónico lineal** de Cabezo del Muro. Éste posee algo más de 5 km de longitud y unos 400 m de anchura máxima y desniveles acumulados de falla de entre 5-6 m. Estos relieves tectónicos se desarrollan sobre superficies aluviales del Pleistoceno medio fuertemente cementadas, dando lugar a su decapitación tectónica y a numerosos **basculamientos contrapendiente** de estas superficies. Los escarpes de falla normal limitan estos relieves hacia el este, buzando hacia el frente de falla de Almenara, lo que ocasiona la **obturación del drenaje** y la generación de “**sag-ponds**” o **lagunas de falla** de dimensiones significativas, que en la actualidad constituyen zonas palustres colmatadas. Hacia el norte de la rambla de Purias los sistemas de fallas normales comienzan a rotar hacia direcciones N40-60°E, presentan menos rasgos de actividad tectónica reciente y el frente montañoso se torna más irregular, presentando diversos **relieves residuales** en su piedemonte (SILVA, 1994). Los accidentes más orientales de la zona de falla de Palomares discurren ya por el interior del relieve dando lugar a relieves tectónicos lineales,

constituidos por la sucesión de relieves **estructurales monoclinales** y **crestas tectónicas** que se alinean a lo largo del denominado Alto de La Carrasquilla, que bordea la Depresión. Estos relieves tienen un alto componente estructural, ya que se desarrollan por procesos de erosión diferencial sobre los mármoles nevado-filábrides, y por tanto tienen más categoría de relieves residuales que de auténticas formas tectónicas. No obstante, asociadas a estos relieves, y también al trazado de la falla de Palomares a lo largo del frente montañoso, aparecen numerosas **inflexiones** y **deflexiones del drenaje**, de marcado carácter sinestral (SILVA, 1994), que en algunos casos pueden considerarse como auténticos **desplazamientos del drenaje**.



Figura 50. Detalle de la Falla de Tebar, en cuyo plano de falla se muestran dos generaciones de estriaciones, unas horizontales más antiguas y otras verticales desarrolladas sobre el cemento carbonatado que recubre el espejo de fallas

Otros sectores donde las formas tectónicas son relevantes son los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de La Hoya de Fuente Álamo. En ambos casos, las **facetas triangulares y trapezoidales de falla**, se alinean a lo largo de sus bordes surorientales de dirección NE-SW, delineando la traza de los accidentes tectónicos que configuran el Arco de Águilas. No obs-

tante, en estos casos hay que advertir que se trata de formas mixtas tectónico-gravitacionales procedentes de la evolución de vertientes a favor de zonas de falla.

En las cercanías del Castillo de Tebar (Casas del Nacimiento) es de destacar el desarrollo de un plano de falla de geometría muy lineal y con rasgos de actividad reciente (desprovisto de vegetación) que se desarrolla a lo largo de algo más de un kilómetro en dirección E-W. Responde a una falla sinistral que ha actuado durante el Pleistoceno con componente puramente normal, como demuestran los dos juegos de estrías ortogonales que afectan a los depósitos de coluvión que se desarrollan a su pie (SILVA, 1994).

Respecto a las **formas estructurales** propiamente dichas procedentes de procesos de erosión diferencial sobre series sedimentarias y metamórficas horizontales, monoclinales y subverticales, cabe destacar los **relieves en cuesta** con escarpes de hasta más de 25 m que se desarrollan en las series plegadas de la Sierra de Hinojar en la esquina noreste de la Hoja. Algunos de ellos desarrollados sobre estructuras sinclinales dan lugar a **morfologías de tipo muela**, como ocurre en el relieve de las Casas de La Loma. Otros **escarpes estructurales de más de 100 m** son los que se desarrollan en la zona a favor de la vergencia tectónica en las series de calizas y dolomías recristalizadas alpujárrides que se sitúan en la zona de interflujo de los corredores tectónicos de Tebar-Campico y de La Hoya de Fuente Álamo. Esta misma situación se repite a favor de los mármoles nevado-filábrides que constituyen el denominado relieve de la Carrasquilla en la zona de borde de la Depresión del Guadalentín, donde también las **crestas** sobre series tectonizadas son características. Estos tipos de morfologías son raros en la Sierra de Las Estancias, salvo en el relieve de Peña Rubia, sobre el que se sitúa el Castillo de Lorca. Por último, los **escarpes sobre series horizontales o subhorizontales** solamente son importantes en la zona de interflujo de las ramblas de Cañete y Vilerda al sur de Puerto Lumbreras. Aquí tan sólo se desarrollan a favor de las calizas recifales tortonienses (MONTENAT *et al.*; 1990) incluidas en los "micro-horst" tectónicos mencionados con anterioridad, y son resultado de la erosión diferencial sobre lo que representarían los antiguos taludes recifales.

3.2.2.2. Formas de ladera

Como en el resto de la región de Murcia, las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Puerto Lumbreras 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 derrumbios y conos de deyección de distintas dimensiones y alta pendiente (**formaciones de piedemonte**). Los más significativos se desarrollan al pie de los frentes de falla de Almenara y Puerto Lumbreras-Lorca, como formaciones de pequeña extensión, pero de muy alta pendiente, relacionadas con la actividad de dichas fallas. Con similar significado morfogenético se encuentran las abundantes formaciones coluvionales que orlan las **facetas triangulares y trapezoidales de falla** que se desarrollan en los corredores tectónicos de Tebar-Campico y La Hoya de Fuente Álamo. Dentro de ellos cabe destacar las formaciones de coluviones, fuertemente cementadas que se desarrollan en el entorno de Tebar y, que, como

se ha mencionado en el apartado anterior, tienen un claro origen sintectónico relacionado con la estructuración de dichos corredores (SILVA, 1994). También de claro origen sintectónico es la cuña coluvial lineal que se desarrolla a lo largo del **escarpe de línea de falla degradada** que define el **relieve tectónico lineal** de Cabezo del Muro, aunque éste se desarrollaría durante el Pleistoceno superior.

Formaciones gravitacionales, de origen no tectónico, son los coluviones que se desarrollan en la Sierra de Enmedio, al sur de la Hoja, donde en la mayoría de los casos responden a las mencionadas formaciones de piedemonte y pueden presentar un grado de cementación variable. Dentro de este mismo grupo hay que incluir los coluviones que se desarrollan a favor de los diferentes relieves residuales aislados y lineales que afloran en las zonas de piedemontes de la Sierra de Enmedio y norte del Frente montañoso de Almenara, donde el modelado erosivo prevalece sobre el de origen tectónico. Dentro de esta misma categoría se encuentran los coluviones, de menores dimensiones pero mayor pendiente y actividad, que se desarrollan en los márgenes de las ramblas principales en el interior de las Sierras de Las Estancias y Almenara, siendo especialmente importantes en las ramblas del Nogalte y Béjar en el este de la Hoja.

Otras formas gravitacionales como los **materiales deslizados** y **deslizamientos** tienen una distribución mucho más limitada. Éstos sólo adquieren relevancia cartográfica en la zona de cabecera de la rambla de Los Chuecos (Corredor de Tebar-Campico) donde se observa un deslizamiento de 0,5 km² de área aproximada con distintas generaciones de cicatrices de despegue. Las fases más recientes corresponden casi en su totalidad a lenguas de flujo laterales al deslizamiento principal. La cicatriz de despegue principal, al pie del Talayón de los Chuecos, presenta un escarpe en graderío, ya degradado, de más de 80 m de altura, desarrollado a favor de un intra-cabalgamiento en calizas recristalizadas alpujarrides sobre micaesquistos y filitas. Otras cicatrices de despegue relevante son las que se producen a favor del contacto entre las calizas jurásicas y areniscas permo-triásicas, en la cobertura maláguide que aflora en el eje NE-SW de la rambla de Béjar en la Sierra de las Estancias. En esta zona los procesos de **caída de bloques** son importantes y activos. Los deslizamientos aquí cartografiados quedan dentro de las áreas de inestabilidad generalizada catalogadas en el Mapa de Peligrosidad por movimientos de Ladera elaborado por el ITGE-CARM (1995). Otros procesos gravitacionales como los **desplomes** son importantes a favor de las paredes verticalizadas de las ramblas de Viznaga y Pulpí que disecan los materiales poco consolidados del interior de la Depresión del Guadalentín. En concreto, sobre la margen izquierda de la rambla de Viznaga los procesos de **zapamiento** e incluso "**piping**" pueden llegar a ser importantes.

3.2.2.3. Formas fluviales

Son las de mayor representación en la Hoja de Puerto Lumbreras, y responden a los sistemas fluvio-torrenciales de **abanicos aluviales** que se desarrollan a favor de los frentes montañosos de falla que limitan la Depresión y los corredores tectónicos de la Sierra de Almenara, así como en el piedemonte de la Sierra de Enmedio. Dentro de la Hoja se pueden diferenciar tres tipos diferentes de superficies aluviales:

- a) **Abanicos aluviales de baja pendiente**, con disección proximal.
- b) **Abanicos aluviales de baja pendiente** sometidos a agradación distal.
- c) **Abanicos aluviales de alta pendiente y conos de deyección**. Dentro de esta subdivisión se han considerado de alta pendiente a partir del 5%. Datos morfométricos más detallados pueden consultarse en SILVA *et al.* (1992b) y SILVA (1994).

A este conjunto de formas fluvio-torrenciales habría que sumar una cuarta tipología correspondiente a sistemas distales de abanicos coalescentes o Bajadas aluviales y lóbulos de crecida abanicos de crecida y lóbulos distales activos (en mapa) -"Crevasse splay"- Derrame de canal (en normativa). Estos últimos son los elementos fluviales más activos de este sector de la Región de Murcia y en la Hoja de Puerto Lumbreras responden a depósitos relacionados con riadas históricas posteriores a la época musulmana.

Dentro de los **abanicos de baja pendiente**, las superficies más antiguas 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) al pie de la Sierra de Almenara. Perfiles menos maduros se desarrollan en las siguientes generaciones de abanicos que también afloran extensamente en los piedemontes de Almenara y de la Sierra de Enmedio. Por el contrario al pie de las Estancias, donde los materiales calcáreos no son relevantes, el grado de cementación yencostramiento, de estas superficies es muy bajo.

En conjunto, estas superficies aluviales, poseen morfología típica y responden a sistemas desarrollados por disección proximal de carácter sintectónico (SILVA *et al.*; 1992b). En el Frente montañoso de Almenara las superficies más antiguas, correspondientes al Pleistoceno medio, son las más relevantes, mientras que en el de Puerto Lumbreras-Lorca, son dominantes las superficies más jóvenes, de algo más de pendiente (3-5%), correspondientes al Pleistoceno medio-superior. Ambos tipos de superficies se encuentran variablemente disectados 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, que en su zona de cabecera pueden alcanzar los 6-8 m de incisión lineal media, aunque en el piedemonte de Almenara (algo más antiguo) se registran hasta 10-11 m (SILVA *et al.*; 1992b; SILVA, 1994). También es de destacar que en el sur del piedemonte de Almenara las superficies aluviales más antiguas se encuentran decapitadas por fallas normales de dirección N10-20°E, encontrándose actualmente desconectadas del relieve principal y basculadas respecto a sus pendientes deposicionales originales.



Figura 51. Morfología de abanico aluvial típica de los sistemas de corredores tectónicos situados en el interior de la Sierra de Almenara. Se observa su disección total por parte del canal alimentador que genera una evidente trinchera de abanico

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 los de reestructuración y degradación edáficos (brechificación y micro-karstificación de calcretas) y de erosión. Estos sistemas de abanicos se construyen mediante la primera y segunda fase deposicional de SILVA *et al.* (1992b y c) por tanto, registran una importante discordancia progresiva que registra el tránsito de los dispositivos de *agradación proximal* en "offlap", característicos de la primera fase, a los de *agradación proximal* en "onlap" de la 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.

Los **abanicos de baja pendiente** con agradación distal, junto con las **bajadas aluviales distales activas**, engloban todos los cuerpos deposicionales de la tercera fase deposicional de la Depresión del Guadalentín (SILVA et al.; 1992b y c). Éstos responden a una fase de sedimentación post-tectónica en la que el estilo deposicional dominante es la agradación distal en "offlap". Esto conlleva una progradación distal de los canales y de la sedimentación mediante la generación de sucesivos puntos de intersección en el sentido clásico de DENNY (1967) y WASSON (1974). Éstos engloban las sucesivos cuerpos sedimentarios del Pleistoceno superior final (deglaciación), holocenos e histórico-actuales que se han diferenciado en el mapa geológico, dando lugar a abanicos con dispositivos telescopicos 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). Dentro de este grupo también entraría el segmento más reciente del Abanico de Lorca, que se ha elaborado durante periodo histórico posterior a los 2.500 años BP (SILVA et al.; 2008). 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).



Figura 52. Escalón de erosión remontante en las proximidades de la desembocadura de la rambla de Vilerda a la Depresión de Guadalentín. En primer término se observa el antiguo fondo de rambla cementado por procesos de tipo "case hardening" y en segundo término el nuevo fondo de rambla que se está excavando en la actualidad

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 integrar (conectar) su rambla alimentadora con los cauces fluvial axial (HARVEY, 1987; SILVA, 1994), hecho que no se produce en la Hoja de Puerto Lumbreras donde en la actualidad se mantienen las condiciones prácticamente endorreicas. No obstante, el desarrollo de "headcuts" y programación distal de abanicos aluviales fue originalmente descrito y caracterizado morfométricamente en las ramblas del Aljibejo (HARVEY, 1978) y del Hierro y Rayo (SILVA, 1994) situadas dentro de la presente Hoja.

Los **abanicos de alta pendiente** desarrollados en esta Hoja responden a formaciones del Pleistoceno superior y Pleistoceno superior-Holoceno, alimentadas por cuencas de drenaje de pequeño tamaño, situadas en las zonas inter-abanico de los sistemas de baja pendiente descritos anteriormente, aunque también son importantes en los márgenes de las ramblas

del interior de los relieves de Las Estancias y fundamentalmente Almenara. En estos casos responden mayoritariamente a conos de deyección de muy alta pendiente ($> 8\%$) por lo general correspondientes a las formaciones más jóvenes. Los demás se desarrollan mayoritariamente durante la segunda fase deposicional de la Depresión del Guadalentín (SILVA et al.; 1992b y c), que puede asimilarse al Pleistoceno superior final (HARVEY, 1990; SILVA et al.; 2003). Son cartográficamente más importantes a lo largo del Frente montañoso de Almenara y en el piedemonte de la Sierra de Enmedio, donde pueden poseer un pequeño grado de cementación. Al igual que los abanicos de mayor tamaño de baja pendiente, sus superficies se encuentran disectadas axialmente, pero los sistemas de canales de lavado distales son menos densos y se encuentran mucho menos encajados. En este sentido también las trincheras de abanico no llegan a alcanzar los 4-5 m de incisión en estos cuerpos sedimentarios.

Los lóbulos distales activos y abanicos de crecida, 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 sector axial de la Depresión, 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 llevan 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 (actuales) pueden también recibir sedimentos durante episodios torrenciales. La peligrosidad de inundación decrecerá exponencialmente con la distancia (aguas arriba) a que se encuentre el antiguo punto de intersección (salida) que dio lugar a cada uno de los cuerpos sedimentarios; como ejemplo puede considerarse el sistema de desembocadura de las ramblas de Nogalte y Béjar. Asimilable a este tipo de procesos se encontraría el **abanico de crecida** que forma el Guadalentín en las inmediaciones del núcleo urbano de Lorca a partir del sistema de Ramblas-sangradores de La Tiata, que se extiende extensamente por la presente Hoja (SILVA, 1994). Corresponden a antiguos y sucesivos depósitos de desbordamiento de tipo "crevasse-splay" alimentados por el mencionado sistema de ramblas (hoy canalizado como canal de derivación del Guadalentín) que actualmente se encuentra "colgado" unos 5-6 m por encima del cauce del Guadalentín. Datos arqueológicos documentan la actividad de este sistema lateral del Guadalentín desde hace c.a. 5.000 y 4.100 años BP y fundamentalmente posteriormente a los c.a. 2.500 años BP (MARTÍNEZ RODRÍGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997; STRYCDONCK et al.; 2001; SILVA et al.; 2008) ya que se encuentran fosilizando niveles de ocupación neolíticos, calcolíticos y romanos. No obstante, este antiguo brazo del Guadalentín ha sido funcional durante algunos de los episodios de avenida históricos más importantes entre los siglos XVII y XVIII (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992).

Las **terrazas fluviales** tienen escaso desarrollo en la zona, ya que el grado de disección en el interior de la cuenca es muy escaso. Las terrazas tan sólo se desarrollan a favor de los ejes de las ramblas más importantes en el interior de los relieves de Las Estancias (Nogalte y Béjar) y Almenara (Purias, Los Chuecos, Hoya de Fuente Álamo y cabecera de la rambla del Charcón), siendo en estas últimas zonas las de mayor desarrollo. Aunque se presentan a diferentes

alturas según los diferentes sistemas de ramblas, se han agrupado en tres grandes grupos correspondientes al Pleistoceno superior-Holoceno (*j*), Holoceno (*n*) e Históricas-actuales (*p*). A nivel genérico las del Pleistoceno superior-Holoceno se presentan a cotas relativas comprendidas entre los +10-6 m, las holocenas entre +6-4 m y por último las históricas +3-2 m. Estas últimas sólo poseen expresión cartográfica relevante en la rambla de Nogalte, mientras que las holocenas se encuentran extensamente representadas en el interior de la Sierra de Almenara-Arco de Águilas. Éstas presentan dispositivos generalmente colgados en el interior de los relieves y solapados dentro de la Depresión, aunque en las ramblas de Nogalte y Béjar prevalecen los últimos a lo largo de todo su recorrido.

Los niveles de terraza tienen un desarrollo reciente a partir del Pleistoceno superior final en el interior de los relieves, cuyas superficies terminarán de elaborarse con posterioridad a los 7.000 – 7.500 años BP, coincidiendo en gran parte de los casos con las superficies más antiguas de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales como se ha constatado en el Abanico de Lorca (SILVA et al.; 2008). Los niveles holocenos se desarrollan a partir de la Edad del Bronce o periodo argaro-ibérico (ca. 2.500 años BP) en la Depresión del Guadalentín (CALMEL-ÁVILA, 2002; SILVA et al.; 2008), aunque en la Hoja de Lorca la incisión pudo comenzar durante la época romana (c.a. 2000 años BP), según atestiguan diversos hallazgos arqueológicos sobre ese nivel en el entorno urbano de Lorca. Los niveles más bajos pueden atribuirse en la zona a la época medieval-musulmana (650 – 555 años BP) y al período frío de la Pequeña Edad de Hielo según se registra en la zona de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2002) y en otras zonas del sureste de la Península (SCHULTE, 2002), en relación con procesos de inundación históricos recientes. Aunque en la presente Hoja estos niveles más bajos sólo tienen relevancia cartográfica en la rambla de Nogalte, aparecen profusamente como terrazas de rambla en las trincheras de cabecera de los abanicos más importantes (rambla Alta, Béjar, Vilerda, Purias).

Cauces y canales de abanicos aluviales abandonados son otras formas de especial importancia en la Hoja, aunque de escasa extensión cartográfica. Por lo general se encuentran desarrollados sobre las superficies aluviales del Pleistoceno superior e incluso holocenas y responden a antiguos canales principales de abanico (rambla Peladilla) o antiguos sistemas distributarios (margen izquierda del Nogalte), actualmente abandonados. En la rambla de Nogalte se encuentra relacionado con el nivel de terraza más antiguo (+6 m) situado en su margen izquierda, aunque parcialmente fosilizado por depósitos aluviales holocenos que denotan su grado de inactividad actual, asignándoseles una edad relativa Pleistoceno superior-Holoceno. En otras ocasiones estos cauces abandonados se encuentran relacionados con superficies aluviales más jóvenes o encajados en las más antiguas en clara relación con los niveles de terraza holocenos (< 2.500 años BP) y que por su altimetría relativa con las ramblas actuales (< +4 m) están sujetos a inundaciones temporales. Los cauces de este tipo se encuentran por lo general situados en las zonas proximales de los abanicos y presentan un claro patrón dicotómico de canales distributarios. Los más importantes, son los relacionados con las ramblas de Los Carrascos, Vilerda, Béjar y La Torrecilla, pero están presentes en la mayoría de sistemas de abanicos de baja pendiente que desaguan el Frente montañoso de Puerto Lumbreras-Lorca. Al igual que estos últimos los **fondos de valle y de distributarios activos**

son formas características y con un potencial de actividad hídrica muy relevante. Entre los **canales distributarios** tan sólo se han cartografiado, por su especial relevancia durante los episodios de riada, los del Abanico del Nogalte y los del sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, distributario del río Guadalentín. Estos últimos, actualmente utilizados y encauzados artificialmente como canal de derivación, alimentan a los segmentos más jóvenes del Abanico de Lorca desarrollado en la presente Hoja.

En cuanto a los **fondos de valle aluvial**, tan sólo se han considerado los que, por unas razones u otras, se encuentran actualmente colgados respecto a los fondos de rambla en los que desembocan, y se desarrollan preferentemente en el interior de la Sierra de Almenara. En esta zona los procesos de **erosión remontante** por parte de las ramblas que poseen nivel de base en el Mediterráneo son muy activos, llegando a desarrollar capturas fluviales entre ellas mismas, y en general, capturando las cabeceras de los sistemas de ramblas (Purias) que desaguan hacia la Depresión. De forma general la divisoria entre los sistemas de ramblas que desaguan en el Mediterráneo y las que lo hacen hacia la Depresión queda definido por el ensamblaje de diferentes **escarpes de erosión remontante de hasta más de 100 m** de desnivel desarrollados a favor de las cabeceras de las ramblas que drenan la margen noroeste del corredor tectónico de Tebar-Campico. De especial relevancia es el que desarrolla la cabecera de la rambla de Charcones capturando el antiguo amplio valle de cabecera de la rambla de Purias, que se encuentra decapitado y colgado unos 75-80 m respecto al de Charcones. Escalones de erosión remontante de menor entidad, pero no menos relevantes, son los que se producen en el interior de los corredores tectónicos de Almenara, donde las cabeceras de las ramblas de Los Chuecos y Arrieros generan un desnivel sobre los fondos de las depresiones de Campico y Hoya de Fuente el Álamo de 60-70 m. Además la rambla de Fuente Álamo captura por su parte la zona de Campico que funciona, hidrológicamente hablando, como la cabecera de la rambla del Talayón, que desagua hacia la Cuenca de Ramonete. Aquí se produce un proceso de captura que da lugar a la generación de una garganta fluvial anómala. Otros elementos fluviales como los procesos de **incisión lineal en V y en cuna** se encuentran ampliamente representados en el interior de los relieves, aunque las cabeceras de gran parte de los sistemas que desaguan hacia la Depresión en Almenara presentan mayoritariamente el segundo patrón. Constituyen fondos de valle en artesa que sufren un proceso de encajamiento lineal posterior y, por lo general, pueden correlacionarse cronológicamente con los sistemas de glaciares de cobertura cartografiados en la cabecera de Purias.

Por último, tanto los **fondos de valle aluvial** como los de **rambla y cauces activos de las ramblas principales y sistemas de distributarios** destacan por su carácter dinámico y por su torrencialidad, sea la categoría que sea.

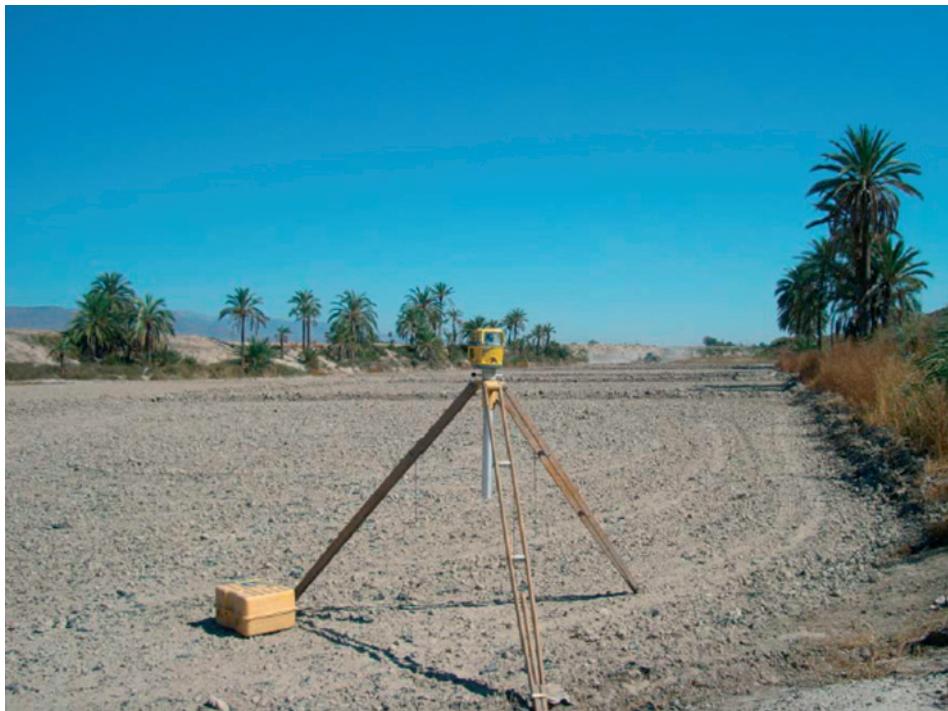


Figura 53. Fondo de rambla en artesa en la zona de cabecera de la rambla de Viznaga

En la Hoja de Puerto Lumbreras ninguno de los sistemas de ramblas puede catalogarse como cauce permanente (VIDAL ABARCA *et al.*; 1987; NAVARRO HERVÁS, 1992), todos ellos son aparatos netamente torrenciales con funcionamiento efímero o episódico que se encuentran secos durante la mayor parte del año, o lo que es lo mismo, ramblas típicas del clima Mediterráneo (VIDAL ABARCA *et al.*; 1987; LÓPEZ BERMÚDEZ, *et al.*; 2002). En la zona de la Depresión éstas funcionan como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y sólo alguna de ellas, en la esquina noreste de la Hoja (rambla Peladilla), se ha integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). En muchas ramblas se observan sistemas dicotómicos de bifurcación del drenaje que llegan a adquirir patrones braided muy importantes (Béjar, Nogalte). También es posible observar una importante organización de los materiales detríticos de los cauces en forma de barras longitudinales, laterales y terrazillas (CONESA GARCÍA, 1987), que sólo en los grandes sistemas aluviales son cartografiados a la escala de trabajo. Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995), sobre todo en los tramos situados inmediatamente aguas abajo de los antiguos puntos de intersección de los abanicos que alimentaban, que muestran perfiles longitudinales escalonados (SILVA, 1994; HARVEY, 1990). En algunos casos, los propios fondos de los valles aparecen cementados, favoreciendo el desarrollo y preservación

de escalones de erosión remontante, sobre todo en la zona meridional de Almenara y en las zonas de cabecera del piedemonte de la Sierra de Enmedio.

3.2.2.4. 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 sistemas de **glacis de cobertura**, los **relieves residuales** y **escarpes** que se desarrollan fundamentalmente en el interior del relieve y piedementes de las Sierras de Almenara y Enmedio.

Los **glacis de cobertura** sólo se desarrollan ampliamente en la zona de cabecera de la rambla de Purias, donde delinean valles pedimentados muy amplios, en forma de cubeta, correspondientes a etapas evolutivas anteriores. Dan lugar a morfologías relictas netamente cóncavas de fondo más o menos plano y anchura máxima de 1 km, que se encuentran variablemente disectadas por la red de drenaje, dando lugar a morfologías alomadas salpicadas por numerosos **relieves residuales** de escala hectométrica. Las zonas axiales de estas cubetas se encuentran disectadas por las ramblas principales actuales. Estos valles relictos se encuentran decapitados por los sistemas de ramblas que drenan hacia el Mediterráneo. Los depósitos asociados a las superficies de tipo glacis desarrolladas en estas zonas responden a mantos de meteorización desarrollados sobre mica-esquistos y gneises nevado-filábrides. Incorporan numerosos cantes angulosos de cuarcita y gneises, retrabajados a techo por procesos de arrastre laminar. Poseen poca potencia ($<1,4$ m) y son irregulares y discontinuos presentando numerosos **relieves residuales** en su interior. Formaciones similares se desarrollan en la margen derecha de la rambla de los Charcos y aunque poseen similar significado geomorfológico, su elaboración debe ser algo más reciente, relacionada con la apertura del corredor de los Arejos, en la Hoja de Águilas (997), durante el tránsito Pleistoceno medio-superior. El resto de superficies de glacis, que aparecen en la Hoja, poseen menor extensión y poca relevancia geomorfológica.

Los relieves residuales, presentan diferente morfología pudiendo presentarse como **relieves aislados de tipo dómico** en el interior de la Sierra de Enmedio sobre litologías cuarcíticas y de calizas muy recristalizadas. Este tipo de relieves se reproducen, con menor entidad, como relieves aislados a lo largo del piedemonte de esta sierra sobre las mismas litologías. También son abundantes estos **relieves aislados de piedemonte** en la zona más septentrional del Frente montañoso de Almenara y Sierra de Hinojar. En estas zonas, en la mayoría de los casos responden a pequeños relieves estructurales, tipo cuesta o incluso mesa, desarrollados sobre conglomerados tortonienses. En posiciones más próximas al frente montañoso se desarrollan **relieves residuales lineares**, fundamentalmente sobre las litologías conglomeráticas más resistentes incluidas en los flancos de los pliegues verticalizados que se adosan a los materiales metamórficos de Almenara. El mismo significado poseen las **crestas poligénicas** que aparecen en esta misma zona.

Por último dentro de los **escarpes poligénicos** hay que señalar que poseen un origen fluvial primario (incisión por erosión remontante), que en muchas ocasiones es retocado por procesos de tipo gravitatorio y tectónico, como ocurre en el sector cartografiado de la margen derecha de la rambla de Pulpí. El resto de escarpes se encuentra mayoritariamente asociado con los escasos sistemas de glacis de cobertura, desarrollados en el interior del relieve de Almenara.

3.2.2.5. *Formas endorreicas y semiendorreicas*

Esta serie de formaciones tienen un especial desarrollo en la Hoja de Puerto Lumbreras, abarcando la zona axial de la Depresión siguiendo el eje que delinean las cabeceras de las ramblas de Viznaga (norte) y Pulpí (sur) dando lugar a un amplio **fondo semiendorreico o playa lake-salino**, delimitado por los segmentos terminales de los abanicos de Lorca, Béjar, Nogalte, Purias y Garganta fundamentalmente, y que penetra entre los relieves de Almenara y de la Sierra de Enmedio. Otro de similares características pero menor importancia se desarrolla entre esta última y la de las Estancias al suroeste de Puerto Lumbreras. Estas grandes superficies corresponden a lo que en la Hoja de Totana (954) se describen como humedales salinos, criptohumedales o salares. Estos son elementos singulares dentro del paisaje al presentar sistemas biológicos y geoquímicos de épocas pasadas, funcionando como reguladores microclimáticos que constituyen verdaderos sumideros de energía de alta capacidad de evaporación (GONZÁLEZ BERNALDEZ, 1989). En su interior se desarrollan suelos de tipo Solonchak calcio-sódicos o yesosos en los que es típico, la casi ausencia total de materia orgánica y el desarrollo de horizontes Ge inmediatamente por encima del nivel freático (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992), así como delgadas costras de yeso y otras sales superficiales. En la Hoja de Puerto Lumbreras actualmente no son verdaderamente funcionales, debido en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido esta zona (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992). Por otro lado funcionan como colectores hidráulicos durante episodios de crecidas excepcionales, como ocurrió durante la riada del Nogalte de 1973 (HERAS, 1973) y se encuentran sujetos a episodios de inundación recurrente.

Las **zonas palustres colmatadas** responden a la colmatación de "sag ponds" (**lagunas de falla**) desarrolladas a favor de la traza de la falla de Palomares en respuesta a la obturación del drenaje impuesta por el **relieve tectónico lineal** de la Escarihuela. Se trata de la laguna de falla de mayor de extensión en todo el conjunto de la Depresión del Guadalentín y aunque tuvo que empezar a desarrollarse a partir del Pleistoceno medio, su colmatación es reciente, como demuestra la progradación de sistemas aluviales históricos-actuales sobre sus depósitos.

3.2.2.6. *Formas antrópicas*

No se ha cartografiado ninguna forma antrópica, debido precisamente a que el alto grado de antropización de la Hoja de Puerto Lumbreras enmascararía gran parte de la cartografía geomorfológica realizada en el interior de la Depresión. Una importante superficie de

la Depresión del Guadalentín que incluye la Hoja ha sufrido una intensa transformación, debido a la fuerte presión hortofrutícola e industrial a que está sometida. La construcción de invernaderos es el elemento más agresivo y su cobertura abarca las zonas distales del abanico de Lorca, así como importantes sectores en las inmediaciones de la Sierra de Enmedio, fundamentalmente sus zonas norte y este. Fuera de la Depresión también afecta a las zonas más llanas situadas en los corredores tectónicos de Almenara, fundamentalmente en los alrededores del relieve del Castillo Tebar, sobre las superficies de las terrazas fluviales de la rambla de Los Charcones.

Otros elementos antrópicos o antropizados que existen en la Hoja son los **canales artificiales y acequias**. En concreto en la zona las más importantes corresponden a los del sistema de ramblas-sangradores de La Tiata (sur de Lorca), que responden a sistemas distributarios de patrón dicotómico del propio río Guadalentín que han sido reutilizados. No obstante con menor importancia, en otros sistemas aluviales el trazado de los sistemas de acequias sigue el de los antiguos canales distributarios de los abanicos aluviales. Los recrecimientos artificiales y embalsamientos asociados a este tipo de sistema de acequias, hace que en la actualidad circulen entre 0,5-1 m por encima de las superficies aluviales originales, hecho que multiplica su peligrosidad de desbordamiento durante episodios de riada.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se denominan Formaciones Superficiales todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, consolidado o no, y que están relacionadas con la evolución geomorfológica del relieve que se observa en la actualidad. Deben ser cartografiadas a la escala de trabajo y se definen por una serie de características como: geometría, textura, litología, potencia, tamaño y cronología, esta última siempre que sea posible.

Las **formaciones de origen gravitacional**, tienen escaso desarrollo espacial y se encuentran adosadas a relieves marginales en el interior de la Sierra de Almenara. Están constituidas por cantos y bloques, de cuarcitas, micaesquistos y filitas, empastados en una matriz arcillosa muy cementada. Llegan a desarrollar importantes horizontes de calcreta. Representan cuñas coluviales sintectónicas relacionadas con la estructuración tectónica de los corredores de Tebar-Campico y de la Hoya de Fuente Alamo.

La mayoría de los casos cartografiados, constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que incluyen los coluviones y conos de derrubios y deyección que se disponen orlando los diferentes frentes montañosos de falla de la Depresión del Guadalentín y corredores tectónicos de la Sierra de Almenara. También son importantes en las paredes de las ramblas principales que disecan las Sierras de Almenara y de Las Estancias. Su litología es variable en función del sustrato.; dado lo reducido de sus áreas fuente, incorporan numerosos bloques y cantos de litología metamórfica empastados en una matriz arcillosa, poco consolidada, en la que es difícil observar algún tipo de estructuración.

Las formaciones superficiales dominantes en esta Hoja corresponden a **depósitos aluviales y fluviales**, relacionados con los distintos cursos que ha tenido el Guadalentín durante este periodo, así como por los sistemas de ramblas que vierten (o han vertido) a él.

Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos aluviales responden a conglomerados (cementados) y gravas (sin cementar) de cientos de litología metamórfica, fundamentalmente dominan elementos visibles tales como las pizarras, esquistos y micaesquistos, aunque también pueden ser apreciables otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas y calizas y yesos neógenos. El calibre de los cientos puede ser a veces de gran tamaño, superando el metro de diámetro en zonas proximales o formaciones de coluviones y/o piedemonte, que a su vez son más ricas en matriz arcillo-limosa. Su estado de rodadura es variable pero, por lo general, al tratarse de litologías metamórficas son abundantes los cientos angulosos y subangulosos de geometrías alargadas. En cualquier caso, tanto el grado de redondeamiento como el incremento en material de calibre arenoso y matriz arcillo-arenosa, aumenta desde las primeras fases deposicionales a las últimas, así como desde las zonas proximales a las distales. Así en el centro de la Depresión dominan los materiales de granulometría más fina, como arenas, limos y arcillas. Arenas de diferente calibre (medio a grueso) y limos son importantes en las bajadas distales de abanicos aluviales y abanicos aluviales con agradación distal.

Las terrazas fluviales, fondos de valle, cauces abandonados de abanico, ramblas y distributarios activos presentan características de torrencialidad muy importantes que pueden incluir bloques de más de un metro de diámetro.

En la zona de la cabecera de la rambla de Purias las formaciones tipo glacis responden a mantos de alteración sobre materiales metamórficos retrabajados por procesos de arroyada laminar.

También se encuentran representadas, aunque con mucho menor desarrollo, las **formaciones endorreicas**, constituidas por limos y arcillas de los depósitos asociados a los sistemas endorreicos y semi-endorreicos axiales. Éstos pueden contener cantidades variables de materia orgánica y cristales de yeso secundario (humedales salinos).

Para una descripción de las principales características (geometría, textura, litología, potencia, tamaño y cronología) de cada uno de estos depósitos, se remite al lector al apartado 2.5. CUATERNARIO.

3.4. EVOLUCIÓN

El análisis geológico indica que el mar no se retiró de la zona central de la Hoja de Lorca hasta el final del Messiniense, durante el cual la paleogeografía era bastante distinta a la actual. Hasta este periodo existía un antiguo paleomacizo bético, situado en la posición que actualmente ocupa la Depresión, al que se adosaban las series neógenas de la Sierra de Hinojar. A escala regional, este paleomacizo bético separaba diferentes cuencas sedimentarias neógenas, la de

Lorca al oeste y las de Hinojar y Mazarrón al este (LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990). Los depósitos detríticos procedentes del desmantelamiento de este relieve se encuentran actualmente incorporados a los relieves marginales de las Sierras de Hinojar y del antiforme de La Tercia (en la Hoja de Lorca, 953), inexistentes en aquel periodo. Al final del Messiniense y sobre todo durante el transito Messiniense-Plioceno (c.a. 5 Ma BP), comienza la elevación de los relieves actuales por plegamiento como consecuencia de la tectónica compresiva desarrolla a lo largo de la zona frontal del Arco de Águilas (LAROUZIERE *et al.*; 1988; SILVA *et al.*; 1993).

La elevación de estos relieves deja un corredor tectónico intermedio (actual Depresión del Guadalentín) que quedaría invadido por el mar somero y marginal, sobre el que se depositan las series yesíferas del mioceno terminal, las cuales se encuentran deformadas en ambos flancos del antiforme de La Tercia en la Hoja de Lorca (953), así como la emersión e inversión sedimentaria de las antiguas cuencas neógenas. Este proceso, en conjunto, da lugar al establecimiento de grandes sistemas de drenaje que tenían sus cabeceras instaladas en los relieves subbéticos y dan lugar a grandes aparatos de desembocadura fluvio-litorales a lo largo del margen occidental de la Depresión del Guadalentín, como los de Lebor y el propio Guadalentín en la Hoja de Lorca (953). En la presente Hoja de Puerto Lumbreras los únicos sistemas significativos serían los asociados a las ramblas de Nogalte, Béjar y Rambla Alta. No obstante, en este sector meridional de la Depresión, estos sistemas no estarían enraizados en los relieves subbéticos y serían activos desde, al menos, el Tortoniano superior, continuándose hasta las series mio-plioceneas del Sistema de Transición de Cimbre-Rambla Alta.

Estos sistemas fluviales vienen precedidos por depósitos litorales pliocenos (*fan deltas* y playas de canto-ramblas del Cañete, Nogalte, Cimbre y Oñate) que posteriormente sufren una continentalización progresiva, que en las Hojas de Lorca (953) y Totana (954) constituyan una gran llanura arenosa de desembocadura del antiguo "Sistema Fluvial del Guadalentín" que se dirigía hacia el Mar Menor a través del Campo de Cartagena (SILVA 1994; SILVA *et al.*, 1996) y en la presente Hoja responden mayoritariamente a llanuras aluviales distales con un grado de edafización variable, que programaban sobre zonas litorales someras situadas al norte y al sur de la Hoja, donde el relieve de la Sierra de Enmedio todavía no se habría estructurado.

Esta situación paleogeográfica se mantiene hasta que, ya entrado el Pleistoceno inferior comienza una nueva estructuración del relieve que modifica los antiguos sistemas fluviales progradantes provocando el depósito más energético de los conglomerados de rambla. Éstos ya están relacionados con el inicio de la estructuración de los frentes montañosos de falla actuales durante el Pleistoceno inferior. Esta situación viene acompañada por la propagación hacia el norte de fallas normales N-S del Graben de Mazarrón que desconectan el antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor. Este hito relevante en la historia geomorfológica de la zona da lugar a la zona endorreica que actualmente conocemos como Depresión del Guadalentín, y al abandono del Campo de Cartagena donde la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, y los procesos de encrocamiento calcáreo se generalizan. En la Hoja de Puerto Lumbreras los sistemas de fallas N-S se corresponderían con las Fallas N10-

20°E que corren paralelas al frente montañoso de Almenara y que terminan por segmentarlo en su zona más septentrional (SILVA, 1994; SILVA *et al.*; 1997).

La estructuración de los frentes de falla a lo largo del segmento meridional de la Falla de Alhama de Murcia en el margen occidental de la Depresión y de la de Palomeras en el oriental, está originada por un cambio en las direcciones de esfuerzos mio-pliocenos desde NE-SO a una N-S ya entrado el Pleistoceno inferior, 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 de la Depresión. Estos últimos registran una importante discordancia progresiva interna con dispositivo dominante de agradación proximal en "offlap" (SILVA *et al.*; 1992a y b). La continuidad de la compresión N-S durante el tránsito Pleistoceno medio-superior trae consigo la deformación e incorporación al relieve de materiales detriticos depositados por los sistemas aluviales marginales con anterioridad. Ejemplo de ello es la formación de los relieves tectónicos interpuestos y lomas de presión que se generan en el entorno de Lorca (Contractional Duplex de Lorca, SILVA, 1994; 1996) a favor de la Falla de Alhama de Murcia y del relieve tectónico lineal de Cabezo del Muro en la Falla de Palomares. Éstos interfieren en el drenaje y el depósito de los sistemas aluviales pertenecientes al Pleistoceno medio-superior generando divergencia y falsos desplazamientos del drenaje procedente de los frentes de falla, así como lagunas de falla ("sag-ponds").

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 en el interior de la Depresión (SILVA *et al.*; 1992a y b). Ésta se encuentra caracterizada por un dispositivo de agradación distal en "offlap", controlada por la cada vez menor cantidad de sedimentos disponibles en sus cabeceras, promueve la progradación de los sistemas aluviales hacia centro de cuenca, así como a la progradación del proceso de encajamiento de sus canales, mediante la generación de sucesivos puntos de intersección (SILVA, 1994). Los trabajos más recientes sugieren que este cambio de agradación a disección acompaña al periodo de deglaciación y el comienzo del Holoceno (HARVEY, 1990;

SILVA *et al.*; 2003). Los mismos mecanismos morfosedimentarios son los que han controlado la sedimentación durante el Holoceno, el periodo histórico y la actualidad.



Figura 54. Depósitos distales aluviales y palustres (laminados) de centro de cuenca, sobre los que programan facies con gravas de abanicos aluviales. Sector central de la Depresión del Guadalentín

Aunque se tienen pocos datos de los sistemas sedimentarios pleistocenos en centro de cuenca, supuestamente endorreicos, sí que se tienen bastantes datos sobre los sistemas fluvio-palustres y lagunares que acompañan a la tercera fase deposicional. Así durante el Pleistoceno superior final, hasta el Holoceno tardío (ca. 2.500 años BP) se produce una gran área endorreica fluvio-palustre o netamente palustre en la que convergen las bajadas aluviales distales. Estas grandes áreas lagunares son las que sostuvieron a las comunidades argaro-ibéricas del Bronce, que abandonan la zona debido al proceso de desecación y fragmentación de estos humedales ocasionado por el encajamiento de la red de drenaje actual (CALMEL-ÁVILA, 2002; SILVA *et al.*; 2003). Así pues, al igual que en el río Guadalentín, las secuencias de terrazas que acompañan el encajamiento de las ramblas actuales y su progradación hacia las zonas más distales de los abanicos actuales sólo abarcaría los últimos 2.500–2.000 años. En las Hojas de Lorca (953) y Totana (954) las mas representativas son de época medieval-musulmana y moderna, está última muy probablemente coincide con el último episodio frío denominado la

Pequeña Edad de Hielo (CALMEL-ÁVILA, 2002; SCHULTE, 2002; SILVA *et al.*; 2008). El drenaje definitivo de la Depresión sólo se ha conseguido durante época reciente (siglos XVI, XVII, XVIII) con la construcción de canalizaciones artificiales que unen definitivamente los antiguos cursos del Guadalentín y Sangonera (canal de La Alcanara), adecuan y fijan la antigua conexión natural entre el Guadalentín y la rambla de Las Moreras (canal del Paretón), y más al norte unen y canalizan definitivamente las aguas del Guadalentín hacia el Segura (canal del Reguerón). Por el contrario, en el sector sur de la Depresión correspondiente a la presente Hoja se siguen manteniendo las condiciones endorreicas o semi-endorreicas del holoceno. Tan sólo las cabeceras de las ramblas de Viznaga (norte) y Pulpí (sur) ejercen una modesta acción remontante sobre las todavía zonas endorreicas del centro de cuenca.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

Los procesos geológicos activos dentro de la Hoja de Puerto Lumbreras son, por orden de peligrosidad potencial, los relacionados con los procesos de inundación (avenidas o riadas), neotectónica y sismicidad, procesos gravitatorios y erosión (y aridificación) del territorio. 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 Puerto Lumbreras presenta una serie de importantes **rasgos neotectónicos** asociados a la actividad de fallas ya tratados en apartados anteriores. Estos rasgos incluyen frentes montañosos, escarpes de falla y caras facetadas como formas mayores, y relieves tectónicos (lomas de presión, micro-horsts y "grabens", "sags"), basculamientos y anomalías relacionadas con la red de drenaje (desplazamientos, deflecciones, etc.) como elementos geomorfológicos menores, pero no menos importantes. La mayor parte de ellos se encuentran relacionados con el trazado de las dos zonas de falla que limitan la Depresión, cuya actividad se ha prolongado desde el Messiniense hasta el Pleistoceno con carácter de desgarres sinestrales con una importante componente vertical, que puede cifrarse en torno a tasas de 0,08 a 0,06 m/ka (SILVA *et al.*; 2003). Todos los rasgos que se mencionan son congruentes con el carácter de desgarre sinestral a lo largo de la falla de Alhama de Murcia que en su segmento más meridional (Lorca-Puerto Lumbreras) posee una dirección general N45°E constituyendo uno de los mejores ejemplos de fallas de desgarre pleistocenas de toda la Península Ibérica (GUTIÉRREZ ELORZA, 2008). Esta zona de falla se encuentra segmentada "en echelon" por pequeñas fallas normales de dirección N-S a N10-20°E terminando hacia el norte en el denominado "Contractional Duplex" de Lorca y hacia el sur en un "horse-tail splay" ramificándose en accidentes de dirección N60-70°E al suroeste de Puerto Lumbreras (SILVA, 1994; 1996). Éstos, en último término, se adaptan y definen la morfoestructura del Corredor de Huércal-Overa. La zona de falla de Palomares presenta una dirección preferente N10-20°E, que progresivamente hacia el

norte va deflectándose hacia el este, delineando la estructura arqueada periférica del Arco de Águilas. Los rasgos de actividad tectónica cuaternaria más importantes aparecen hacia el sur de la rambla de Purias, siendo el rasgo más característico el relieve tectónico lineal de Cabezo del Muro. Por último, en el interior de la Sierra de Almenara, los corredores tectónicos de Tebar-Campico y La Hoya de Fuente Álamo presentan también diferentes anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad tectónica, siendo las facetas triangulares y trapezoidales de falla las más características. En ambos casos, estos indicadores de actividad tectónica cuaternaria se ensamblan a lo largo de las márgenes SSE de los corredores, que funcionarían como semi-fosas activas durante el Cuaternario.

Dentro de las **anomalías relacionadas con la red de drenaje**, las desviaciones del drenaje relacionadas con el trazado de la falla de Alhama de Murcia que da lugar a **patrones de drenaje en Z** son las más abundantes. Los ejemplos más sobresalientes se encuentran inmediatamente al suroeste de Lorca, entre las ramblas de La Torrecilla y la de Béjar, donde los trazados de todas las ramblas se adaptan a la zona de falla mostrando patrones cinéticos coherentes con la actividad sinestral de la falla de Alhama de Murcia. En las inmediaciones de Lorca los desplazamientos están relacionados con los relieves interpuestos que constituyen las lomas de presión que se integran en el "Contractional Duplex" de Lorca, los cuales actúan como verdaderas lomas de obturación deflectando el drenaje *sensu WALLACE (1975)*. Por otra parte, las distintas ramblas en las que se registran este tipo de anomalías se hallan fuertemente encajadas en los relieves interpuestos, los cuales atraviesan perpendicularmente. De modo que, en cualquier caso, el comportamiento cinético que reflejan tendría lugar cuando estas ramblas no se encontraran encajadas, es decir, durante la primera fase deposicional de abanicos aluviales (Pleistoceno medio), respondiendo el drenaje en Z que observa actualmente, con pequeños procesos de antecedencia o de captura por parte de los arroyos que drenaban los relieves interpuestos hacia la Depresión. En definitiva, este tipo de anomalías no representan desplazamientos reales como han indicado autores previos al norte de Lorca (NAVARRO HERVÁS, 1992, MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992).

La **Falla de Lorca-Alhama de Murcia** constituye un accidente de desgarre sinestral con actividad cuaternaria (BOUSQUET y MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979), que en la zona de desplazamiento principal (ZDP) muestra diferente complejidad geométrica (lineal y fractal), patrón estructural, orientación y actividad sísmica (SILVA *et al.*; 1992c; SILVA, 1994 y 1996). Se puede subdividir en tres segmentos principales, Huércal Overa-Lorca (N35-45°E y 28,5km de longitud), Lorca-Alhama (N50-65°E y 27 km de longitud) y Alhama-Alcantarilla (N45-50°E y 26 km de longitud).

La Hoja de Puerto Lumbreras se sitúa en su segmento meridional, caracterizado por su carácter lineal y actividad sísmica muy moderada concentrada al suroeste de Lorca en el interior de la Sierra de las Estancias (SILVA, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2002; GARCÍA MAYORDOMO, 2005). Esta zona coincide con el denominado "Contractional Duplex" de Lorca (SILVA *et al.*; 1992c; SILVA, 1994), que representa el "límite de segmento de falla" más significativo de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, ya que en él, es donde se nuclean y producen los eventos

sísmicos más importantes (SILVA, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ, 1999; MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2002). Todas las líneas de falla incluidas dentro del segmento cartografiado pueden catalogarse como de **actividad pleistocena**, e incluso en el entorno de Lorca atendiendo a relaciones geomorfológicas con las superficies aluviales, existiría una traza holocena (BAENA *et al.*; 1994; SILVA, 1994). Datos morfométricos (SILVA *et al.*; 2003) y paleosísmicos indican que estas trazas de falla activa están condicionadas por tasas de desplazamientos verticales superiores a 0.08 mm/año e incluso pueden alcanzar los 0.35 mm/año, mientras que las tasas de desplazamiento en la horizontal se sitúan entre 0.15 y 0.53 mm/año (MASANA *et al.*; 2004; 2005) para este segmento meridional de la falla. En cualquier caso el segmento Lorca-Puerto Lumbreras se muestra como un “gap” sísmico dentro del conjunto de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, tanto para el periodo histórico como para el instrumental (SILVA *et al.*; 1992c; 2003; SILVA, 1994 y 1996; BAENA *et al.*; 1994; MARTÍNEZ DÍAZ, 1999).

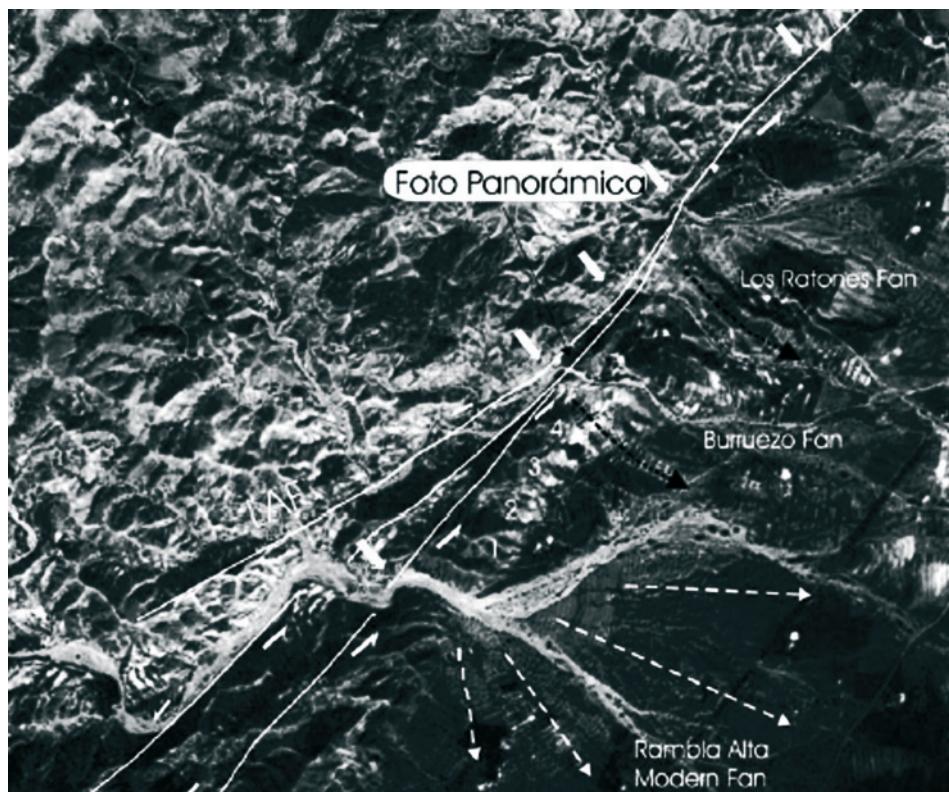


Figura 55. Foto aérea de la zona de falla de Lorca-Alhama de Murcia mostrando los desplazamientos sinestrales y decapitaciones de ramblas (flechas blancas) que se registran entre Lorca y el Polígono Industrial de Rambla Alta. 1, 2, 3, 4, etc.; representan los lóbulos sedimentarios desplazados sinestralmente, correspondientes a la formación de Conglomerados de Rambla

La falla de Palomares, al igual que la anterior, es un accidente de desgarre sinestral con actividad cuaternaria (BOUSQUET, 1979; BOUSQUET y PHILLIP, 1976). Se muestra bastante lineal hasta la zona de la rambla de Purias, sector en el que muestra mayores rasgos de actividad netamente cuaternaria. Aunque se caracteriza por su cinemática sinestral, a partir del Pleistoceno medio, y al menos en este sector, muestra un carácter de falla normal congruente con su dirección submeridiana y con las direcciones de esfuerzos cuaternarias (SILVA, 1994; SILVA *et al.*; 1997). Ejemplos de esta actividad se pueden observar en la rambla de Purias, con planos de fallas con estrías subverticales, así como en los escarpes de falla que delinean el relieve tectónico lineal de Cabezo del Muro, los cuales decapitan las superficies aluviales del Pleistoceno medio. En la zona de la rambla del Aljibejo se observan escarpes de falla normal que, por su relación con las superficies aluviales cartografiadas, tendrían actividad holocena. Al igual que ocurre con el segmento meridional de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, esta zona terminal de la falla de Palomares no presenta sismicidad, aunque se ha registrado algún terremoto reciente en el sector de Pulpí (Hoja de Águilas, 997).

3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad

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-NW a 4mm/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-SW que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BU-FFORN *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 del 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-SW) de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Nor-Carrascoy en sus sectores meridional y central, y por las fallas dextrales (N70°E) de Crevillente y Bajo Segura en su zona más septentrional (ALFARO *et al.*; 2002). La Depresión del Guadalentín se corresponde con la zona de desplazamiento principal (ZDP) de esta gran zona de cizalla cortical (SILVA *et al.*; 1993).

En el entorno de la Depresión existen catalogados más de 100 eventos entre los que cabe además incluir las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977, 1978, 2000), Alcantarilla (1996) y los más recientes de Mula (1999, 2002) y La Paca (2005), que se han dejado sentir en la Hoja de Puerto Lumbreras con intensidades de IV-V grados MSK. El último evento importante acaecido en la presente Hoja se encuentra también relacionado con el Duplex de Lorca y tuvo lugar en el año 2000, presentando una magnitud de 3,9 mb, e intensidad máxima de V grados MSK (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2002).

En conjunto, los eventos sísmicos de la Depresión del Guadalentín delinean dos importantes alienaciones. La primera se resuelve a favor del trazado del curso medio del río Segura (Lorquí-Murcia) con dirección N120-140°E, y la segunda con la propia Depresión del Guadalentín (Pto. Lumbreras-Orihuela), con dirección N45-65°E. Ambas alineaciones sísmicas intersectan a la altura de Alcantarilla y Murcia, zona donde han tenido lugar terremotos importantes (VII-VIII MSK) durante el periodo histórico. Otra alineación se resuelve, de manera más difusa, a lo largo del sur de la falla Nor-Bética en dirección N50-65°E, aunque recientemente se ha mostrado de gran importancia con el terremoto de Mula de 1999 y su prolongada serie de réplicas, los de mayor magnitud registrados en la Región de Murcia durante el siglo XX (mbLg 4.8).

La sismicidad del Valle del río Segura, ha sido relacionada por distintos autores (SANZ DE GALDEANO *et al.*; 1995; SANZ DE GALDEANO Y LÓPEZ CASADO, 1988; BAENA *et al.*; 1994) con el denominado Accidente del río Segura. Éste constituye la prolongación semi-fosilizada de la falla de Socovos que controló la evolución paleogeográfica de las cuencas de Fortuna y Mula durante el Neógeno superior (LUBKOWSKY, 1990). La sismicidad de la Depresión del Guadalentín se concentra fundamentalmente a lo largo de su margen occidental, en relación con la traza de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, siendo bastante escasa en el margen oriental, donde llega a ser nula en la zona más meridional correspondiente a la falla de Palomares (SILVA 1994; SILVA *et al.*; 2000). El mismo esquema se observa en el segmento más meridional de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, el cual es presumiblemente asísmico (SILVA, 1994, SILVA *et al.*; 2000). Todo este conjunto de fallas pertenecen al sistema de desgarres sinistrales postorogénicos identificadas por BOUSQUET (1979) y SANZ DE GALDEANO (1983) en este sector de la Cordillera Bética.

En conjunto, la sismicidad registrada en la zona es moderada ($mb \leq 5.5$) y de carácter superficial ($h < 30km$), existiendo una importante concentración de focos entorno a los 10 km de profundidad (SANZ DE GALDEANO *et al.*; 1995) que nos indica de forma aproximada el espesor medio de la zona sismogenética en este área, que por regla general coincide con el límite de elasticidad del cuarzo (isograda de 300°C). En el sector comprendido entre la falla de Lorca-Alhama de Murcia y la costa de Cartagena, la Corteza tiene un espesor de 25 km, y el Flujo Térmico es moderadamente elevado ($100-85 \text{ Mw/m}^2$), haciendo que la isograda de 300°C se sitúe entre los 7-10 km de profundidad, equivalente al espesor de la zona sismogenética. De hecho, en este sector el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11km (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

Los terremotos instrumentales más importantes catalogados por el IGN corresponden a los de Lorca de los años 1977 y 1978, con magnitudes (mb) de 4,2 y 4,3 respectivamente en el entorno de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, el terremoto de Alcantarilla de 1995 (mb 4,1) en el entorno de la falla de Socovos y el terremoto de Sangonera de 1946 (mb 4,6). A éstos habría que unir los terremotos que se producen ya en la confluencia de la Depresión del Guadalentín con la del Bajo Segura, en el entorno de Orihuela, donde tuvo lugar el evento más importante de comienzos del siglo XX, el terremoto de Jacarilla de 1919 (mb 5,2), y los de la zona de Mula donde tuvo lugar el terremoto más importante de final de siglo XX, El

terremoto de Mula de 1999 (mb 5,5). Sin embargo, se han registrado en la zona terremotos históricos de importante Intensidad (VIII-VII MSK) centrados en las localidades de Lorca (1579, 1674 y 1818) y Torres de Cotilla-Lorquí (1911). Como puede observarse el registro histórico contrasta con la moderada actividad sísmica correspondiente al periodo instrumental, donde las intensidades máximas sentidas en la zona de la Depresión han sido de VI grados MSK, en relación con los terremotos de Lorca de 1977 y 1978.

Las intensidades máximas registradas a lo largo de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, alcanzan los VIII MSK para los eventos nucleados en las proximidades de Lorca, que funciona como límite de segmento donde se acumulan los esfuerzos promovidos por el creep asísmico del segmento meridional de la falla (SILVA *et al.*; 2000). Los de mayor intensidad ocurridos en la Hoja corresponden a los de 1647 y 1818 donde se vieron afectadas numerosas edificaciones en Lorca (ÉCHALLIER, 1983) y hubo movimientos del terreno entre Lorca y Totana (RODRÍGUEZ ESTRELLA y MANCHEÑO, 1993; MARTÍNEZ DÍAZ, 1999). No obstante, en la zona de Totana las intensidades máximas sentidas nunca han superado los VII MSK y las magnitudes máximas nunca han superado la mb 4.0. La intensidad y magnitud de los eventos sísmicos disminuye hacia el noreste, y ya en el segmento de Alhama-Alcantarilla las máximas nunca han superado los V MSK y la mb 3.0. En cualquier caso, es importante destacar que en la intersección con la falla de Socovos los registros instrumentales e históricos de nuevo marcan un neto incremento, con intensidades máximas de VIII MSK para los eventos de Torres de Cotilla (1911) y Lorquí (1917) y el registro de mb 4,1 para el evento de Alcantarilla de 1995.

También se registran epicentros en el interior de la Depresión que aparentemente no se encuentran relacionados con traza de falla alguna. Éstos aparecen dispuestos en tres agrupaciones principales, suroeste de Totana (Hoja 954) sureste de Alhama-Librilla (Hoja de Alcantarilla, 933) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia, en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Palmar y La Ñora (Hoja de Murcia, 934). En este último conjunto, denominado por SILVA (1994) Fuente Sísmica de Murcia, se registra la actividad más importante de las tres, con intensidades que alcanzan los VII MSK como es el caso del terremoto de Murcia de 1743. Aunque muchos autores han correlacionado esta sismicidad con la prolongación N120°E de la falla de Socovos (SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ CASADO, 1988; SANZ DE GALDEANO *et al.*; 1995), también podría estar relacionada a las fallas N-S fosilizadas, detectadas por métodos geofísicos, señaladas en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (BAENA *et al.*; 1994). Las otras dos fuentes sísmicas no producen sismos de importancia ni en intensidad (< IV MSK) ni en magnitud (< 2.0 mb), siendo todos ellos de época instrumental. Algunos de los eventos, relacionados con la Fuente sísmica del sur de Alhama-Librilla, podrían relacionarse con la prolongación fosilizada de la rama sur de la falla de Lorca-Alhama de Murcia que se continua en superficie al otro margen de la Depresión, tal y como proponen HERNÁNDEZ ENRILE y MARTÍNEZ-DÍAZ (2000).

Los epicentros situados en la presente Hoja pueden relacionarse con el *Contractual Duplex* de Lorca en la terminación del segmento Lorca-Puerto Lumbreras, y prácticamente todas ellas responden a las réplicas más importantes del terremoto de Lorca de 1977 (4,9 mb, MEZCUA

et al.; 1984) y al último terremoto importante localizado en la Hoja, al suroeste de Lorca en el año 2000 (3,9 mb) (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2002), en el entorno de rambla Alta. En concreto, los terremotos instrumentales más importantes (1977 y 2000) presentan soluciones focales de características extensionales que han sido relacionadas con procesos de relajación de los niveles corticales superficiales producidos por la actividad de desgarre sinistral inverso en profundidad de la falla de Lorca-Alhama de Murcia en este sector (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2002).

Sólo se encuentran disponibles datos paleosísmicos para el segmento de Lorca-Totana y la zona más meridional del segmento Puerto Lumbreras-Lorca, ya en su ensamblaje con el Corredor de Huércal-Overa donde se han realizado trincheras de falla específicas (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*; 2001; 2003; MASANA *et al.*; 2005), o se han realizado observaciones sobre cortes naturales (SILVA *et al.*; 1997; SILVA *et al.*; 2003). En el segmento de Lorca-Totana las trincheras realizadas en la rama sur de la falla de Lorca-Alhama de Murcia (falla del Guadalentín) por MARTÍNEZ DÍAZ *et al.* (2001) han podido identificar dos paleosismos, uno con anterioridad a 16.670 años BP en el Pleistoceno superior, y otro más moderno entre 2.130 – 830 años BP (ca. 1.460 AD). Datos aportados por CALMEL-ÁVILA (2002) en la zona del Romeral (sur de Librilla) permiten proponer la existencia de un evento sísmico importante que afecta a depósitos de c.a. 4.300 años BP y se encuentra sellado por un paleosuelo de 3.885 ± 60 años BP perteneciente a la Edad del Bronce (SILVA *et al.*; 2003b; 2008) relacionado con la prolongación fosilizada de este mismo segmento. El segmento Lorca-Puerto Lumbreras, ya se ha comentado que es prácticamente asísmico, no obstante, en su terminación meridional en el corredor de Huércal-Overa (fuera de la presente Hoja) se han detectado dos eventos sísmicos uno anterior al 660 AD y otro posterior a él, seguramente durante el siglo XVIII (MASANA *et al.*; 2005), que debería corresponder con el Terremoto de Huércal-Overa de 1863 (VII MSK), del cual existen numerosas referencias sobre los efectos geológicos que causó (DEL PRADO, 1863).

Las magnitudes máximas estimadas para los diferentes eventos paleosísmicos registrados en la falla de Lorca-Alhama de Murcia son del orden de 6,5 a 7,0 Mw, la cual supera cualquier registro instrumental de la zona (MASANA *et al.*; 2004, 2005). Por otro lado ateniéndonos a las longitudes máximas de los diferentes segmentos de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, las relaciones empíricas propuestas por WELLS y COPPERSMITH (1994), indican que rupturas de 15 km de longitud se encuentran asociadas a eventos de Mw 6.0-6.5 con desplazamientos máximos por evento de 0.5m. De la misma forma, rupturas de unos 30 km de longitud están relacionadas con eventos de Mw=6.5–7.0 con desplazamientos máximos entre 0.5-1.0 m. En concreto, asumiendo la ruptura completa del segmento Lorca-Puerto Lumbreras (28,5 km) se podría producir un evento de magnitud máxima Mw 6.7 (GARCÍA MAYORDOMO, 2005). En cualquier caso, las tasas de elevación tectónica asociada a frentes de falla activos, como es el segmento central de la falla de Lorca-Alhama de Murcia, son del orden de 0.08-0.2 mm/año (SILVA, 1994). Estos valores se asocian según diferentes relaciones empíricas a períodos de recurrencia de 1.750–2.600 años y 10.000–12.500 años para eventos de intensidad superior a VIII MSK (SILVA *et al.*; 2003b). No obstante, los registros históricos (últimos 650 años) documentan períodos de recurrencia de 100-250 años para eventos de intensidad VII-VIII en el entorno de la Depresión (SILVA, 1994) que podrían ilustrar la actividad sísmica durante los

grandes períodos de tiempo comprendidos entre grandes terremotos. Relaciones empíricas para tasas de elevación–período de recurrencia, también nos indican períodos de recurrencia entorno a los 10.000 años para grandes terremotos (CAPOTE y MARTÍNEZ DÍAZ, 2001; SANTANACH, 2001).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse media-alta comparada con el resto del territorio español. La Región de Murcia ha sido objeto de análisis de zonificación sísmica a diferentes escalas. Así la Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02) atribuye a la zona de la Depresión aceleraciones horizontales básicas (a_0) entre los 0.12 y los 0.08 g, alcanzándose los valores máximos en la zona de Murcia-Orihuela (>0.15 g). En concreto la NCSE-02 asigna al municipio de Lorca un valor de 0.12 g, al de Totana 0.10 g, a los de Alhama y Fuente Álamo 0.11 g y al de Mazarrón 0.09 g. Estos valores de intensidades están generalmente relacionados con intensidades \geq VII MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventory de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (IGME-CARM, 1995) asignan a la Depresión del Guadalentín una aceleración sísmica más homogénea de 0.13 g, la cual disminuye progresivamente hacia la costa donde se alcanzan valores de 0.11-1.10 g en las zonas de Águilas y Mazarrón. Los valores de aceleración horizontal más bajos en todo el entorno de la zona de Murcia se encuentran en torno a los 0.7 g a lo largo de su límite con Castilla-La Mancha. En cualquier caso es necesario apuntar que, teniendo en cuenta los factores de amplificación considerados en la NCSE-02, los valores de aceleración podrían incluso superar 0.18 - 0.20 g (c.a. VIII MSK) para localidades con “efecto sitio” relevante, como es el caso de todas las poblaciones edificadas sobre rellenos cuaternarios poco consolidados, prácticamente todas en nuestro caso, y en particular las ciudades de Murcia, Alcantarilla, Lorca y Puerto Lumbreras. En detalle, estudios de peligrosidad específicos realizados en la Región de Murcia (GASPAR ESCRIBANO et al.; 2008) apuntan a que todo el entorno de la Depresión puede experimentar aceleraciones máximas del terreno de entre 100 y 120 cm/seg² para períodos de retorno de 475 años, que podrían amplificarse en rellenos aluviales (efecto sitio) hasta los 278 cm/seg² (0.28 g) para períodos de vibración de 0.2 segundos en el entorno de la ciudad de Lorca, lo que equivale a una sacudida de intensidad VIII MSK.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera

Los movimientos de ladera se producen sobre todo a lo largo de los frentes montañosos de falla que limitan la Depresión y los Corredores tectónicos de Tebar-Campico y La Hoya de Fuente Álamo. Los más importantes responden a deslizamientos complejos, mientras que los más comunes resultan ser los procesos de caída de bloques de grandes dimensiones. El deslizamiento más importante se encuentra en el corredor tectónico de Tebar-Campico, en la margen derecha de rambla de Los Chuecos. Se observan, al menos, tres generaciones de cicatrices de despegue en graderío y dos episodios de deslizamiento. El deslizamiento se desarrolla a favor de un intra-cabalgamiento en calizas recristalizadas alpujárrides sobre micaesquistos y filitas. Se genera un cuerpo de unos 2 km² que produce un importante estrechamiento en el valle y de cuyos laterales se despegan los cuerpos deslizados más recientes en forma de lenguas

y lóbulos de derrubios que claramente fuerzan el trazado de la rambla en el fondo de valle. Lenguas similares, de aspecto reciente, también presentan dimensiones cartografiadas, pero menores, en la rambla de Fuente Álamo.

Los procesos de caída de bloques y desplomes son importantes en los frentes montañosos de Lorca-Puerto Lumbreras y Almenara fundamentalmente. En ellos los procesos gravitacionales son activos siendo numerosas las formaciones de coluviones y piedemonte que se acumulan a lo largo del trazado de fallas activas. Todas estas zonas son catalogadas de peligrosidad alta y media alcanzándose pendientes medias de 8-15° y >15° respectivamente (ITGE-CARM, 1995). En estas zonas los procesos gravitatorios activos están generalmente ligados a los afloamientos de calizas y dolomías maláguides (rambla de Béjar), así como más comúnmente a las series pizarrosas y esquistosas permo-triásicas alpujárrides (Las Estancias).

En el entorno de Puerto Lumbreras, la presencia de series conglomeráticas tortonienses a plio-cuaternarias, muy tectonizadas y verticalizadas, hacen de las márgenes de la rambla del Nogalte zonas de especial peligrosidad ante estos procesos. Más hacia el sur, entre las ramblas de Vilerda y Los Carrascos, los microdeslizamientos a favor de materiales neógenos más margosos adquieren importancia. También es relevante la peligrosidad a lo largo de las ramblas más importantes de Las Estancias y Almenara, donde los depósitos gravitatorios cartografiados en su mayoría responden a grandes conos de derrubios con escasa matriz arcillosa y por tanto muy activos.

Los desplomes en materiales poco consolidados sólo son importantes en las cabeceras de las ramblas de Viznaga y Pulpí donde se desarrollan escarpes subverticales superiores a los 5 m. Estas zonas también están sometidas a los procesos más importantes de zapamiento e incluso *piping*. En estas zonas los movimientos más frecuentes son los desprendimientos, que pueden catalogarse como avalanchas de tierra, los cuales son potencialmente activos durante episodios de riada. Dentro de los cascos urbanos que abarca la Hoja, sólo el de Puerto Lumbreras es catalogado de peligrosidad media (ITGE-CARM, 1995), es decir con posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos, especialmente a lo largo de los márgenes de la rambla de Nogalte.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Las vegas del río Segura y del Guadalentín constituyen zonas de peligrosidad alta dentro del conjunto del territorio de la Región de Murcia. Murcia, Orihuela, Lorca y Cartagena, han sido tradicionalmente las poblaciones más afectadas por las riadas y o crecidas de estos ríos o ramblas asociadas. En concreto las localidades de Lorca, Cartagena y todas las comprendidas entre Cieza y el mar a lo largo del río Segura, se encuentran catalogadas como áreas inundables de primer orden dentro del Libro Blanco del Agua de 1988 (CAMARASA BELMONTE, 2002). En la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988) y el Atlas inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) se documentan más de 200 episodios de avenidas, riadas, crecidas o inundaciones desde el año 1.482 DC, aunque existen referencias

escritas desde el 1.258 DC. En más del 90% de los casos se hace mención explícita al Guadalentín y al Segura, así como a las ciudades de Lorca, Murcia y en menor medida Totana.

De todos los eventos documentados, son de especial importancia los de 1545, 1568 (El Diluvio), 1651 (Riada de San Calixto), 1802 (Rotura del Embalse de Puentes), 1879 (Riada de Santa Teresa), 1880-1891 (Riada de los 43 días). Todos ellos afectaron al menos a la zona norte de la presente Hoja como consecuencia del desbordamiento del sistema de ramblas-sangradores de La Tiata que alimentan los lóbulos distales más recientes del Abanico de Lorca. De entre ellas destaca la de 1651, que provocó un total de más de 1.000 víctimas entre Murcia y Lorca. También fue importante la riada del 30 de abril de 1802 ocasionada por la rotura de la presa del embalse de Puentes, que originó 680 muertos en la vega de Lorca. De especial actividad hídrica fue el último cuarto del siglo XIX, durante el cual tuvieron lugar un total de 35 episodios de inundación en la Región de Murcia (FONT TULLOT, 1988), donde fueron importantes las ocurridas entre octubre y noviembre de 1879 en Lorca y Murcia. Estos episodios de inundación están controlados por fuertes precipitaciones de carácter estacional en las zonas de cabecera de las ramblas y ríos principales.

Dentro de los episodios de inundación modernos, destaca la riada de octubre de 1973 que tuvo especial incidencia en la localidad de Puerto Lumbreras, donde se desbordó la rambla del Nogalte. De este episodio de crecida importante se poseen datos numéricos (HERAS, 1973). El Guadalentín registró caudales máximos de hasta 3.090 m³/seg en su zona de cabecera, bajo unas precipitaciones de 286 mm. Aguas abajo de Lorca, donde la lámina de agua alcanzó una altura de 10 m, se registraron caudales máximos cercanos a los 850 m³/seg. En el canal de derivación del Paretón se registraron caudales máximos de 653 m³/seg durante el mismo evento. En Pto. Lumbreras, la rambla del Nogalte registró caudales máximos de 1974 m³/seg. Las aguas subieron 8 m sobre el nivel habitual, arrasando los muros de contención y cerca de un centenar de viviendas, afectando al antiguo puente de la N-340 (carretera Murcia-Almería) con un cálculo final de 95 víctimas mortales. (NAVARRO HERVÁS, 1992).

En detalle, la localidad de Lorca, en el norte de la Hoja, ha sufrido decenas de procesos de inundación importantes que han llegado a causar centenares de víctimas y/o daños importantes en viviendas y cultivos (ITGE-CARM, 1995). Todos ellos están relacionados con el desbordamiento del Guadalentín y por tanto relacionado con episodios de lluvias torrenciales localizadas en su amplia zona de cabecera instalada en los relieves subbéticos aguas arriba de los embalses de Puentes y Valdeinfieros. Éstos, a pesar de estar diseñados para laminar el agua de las crecidas del Guadalentín, se han visto sobrepasados (años 1900 y 1948) y/o incluso rotos (años 1648 y 1802), ocasionando inundaciones muy violentas en Lorca, apenas situado 14 km aguas debajo de la cerrada de Puentes, con lo que suponen un elemento de peligrosidad "artificial" difícil de catalogar ante eventos extraordinarios. La riada de 1802 abrió una abertura de 30,5 m de altura por 24 m de ancho en la cerrada de la presa de Puentes, por la que desaguaron unos 30 hm³ de agua en tan sólo una hora, estimándose un caudal medio de más de 8.000 m³/s (NAVARRO HERVÁS, 1992) ocasionando 682 muertes y la destrucción de 809 edificios en Lorca (ITGE-CARM, 1995).

En definitiva la peligrosidad por inundaciones en la zona está fuertemente ligada al carácter torrencial de los cursos de agua existentes y de las precipitaciones que los alimentan, siendo ésta máxima en las zonas axiales de las ramblas del Guadalentín y su derivación hacia el sur por el sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, que se desbordaron por última vez durante la riada de 1948 (NAVARRO HERVÁS, 1992). Por otro lado, el resto de ramblas directas a la Depresión procedentes de Las Estancias, y en especial la de Béjar, poseen también un grado de peligrosidad alto-medio. Por el contrario, las ramblas que desaguan la Sierra de Almenara hacia la Depresión, a pesar de poseer un potencial de peligrosidad alto, por constituir sistemas torrenciales, poseen cuencas de recepción más reducidas y sólo la de Purias destacaría entre todas ellas. Las bajadas aluviales aguas abajo de los puntos de intersección más distales de sistemas aluviales activos (virtualmente sus desembocaduras), junto con las zonas semi-endorreicas del centro de la Depresión son zonas de especial peligrosidad. En general todo el sector central de la Depresión del Guadalentín en la presente Hoja posee un grado de peligrosidad medio, tal y como se indica en el Atlas-Inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). No hay que olvidar que como se ha comentado en otros apartados, la zona de Puerto Lumbreras conserva casi intacto el carácter endorreico de su evolución pleistocena y holocena.

A estos procesos de inundación van obviamente ligados los procesos de sedimentación activa. Éstos quedan cartográficamente representados por las bajadas distales activas de los sistemas de ramblas directas y por los depósitos de desbordamiento (tipo "crevasse-splay") que se observan aguas abajo del ya mencionado sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, funcional desde, al menos, la Edad de Bronce. La capacidad de carga de estos sistemas distales es muy importante, así durante la riada de 1973, de un caudal máximo de 1974 m³/s registrado en la rambla del Nogalte, 813 m³ correspondieron a arrastres sólidos (cerca del 40%), que se depositaron en la desembocadura de esta rambla en la Depresión, aguas abajo de la localidad de Puerto Lumbreras (HERAS, 1973). No obstante, los lóbulos de derrame cartografiados corresponden a riadas anteriores a 1950.

3.5.5. Procesos de erosión

Dado que el interior de la Depresión del Guadalentín en esta zona puede ser considerada como sedimentariamente activa, los procesos de erosión en esta Hoja quedan fundamentalmente circunscritos a los relieves que la rodean. Estos procesos fundamentalmente atienden a erosión en regueros ("rills") a lo largo de las paredes de las ramblas y fundamentalmente afectan a los mantos de derrubios y materiales meteorizados de sus zonas de cabecera, así como a los numerosos conos de derrubios y conos de deyección que orlan sus márgenes.

Los procesos de erosión ligados a acarcavamientos sólo son moderadamente importantes en los materiales detríticos neógenos que afloran en la Sierra de Hinojar y más significativamente al suroeste de Puerto Lumbreras, donde los afloramientos de margas neógenas se encuentran ligeramente, y localmente, acarcavados.



Figura 56. Procesos de erosión diferencial sobre la zona de falla de Lorca-Alhama de Murcia. En las proximidades del Hospital y del polideportivo de Lorca

Los procesos de arroyada superficial sólo son importantes en el interior de la Depresión, fundamentalmente asociados a las superficies aluviales antiguas sedimentariamente inactivas. En las correspondientes al Pleistoceno superior (las de mayor envergadura), pueden llegar a formarse importantes canales de lavado por concentración de las arroyadas en las zonas de pie de abanico. Son importantes en los cuerpos aluviales correspondientes al Pleistoceno medio-superior y Pleistoceno superior, que poseen mayor pendiente. En estos se pueden formar "rills" de anchura métrica y varios cientos de metros de longitud, con profundidades que pueden alcanzar más de un metro. Buenos ejemplos son los "rills" que se desarrollan en las inmediaciones del Hospital de Lorca y la rambla de La Torrecilla. En las superficies aluviales del Pleistoceno superior-holoceno, también son importantes estos procesos, aunque en la mayoría de los casos estas zonas pasan inadvertidos debido a la proliferación extensiva de explotaciones hortofrutícolas en la zona. Por lo demás, en el interior de la Depresión los procesos de erosión, al igual que los gravitatorios, se encuentran espacialmente restringidos a las paredes de los cauces de las ramblas en las trincheras de abanico proximales. En las zonas centrales de la cuenca, sólo en las cabeceras de las ramblas de Viznaga y Pulpí, presentan una problemática relacionada con el desarrollo de "rills" y despelomes, así como el desarrollo

localizado de procesos de “piping”, que pueden dar lugar a aberturas y chimeneas (“pipes”) abiertas de dimensiones métricas.

Aunque no se tienen datos específicos para la Hoja de Puerto Lumbreras, en el embalse de Puentes (río Guadalentín, Hoja de Lorca), los arrastres sólidos acumulados durante el siglo XX permiten cuantificar unas tasas de pérdida de suelo por erosión en las cabeceras de las ramblas de hasta 125 Tm/Ha/año (LÓPEZ BERMÚDEZ, 1986). En detalle la rambla del Nogalte movilizó un total de 813 m³ de sedimentos desde su zona de cabecera hasta la Depresión durante el episodio de riada de 1975 (HERAS, 1973).

4. TECTÓNICA

4.1. RASGOS ESTRUCTURALES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN

El basamento de la Hoja de Puerto Lumbreras 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.

Los contactos entre las Unidades del Complejo Nevado-Filábride son zonas de cizalla dúctiles de centenares de metros de espesor de geometría neutra (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*; 1988 a, b; DE JONG, 1992a; JABALOY *et al.*; 1993 y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ Y AZAÑÓN, 1997). La foliación principal, S₂, asociada a pliegues isoclinales y subparalela al bandeadío litológico se formó bajo condiciones de esquistos verdes en las dos unidades inferiores y bajo facies de anfibolitas en la Unidad de Bedar-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 S₁ se conserva en las charnelas de pliegues S₂ y en algunos porfidoblastos.

En el contacto entre las unidades del Complejo Nevado-Filábride se desarrolla una foliación milonítica S₃ 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). En la Hoja de Puerto Lumbreras 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-Filabride, recubierto por el Complejo Alpujárride, alcanzó temperaturas superficiales, hace 12 Ma en los afloramientos más orientales de la S^a de Filabres y hace 8 Ma en Sierra 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 Serravallense terminal-Tortoniense inferior (VÖLK, 1967; BARRAGÁN, 1997 y datos propios en el área de Lorca y Puerto-Lumbrares).

Las pelitas del Complejo Alpujárride se caracterizan por mostrar una foliación principal, S₂, muy penetrativa, asociada a pliegues isoclinares, F₂, paralela a los límites litológicos. La S₂ 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 cuarzo 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 S₂ se ha demostrado además a partir de datos de metamorfismo obtenidos en otras Unidades Alpujárrides de mayor grado metamórfico que indican que la S₂ se ha formado en condiciones de descompresión (AZAÑÓN *et al.* 1997; BALANYÁ *et al.*; 1993; BALANYÁ *et al.*; 1997; ARGLES *et al.*; 1999). Sobre esta foliación se desarrolla una lineación mineral grosera, marcada por filosilicatos y cuarzo de orientación de N-S a NO-SO en la Sierra de las Estancias, coincidente con la dirección de extensión marcada por los cuellos de boudines. 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. El sentido de transporte es predominantemente hacia el norte, en Sierra de las Estancias.

En las charnelas de los pliegues F₂ y en porfioblastos se conserva una foliación previa S₁ que se ha asociado al evento metamórfico de bajo gradiente. Durante este evento se produjo metamorfismo en facies de esquistos azules en las pelitas permotriásicas 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).

En el área se han diferenciado varias generaciones de pliegues, con distinta geometría, correspondientes a varios estadios de evolución tectónica del Dominio Cortical de Alborán. 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 quizás 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 norte. 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).

4.2. IMBRICACIONES INFERIORES DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES INFERIORES

Las pelitas de estas unidades 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 cuarzo, 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 noreste.

4.3. IMBRICACIONES SUPERIORES DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES INFERIORES

Estas unidades se caracterizan por tener un clivaje pizarroso grosero en los términos pelíticos y un clivaje espaciado en las cuarcitas. El clivaje es más penetrativo en la imbricación de posición inferior. Está definido por micas detríticas reorientadas y por concentración de minerales opacos, en algún caso se observan cristales de clorita creciendo en las superficies de clivaje. Este clivaje está asociado a pliegues recumbentes con vergencia hacia el noroeste en Sierra Espuña (LONERGAN, 1991 y 1993). En el extremo oriental de la Sierra de las Estancias estos pliegues tienen vergencia hacia el NNE. Sobrepuerto a este clivaje en los términos pelíticos hay un clivaje de crenulación extensional frágil, sobre el que crecen fibras de cuarzo, calcita y filosilicatos. En las litologías cuarcíticas hay abundantes venas de cuarzo y calcita subverticales

con fibras transversas a sus paredes. Muchas de las fibras medidas crecen sobre los planos de estratificación, con la misma orientación que las de las superficies C'. Este cortejo de estructuras indica transporte mayoritariamente hacia el suroeste.

Las superficies de falla extensionales y las venas de cuarzo están cortadas por multitud de fallas menores, con harinas y brechas de falla cementadas asociadas, con el mismo sentido de transporte que las estructuras descritas en el párrafo anterior. Sobre estas fallas además de estrías que indican transporte hacia el suroeste, hay otro juego de estrías más reciente que indica transporte hacia el ONO. Las fallas mayores son de bajo ángulo y de geometría lístrica, produciendo un basculamiento generalizado de la serie.

En Sierra de las Estancias se han medido dos juegos principales de estructuras extensionales, el más antiguo está formado por venas de cuarzo subverticales y fallas con transporte hacia el OSO y el juego más reciente consiste en diaclasas y fallas con dirección de extensión entre NNO-SSE y NO-SE.

4.4. RASGOS ESTRUCTURALES DE LAS UNIDADES MALÁGUIDES SUPERIORES

Las rocas permo-triásicas de estas unidades no muestran ningún tipo de clivaje, por lo que los términos pelíticos pueden ser definidos como arcillitas, de acuerdo con los análisis de cristalinidad de la illita, que indican condiciones de diagénesis (LONERGAN y PLATT, 1995 y NIETO *et al.*; 1994). Sin embargo, en las sucesiones paleozoicas de estas unidades se han observado pliegues recumbentes y asimétricos, que pueden ser hercínicos (BALANYÁ, 1991, CHALOUAN, 1986 y CHALOUAN y MICHAUD, 1990).

Estas unidades muestran una fracturación penetrativa y están muy adelgazadas, de forma que hasta tres imbricaciones pueden tener actualmente menos de 100 m de espesor, faltando una parte importante de su secuencia estratigráfica, como observaron MÄKEL y RONDEEL (1979) y que achacaron a causas estratigráficas. En algunos casos afloran cuerpos lenticulares de roca, intensamente brechificadas y muy adelgazados de formaciones muy características, como las silexitas de la Formación Falcoña del Carbonífero inferior. Comúnmente, una parte importante de la formación permo-triásica es una harina de falla, con intercalaciones de brechas de falla cementadas, procedente de los términos más competentes (conglomerados).

4.5. FALLAS NORMALES DE BAJO ÁNGULO

Una de las características más peculiares de las unidades tectónicas del Dominio Cortical de Alborán aflorantes en la Hoja de Puerto Lumbreras 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 cartografiadas a escala 1:50.000.

Las unidades del Dominio Cortical de Alborán 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 Dominio Cortical de Alborán 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 dolomías 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 de las Estancias, en la parte noroccidental de la Hoja los sentidos de transporte dominantes suelen tener una componente norte o noreste. Sin embargo, dentro de la propia Sierra de las Estancias, cerca de la localidad de Puerto Lumbreras empiezan a ser de gran importancia fallas normales con transporte de componente sur o sureste que dan lugar a importantes semigrabens de sedimentos de edad Mioceno medio. Este tipo de estructuras con componente de transporte hacia el sureste forman también gran parte de los contactos entre la Unidad de Bédar-Macael y Calar Alto en Sierra Almenara.

4.6. PLIEGUES Y FALLAS INVERSAS NEÓGENOS

Este tipo de estructuras son especialmente patentes en la depresión de Ramonetete-Tebar, donde el basamento formado por dolomías de la Unidad del Ramonetete cabalga sobre conglomerados rojos del Languiense. Estos sedimentos del Mioceno medio llegan a su vez a estar plegados por pliegues con geometría chevron con ejes de orientación ENE-OSO. El borde norte 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-WSW en los sedimentos

Tortonienses que afloran en el extremo nororiental de la Hoja de Puerto Lumbreras. La Sierra de Enmedio también parece coincidir con una estructura antiformal sobrepuesta a pliegues asimétricos previos vergentes hacia el noroeste. 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 continuada desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

4.7. LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)

El estudio de esta zona de falla, definida por BOUSQUET y MONTENAT (1974), ha generando el mayor número de publicaciones y tesis doctorales en el área. Prácticamente todos los autores centran sus trabajos en esta falla, utilizándola como hilo conductor, causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno medio o desde la formación de la Cuenca de Lorca hasta la actualidad, por ejemplo (MONTENAT, 1977; MONTENAT *et al.*; 1987; MONTENAT *et al.*; 1990; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*; 1992; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; GUILLÉN MONDÉJAR, 1994; GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*; 1995). Según estos autores la Cuenca de Lorca sería una cuenca “pull-apart” formada por relevo trastensivo entre la falla de Lorca-Alhama de Murcia y el contacto entre el dominio Sudibérico (DSI) y el dominio cortical de Alborán, considerado como una falla sinistra. Sin embargo, el contacto entre el dominio cortical de Alborán y el dominio Sudibérico es un retrocabalgamiento con transporte hacia el sureste, activo durante el Burdigaliense, (LONERGAN *et al.*; 1994) y la falla de Lorca-Alhama de Murcia es una falla sinistra postmiocena como se discutirá a continuación.

Otros autores han considerado que la actividad la falla de Lorca-Alhama de Murcia comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido para el Tortoniense (extensión N-S) es incompatible con este tipo de fallas (LONERGAN, 1991). Los datos propios, de orientación de estructuras, expuestas en los apartados anteriores también muestran una incompatibilidad de los campos de esfuerzos existentes durante el Tortoniense (extensión radial y contracción NO-SE) con la orientación N55° y cinemática sinistra de la falla de Lorca-Alhama de Murcia que requiere una dirección de acortamiento principal de NNE-SSO a N-S.



Figura 57. Falla de Lorca-Alhama de Murcia. Plano de falla afectando a depósitos de fan delta neógenos, en el borde occidental de la Depresión del Guadalentín

Todos los trabajos que defienden la edad pretortoniense de la falla de Alhama de Murcia se basan en que el anticlinal de la Sierra de la Tercia se formó en relación con la falla de Lorca-Alhama de Murcia, sin embargo como se ha visto en el apartado dedicado a dicho pliegue, éste forma parte de una lineación anticlinoria de más de un centenar de km, que incluye a las Sierras Estancias, Tercia y Espuña, que es cortada por la falla de Lorca-Alhama de Murcia. La única discordancia progresiva que ha sido atribuida a la actividad de esta falla, de edad Tortoniense Inferior, MARTÍNEZ DÍAZ (1998), ha sido reinterpretada en este trabajo como ligada a una falla normal lístrica con transporte hacia el SSO.

Los datos estratigráficos parecen apoyar la existencia de un antiforme formado durante el Tortoniense inferior sobre el que transgrederían los sedimentos de las USD III y IV. El núcleo del anticlinal estaba formado por unidades de tipo Almagro, que aportaron cantos a los sedimentos de estas unidades MONTENAT *et al.* (1990).

La Formación de los Secanos (USD IVb) muestra sentidos de paleocorrientes contrarios a ambos lados de la Depresión del Guadalentín, con transporte hacia el noroeste al sur de Sierra

de la Tercia y hacia el sureste en el borde meridional de la Depresión (MONTENAT *et al.*; 1990 y DE LAROZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990). Esta distribución de las paleocorrientes, unido al hecho de que los conglomerados transgredieron directamente sobre el basamento ha sido el argumento utilizado por estos autores para considerar que entre los afloramientos al norte y sur de la depresión del Guadalentín habría durante el Tortoniense superior relieve emergido.

Todas las unidades sedimentarias descritas son correlacionables a ambos lados de la falla de Lorca-Alhama de Murcia presentando prácticamente las mismas facies, excepto las que han sido erosionadas durante el Tortoniense, en relación con la formación del pliegue. Durante el Messiniense, la procedencia de los cantes cambia pasando de ser alpujárides procedentes del sureste a ser subbéticos procedentes del norte. Los cantes subbéticos se encuentran en la USD VI a ambos lados de la Sierra de la Tercia indicando que durante su depósito esta sierra habría sido colmatada.

El único periodo durante el cual la falla de Lorca-Alhama de Murcia condiciona la topografía del área y se producen discordancias progresivas relacionadas con su actividad es a partir del Plioceno. También durante el Pleistoceno-Holoceno la sedimentación en el Depresión del Guadalentín está condicionada por la actividad de esta falla (BAENA *et al.*; 1993; BOUSQUET, 1979; BOUSQUET y MONTENAT, 1974; DE LAROZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990, SILVA *et al.*; 1992a; 1992e; SILVA, 1994; SILVA *et al.*; 1997 y MARTÍNEZ DÍAZ, 1998). Por estas razones se ha considerado que la falla de Lorca-Alhama de Murcia habría sido activa desde el Plioceno hasta la actualidad, siendo en gran medida responsable de la topografía actual del área y de la elevación desde el Plioceno superior de la Sierra de las Estancias, cuyo basamento comienza a aportar cantes a la Cuenca de Lorca en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior por primera vez desde el Tortoniense.

La falla de Lorca-Alhama de Murcia además de ser una falla de dirección sinistra, tiene una componente de falla inversa de alto ángulo, produciendo una elevación topográfica importante del bloque norte respecto al corredor del Guadalentín (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998), con una diferencia topográfica actual de hasta 600 m. Junto a la falla de Lorca-Alhama de Murcia hay otras fallas asociadas a ella; fallas conjugadas, dextras de dirección aproximada N120°E, como la falla de las Viñas, en el borde noreste de la Sierra de las Estancias, en las proximidades de Lorca, activa durante el Pleistoceno (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. METAMORFISMO

Todos los materiales del basamento aflorantes en la Hoja de Puerto Lumbreras tienen algún tipo de metamorfismo, exceptuando los materiales permo-triásicos y terciarios de las Unidades Maláguides Superiores. 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 trayectoria 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.

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 más ricos en cuarzo con textura granoblástica y niveles más 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.

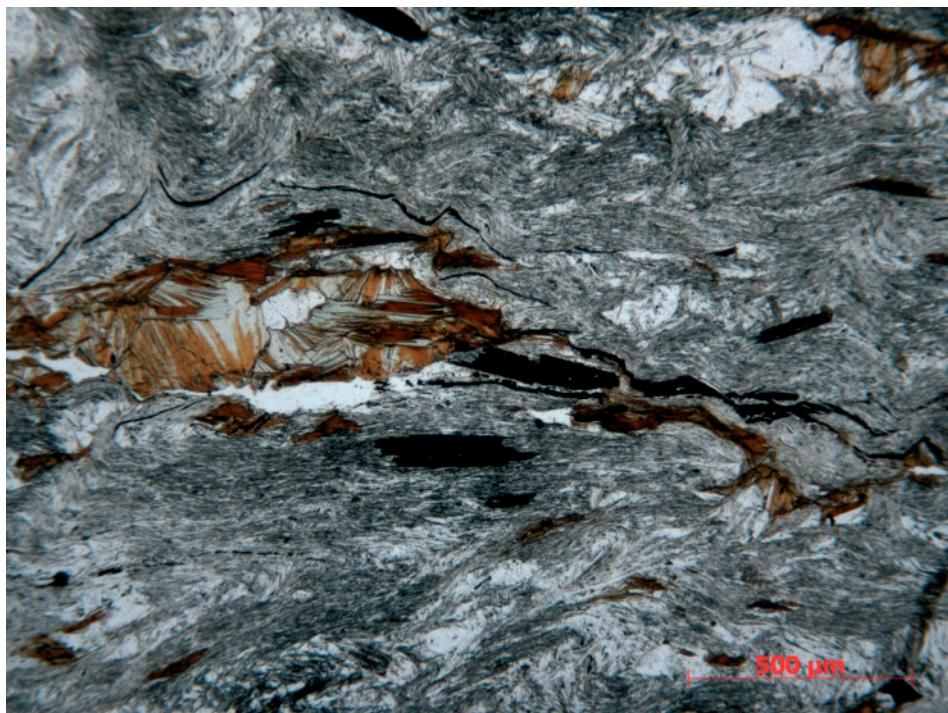


Figura 58. Muestra de esquistos grafitosos de la Unidad de Calar Alto con dominios lenticulares formados por cuarzo y clorita muy alterada a oxichlorita de color marrón. Además se observan porfidoblastos negros de óxidos de hierro, probablemente pseudomorfos de cloritoide

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 oxichloritas. 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 oxichlorita (fig. 44).

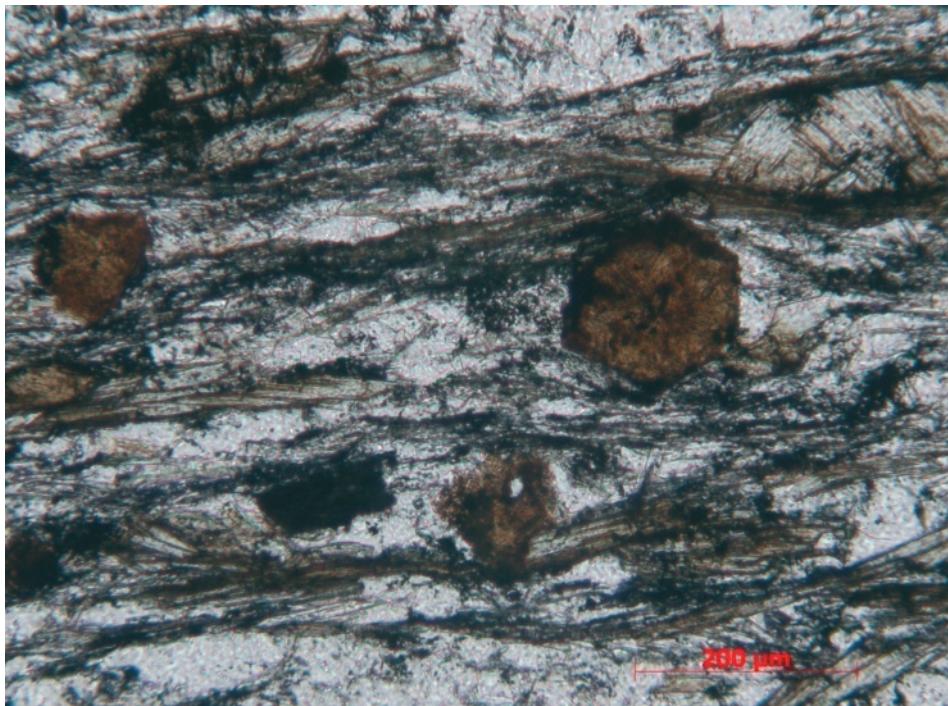


Figura 59. Muestra de esquisto grafitoso con oxicloritas pseudomorfizando a granates. Además se observan dominios lenticulares previos a la formación principal ricos en clorita. Esquistos grafitosos (1) de la Unidad de Calar Alto, Lomo de Bas

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.

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.

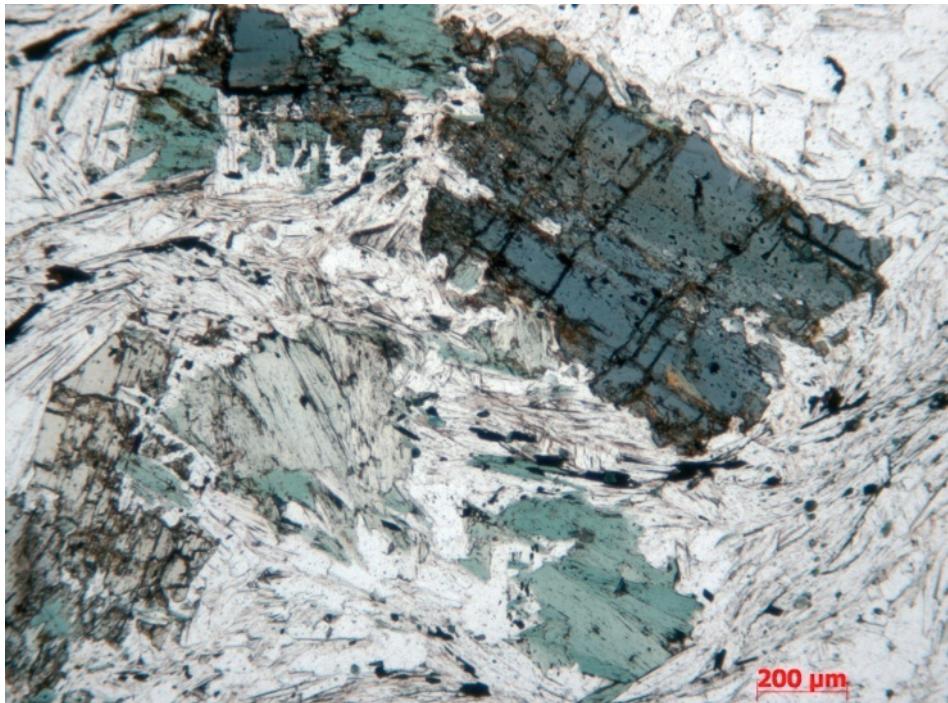


Figura 60. Esquisto claro con mica blanca, cuarzo, clorita, cloritoide y distena. Se observan grandes porfidoblastos de cloritoide y clorita precinématicos a la foliación principal definida mayormente por moscovita e ilmenita que se encuentra a su vez crenulada. Base de la sucesión de esquistos claros de la Formación Tahal de la Unidad de Calar Alto (3)

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 metapsamníticas de la sucesión. Finalmente, esquistos con pequeños granates sólo se han encontrado localmente a techo de la sucesión metapelítica.

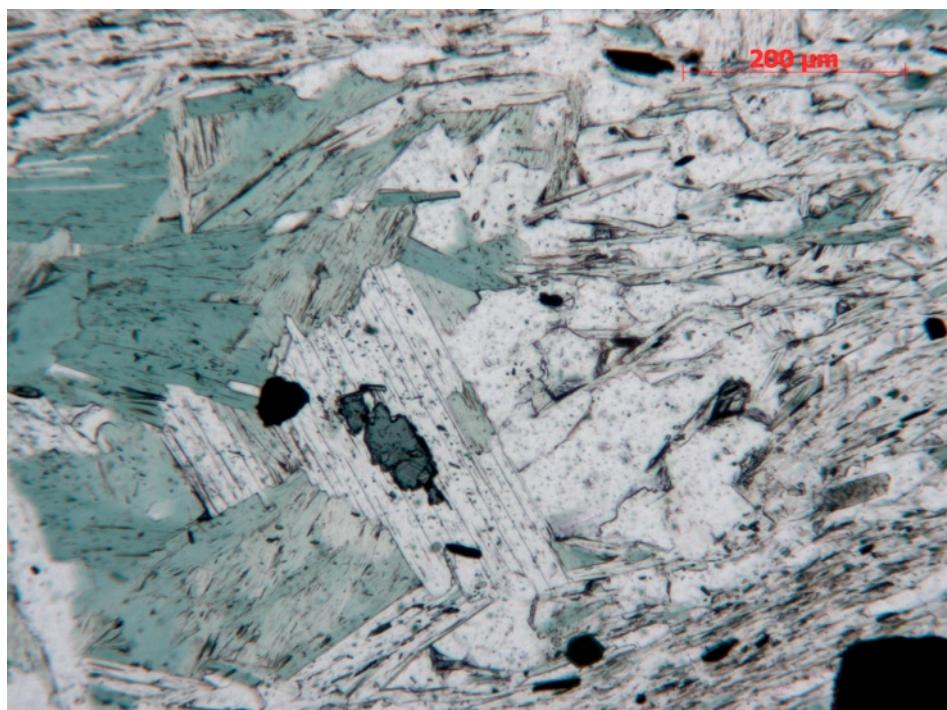


Figura 61. Ejemplo de esquisto claro de la Unidad de Calar Alto con dominios lenticulares ricos en moscovita y clorita con pequeños restos muy corroídos de cloritoide

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.

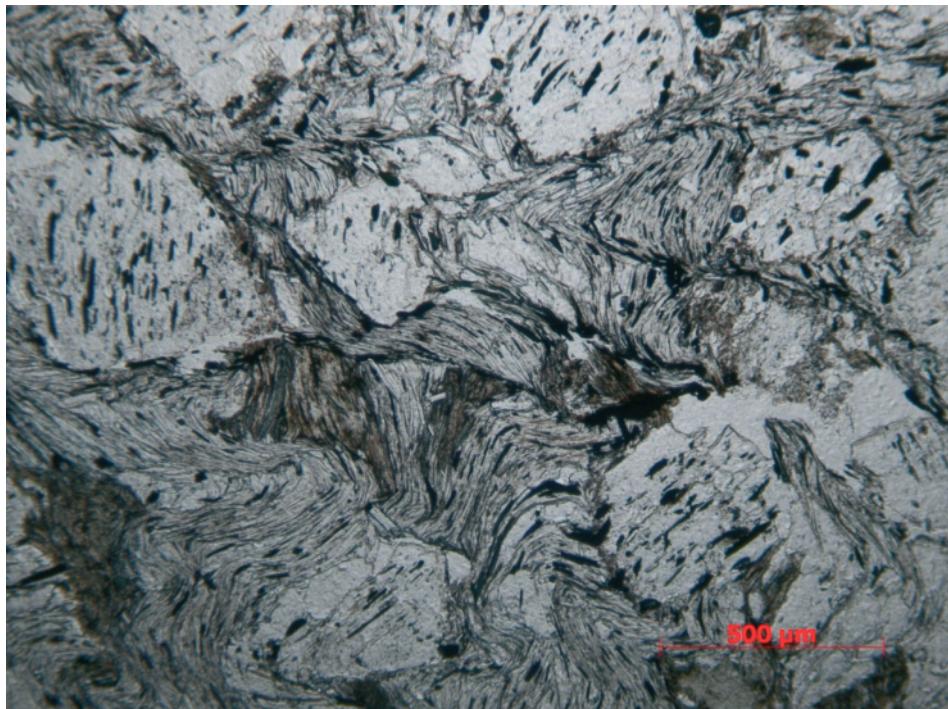


Figura 62. Esquisto con albita de la Formación Tahal de la Unidad de Calar Alto (3). La asociación mineral de esta roca incluye albita, moscovita, paragonita, clorita, oxiclorita, ilmenita y esfena

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 (Fig. 60).

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.

5.1.1.1.3. Metabasitas de la Unidad de Calar Alto (4 y 5)

Las rocas básicas de la Unidad de Calar Alto muestran una gran variedad mineralógica. El estudio petrográfico detallado de las rocas básicas permite encontrar todos los estadios intermedios entre la roca ígnea básica original y las anfibolitas más recristalizadas.

A continuación se describen la textura y la mineralogía ígneas originales y las transformaciones metamórficas que se observan en las rocas. Éstas han sido agrupadas en dos tipos principales en función del tamaño de grano de la roca ígnea original. Ambos tipos de rocas pueden encontrarse en un mismo afloramiento.

Rocas básicas con textura ofítica de grano fino. Son las menos abundantes. Esto se debe probablemente a que son rocas más fáciles de deformar y recristalizar durante el metamorfismo que sus equivalentes de grano grueso. En las rocas mejor preservadas se puede observar una textura típicamente ofítica con cristales esqueléticos de augita titanífera con un intenso color rosado que engloban cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa con un tamaño menor de 400 µm, así como numerosos granos de mena opaca. Estos minerales pueden estar totalmente transformados a asociaciones típicamente metamórficas (fundamentalmente anfíbol y epidota), aunque preservando la textura original ofítica.

Rocas básicas con textura ofítica de grano grueso. En todos los afloramientos se han encontrado abundantes restos de gabros de grano grueso poco o nada afectados por el metamorfismo y la deformación. Las rocas del resto de los afloramientos estudiados que contienen esta litología están formadas mayoritariamente por asociaciones minerales de origen metamórfico, bien en forma de coronas o bien como transformaciones pseudomórficas esencialmente isoquímicas. No obstante, en todas ellas ha sido posible encontrar restos bien conservados de la mayor parte de los minerales ígneos (plagioclasa, olivino, augita, anfíbol kaersutítico y biotita) y de su disposición textural originaria. Ésta consistía en una textura ofítica de grano grueso con fenocristales, mayoritariamente redondeada de olivino y plagioclasa columnar o tabular, incluidos en el clinopiroxeno poiquilitico (con cristales de hasta 4 mm de longitud), además de cantidades menores de anfíbol, biotita y minerales opacos.

El *clinopiroxeno ígneo (augita)* aparece casi completamente pseudomorfizado por un agregado de anfíbol verde pleocroico y pequeños granos de mena opaca. En los cristales con exsoluciones ígneas lamelares de ortopiroxeno, éste se ha transformado total o parcialmente a talco durante el metamorfismo.

La *plagioclasa* ígnea original presenta un grado variable de transformación metamórfica. Los cristales de menor tamaño aparecen en algunos casos reemplazados sistemáticamente por un agregado granoblástico de anfíbol y epidota. En otros casos, sólo se aprecia una transformación incipiente a pequeños cristales orientados de anfíbol, zoisita y probablemente distena, además de plagioclasa metamórfica mucho más rica en sodio. En algunos puntos se pueden observar cristales xenomorfos poiquiloblásticos de plagioclasa, que corresponden a una fase tardía de recristalización metamórfica de plagioclasa albítica.

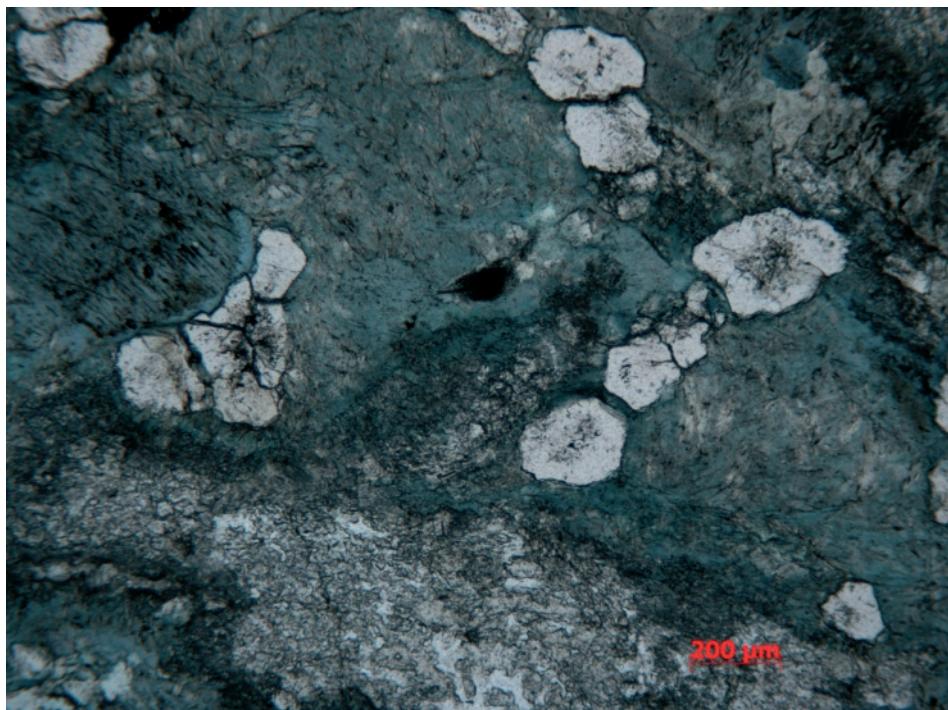


Figura 63. Muestra de metabasita de grano grueso completamente metamorfizada con una asociación mineral de granate, omfacita y anfíboles azules. Metabasita de la Unidad de Calar Alto con granate (4)

En las zonas en las que plagioclasa ígnea original se encontraba en contacto con olivino, anfíbol o biotita ígneas se observan *transformaciones coroníticas* de las parejas de minerales en contacto. Algunos de los minerales producto de esta transformación son demasiado pequeños para poder ser identificados al microscopio o han sido reemplazados por anfíbol en las sucesivas etapas de metamorfismo a las que han estado sometidas estas rocas. En la plagioclasa este último caso es frecuente. Sin embargo, en los cristales transformados sólo de manera incipiente, se puede observar una corona de color oscuro y de tamaño de grano muy fino que impide la determinación de su composición mineralógica. Las plagioclasas de algunas muestras recogidas en la casa de la Madera, al norte del Cabezo del Púlpito y al sur de la casa del Madroño de Abajo son las únicas en las que se ha encontrado granate. Éste se formó como una corona de reacción entre olivino y plagioclasa que fue progresando hacia el interior de los granos de ésta hasta llegar a reemplazarlos por completo.

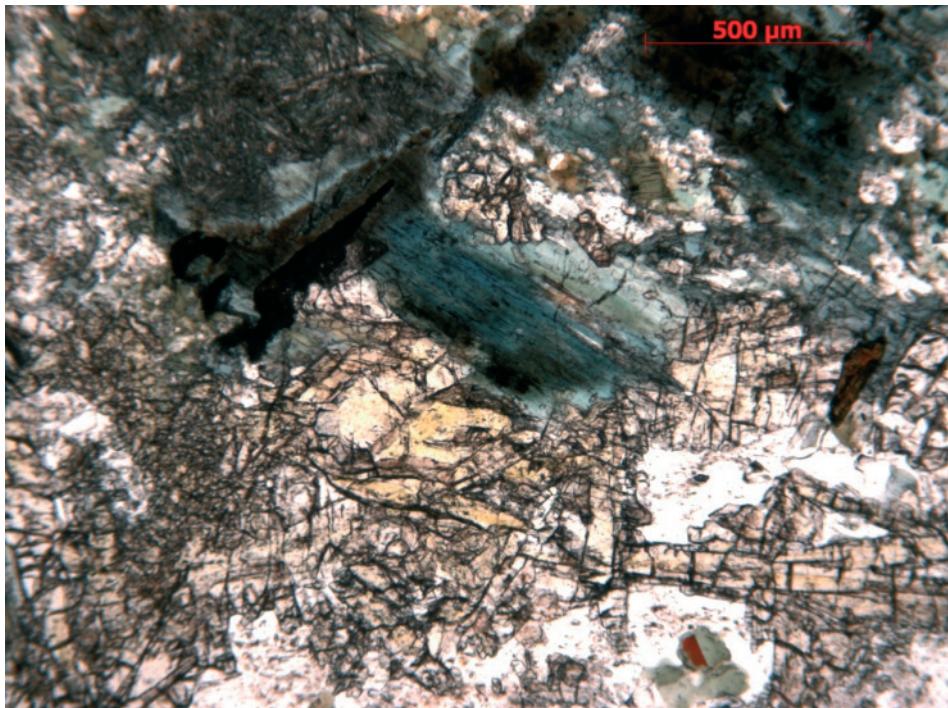


Figura 64. Metabasita de grano grueso metamorfizada con una asociación mineral de anfíbol azul, epidota, plagioclasa, rutilo y anfíbol marrón. Metabasitas de la Unidad de Calar Alto sin granate (5)

5.1.1.1.4. Anfibolitas

Composición mineralógica

Minerales principales: anfíbol, plagioclasa, clorita, epidota, (biotita, mica incolora, carbonato).
Minerales accesorios: rutilo, titanita, minerales opacos, turmalina.

Descripción de las rocas

Los minerales más abundantes son anfíbol y plagioclasa, ocasionalmente concentrados en niveles con diferente abundancia relativa de ambos.

El anfíbol más común, con fuerte pleocroismo en tonos verdes o verde-azulados, aparece como grandes porfioblastos xenomorfos y hábito tabular o prismático de hasta 3 mm de longitud o como agregados de pequeños cristales prismáticos con textura nematoblástica en algunos sectores o, en otros, como el claro producto del reemplazamiento de minerales

previos. Sólo en algunos afloramientos se han encontrado anfíboles fuertemente zonados en cuyo núcleo, a veces perfectamente idiomorfo y con hábito romboidal, se preservan restos de una generación anterior de anfíbol con una suave tonalidad violeta (Fig. 65).

La *plagioclasa* puede encontrarse como cristales xenomorfos y hábito muy variable: tabular, granular o incluso masivo. Son comunes los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol y plagioclasa en proporciones muy variables de uno u otro mineral. En las anfibolitas más recristalizadas se pueden llegar a encontrar cristales aislados de plagioclasa (0,5 a 1,25 mm) rodeados por una matriz de anfíbol de pequeño tamaño con textura nematoblástica. Esto le confiere a la roca un aspecto moteado muy característico. Los cristales de plagioclasa tienen un hábito redondeado con bordes muy irregulares y en su interior presentan un intercrecimiento simplectítico con anfíbol y también numerosas inclusiones de epidota pistacítica. Estas texturas son típicas de la descomposición de minerales previos, probablemente clinopiroxenos, formados en condiciones de más alta presión.

La *epidota* es un mineral muy abundante en todas las anfibolitas. Aparece como pequeños cristales subidiomorfos con hábito prismático o en forma de barril que pueden dar lugar a agregados con cierta orientación preferente. En algunas muestras la epidota aparece en forma de agregados masivos irregulares o con hábito tabular o prismático que han reemplazado total o parcialmente a cristales previos de plagioclasa. En algunos sectores de las rocas estos agregados pueden llegar a ser el mineral mayoritario.

La *clorita* aparece en prácticamente todas las muestras estudiadas. Se presenta como agregados de cristales, con un tenue pleocroismo en tonos verdes, tabulares o con disposición radial y frecuentemente asociados a biotita, cuando este mineral está presente.

Las micas sólo se encuentran en las anfibolitas de algunos afloramientos, aunque la *biotita* puede llegar a ser muy abundante en rocas concretas. Ésta aparece como cristales subidiomorfos o xenomorfos con hábito tabular, columnar o granular, aislados o formando agregados y con una distribución muy irregular, incluso a la escala de una lámina delgada. Los cristales de biotita de menor tamaño se encuentran frecuentemente como inclusiones en anfíbol o, incluso, interrecidos con él. La *mica incolora* (o con un levísimo pleocroismo verdoso debido a su composición rica en fengita) es menos abundante que la biotita y se presenta de forma similar a ésta, aunque su tamaño de grano suele ser menor y jamás forma intercrecimientos ni con anfíbol ni ningún otro mineral.

Entre los minerales accesorios, el más abundante es el *rutilo*. Aunque puede encontrarse como granos aislados, lo más común es que aparezca formando alineaciones de cristales paralelas entre sí y a veces cortándose en un ángulo de 120°. Esta disposición refleja las antiguas líneas de exfoliación del anfíbol ígneo del cual proceden, las cuales sirvieron como líneas de exsolución del titanio.

5.1.1.2. Metamorfismo en la Unidad de Bédar-Macael

5.1.1.2.1. Anfibolitas de la Unidad de Bédar-Macael (7)

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.

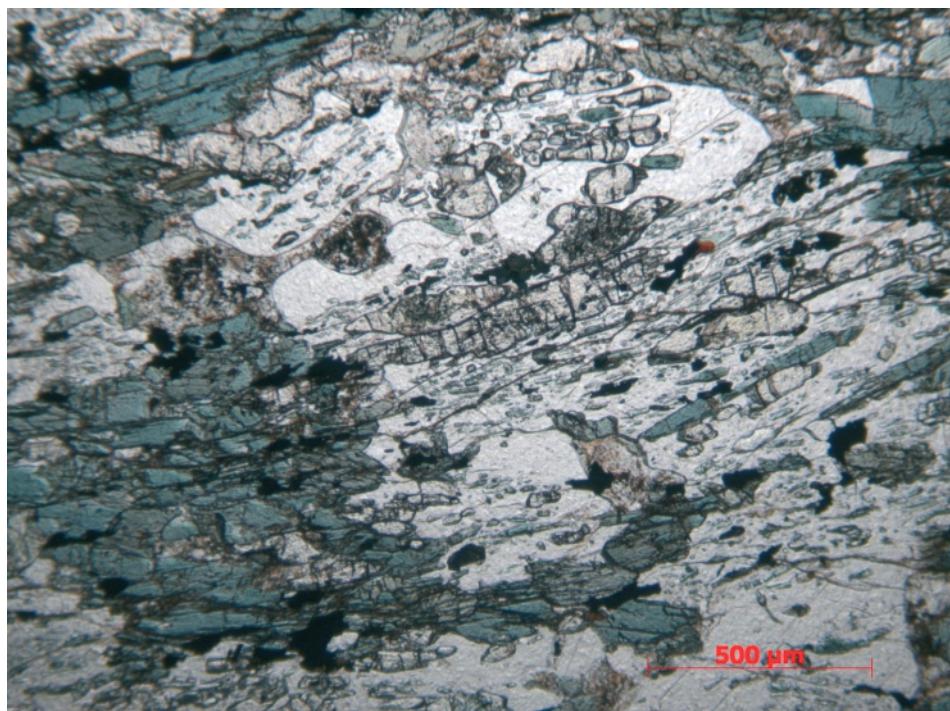


Figura 65. Anfibolita de la Unidad de Bédar-Macael (7) con una marcada lineación mineral marcada por anfíbol y epidota en una matriz rica en plagioclasa

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

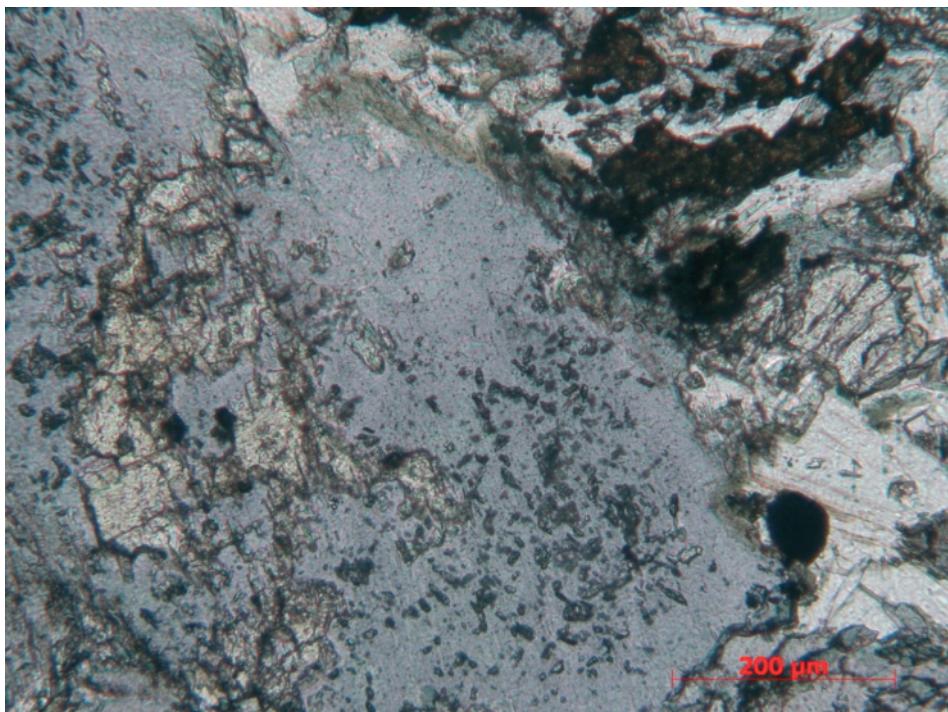


Figura 66. Asociación de glaucofana + rutilo + epidota + paragonita en el núcleo de un dominio de grano grueso dentro de una muestra de anfibolita de la Unidad de Bédar-Macael (7)

5.1.1.2.2. Esquistos claros de la Formación Tahal de Bédar-Macael (8)

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.

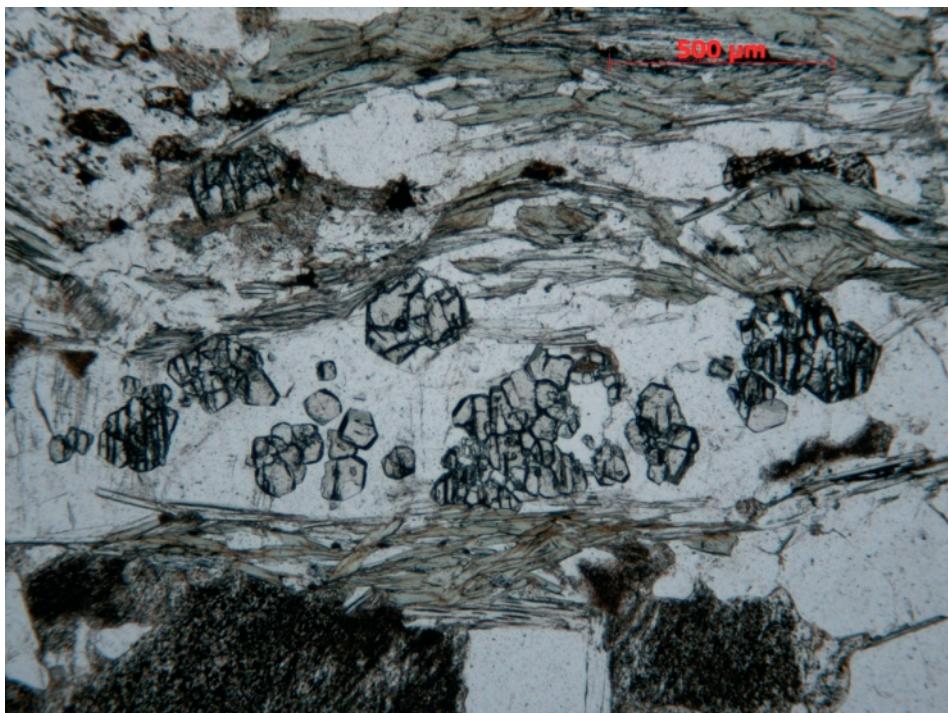


Figura 67. Lamina delgada de esquisto claro con granate, estaurolita y distena de la Unidad de Bédar-Macael (8). Además en esta foto se distingue abundante mica blanca, cuarzo y minerales accesorios como turmalina e ilmenita

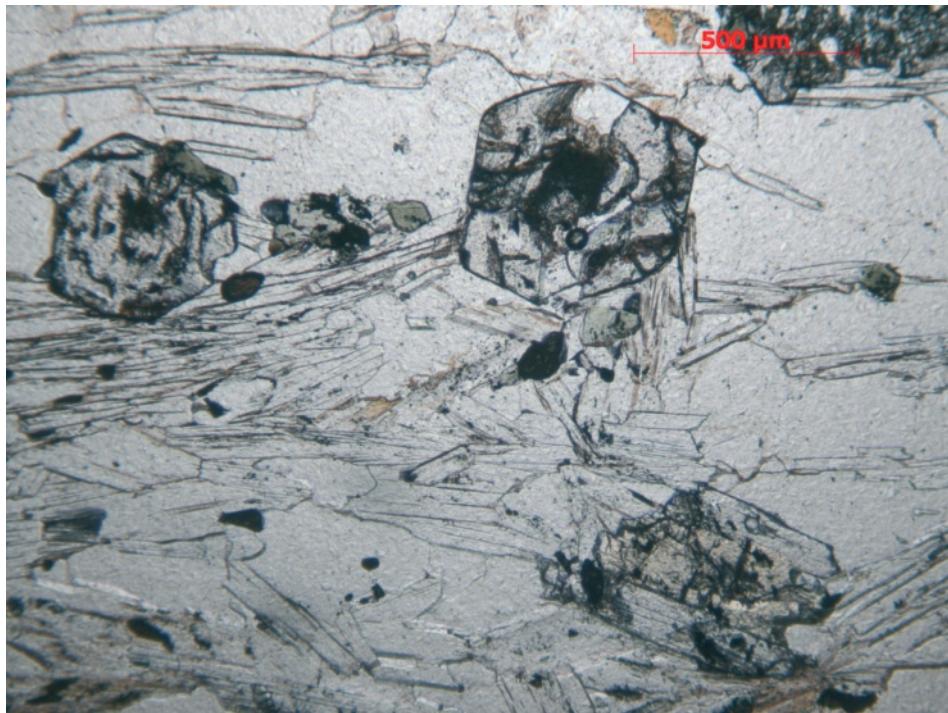


Figura 68. Calcoesquisto con granate, mica blanca, cuarzo y grandes porfidoblastos de carbonato (en la parte inferior de la imagen). Unidad de Bédar-Macael (8)

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 de minerales índice relevantes. 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 bandeadío litológico que se encuentra frecuentemente crenulada por una segunda foliación espaciada.

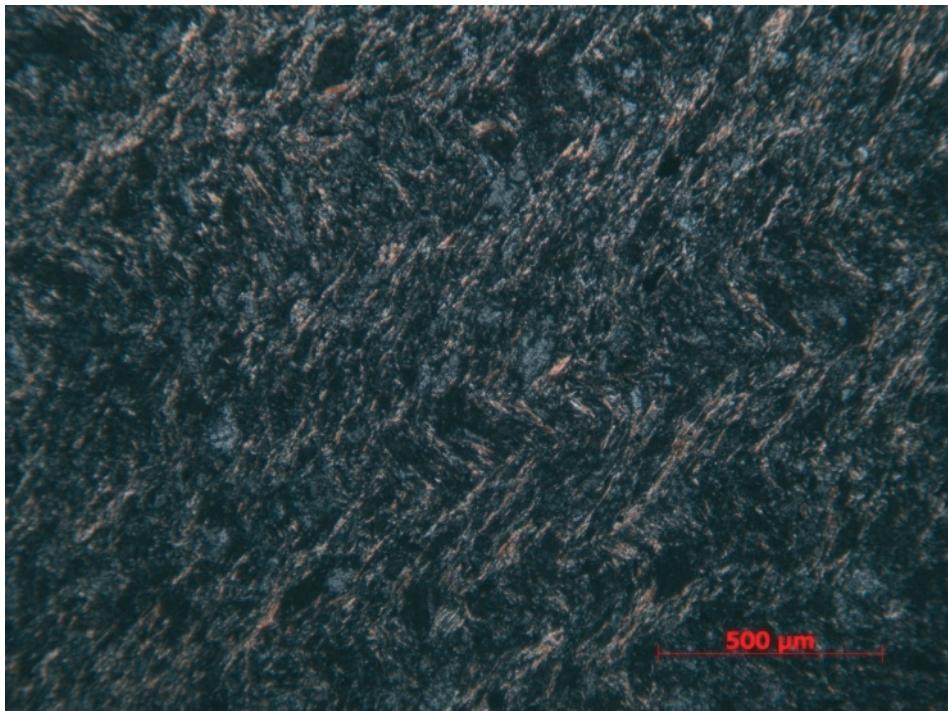


Figura 69. Muestra de filita de la Unidad de Enmedio (10) en la que se observa la foliación principal crenulada por un clivaje espaciado

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 algunos 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.

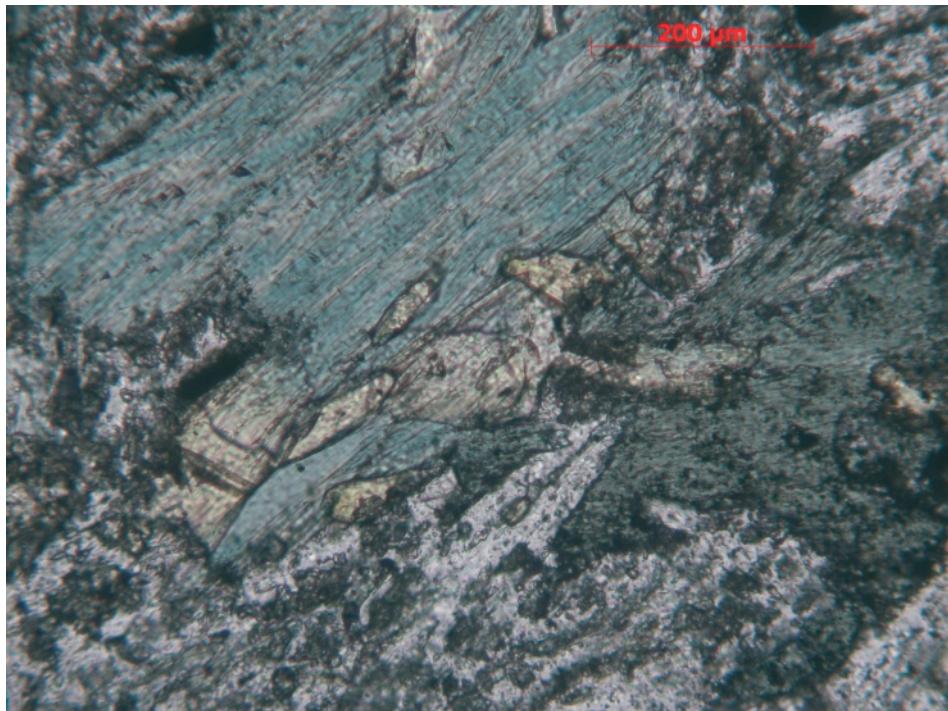


Figura 70. Asociación mineral de anfíbol verde, anfíbol azulado, plagioclasa, epidota e ilmenita que caracteriza a las metabasitas de la Unidad de Enmedio (11)

5.1.2. Metamorfismo en el Complejo Alpujárride

5.1.2.1. *Unidad de las Estancias, Palomas y Talayón*

5.1.2.1.1. Esquistos grafitosos (15)

Esta sucesión está compuesta por una potente sucesión de micasquistos grafitosos, cuarzoquistas 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.

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.

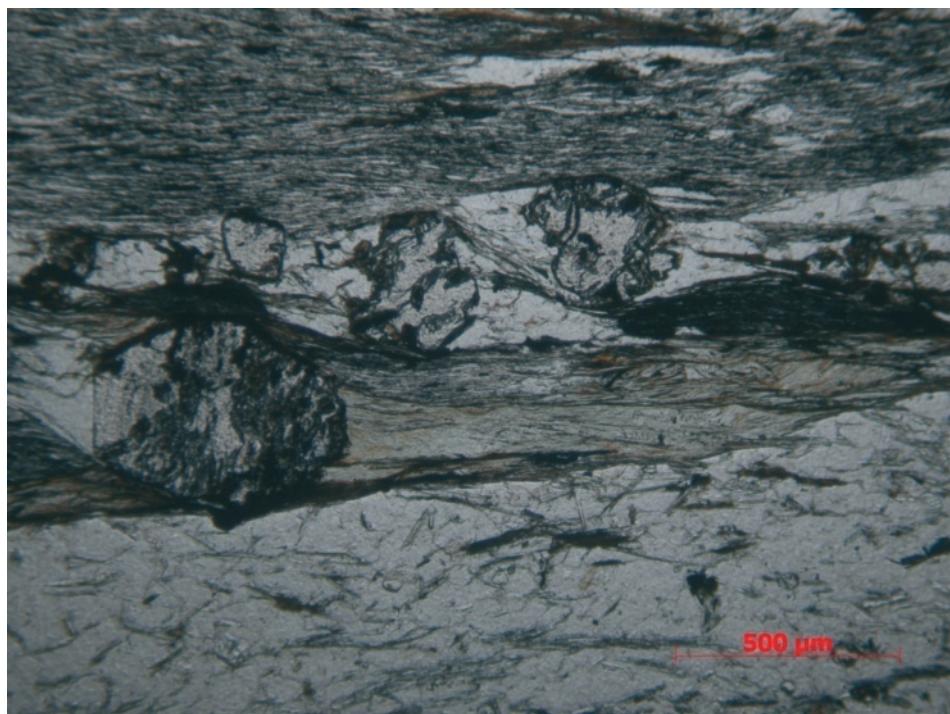


Figura 71. Muestra de esquisto grafitoso con granate de la base de la sucesión de esquistos grafitosos (15). En las sombras de presión del granate crece clorita+cuarzo+mica blanca

5.1.2.1.2. Esquistos claros (16)

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 constituye 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 400°C) durante el crecimiento de su foliación relictiva (S_1).

5.1.2.1.3. Esquistos grafitosos de la Unidad del Cantal (19)

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. 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).

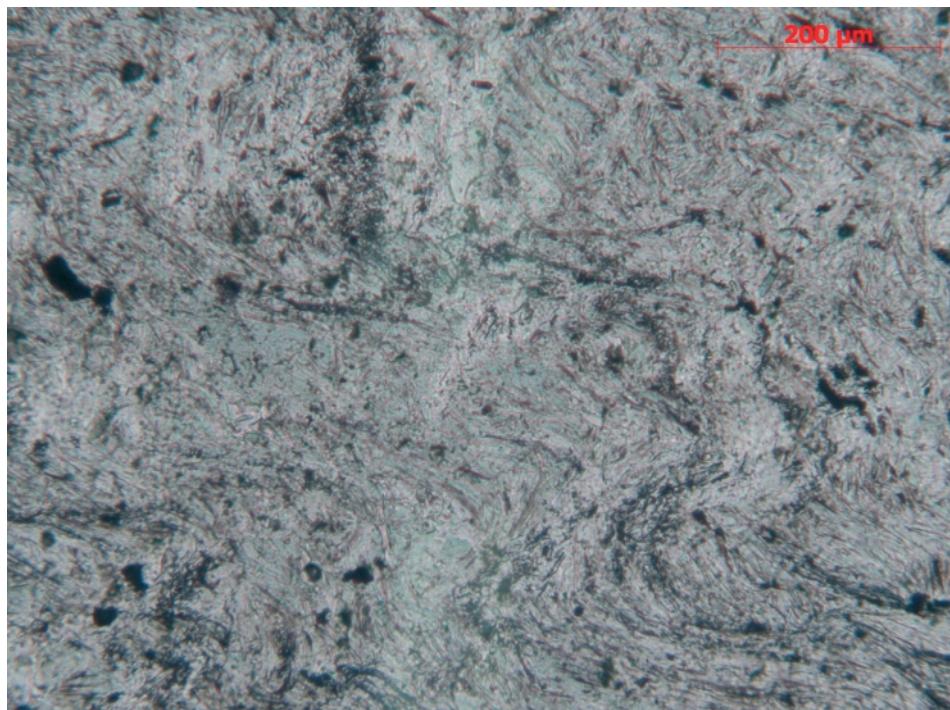


Figura 72. Esquisto claro de la Unidad de las Estancias (16) formado por mica blanca, clorita, cuarzo, ilmenita y turmalina

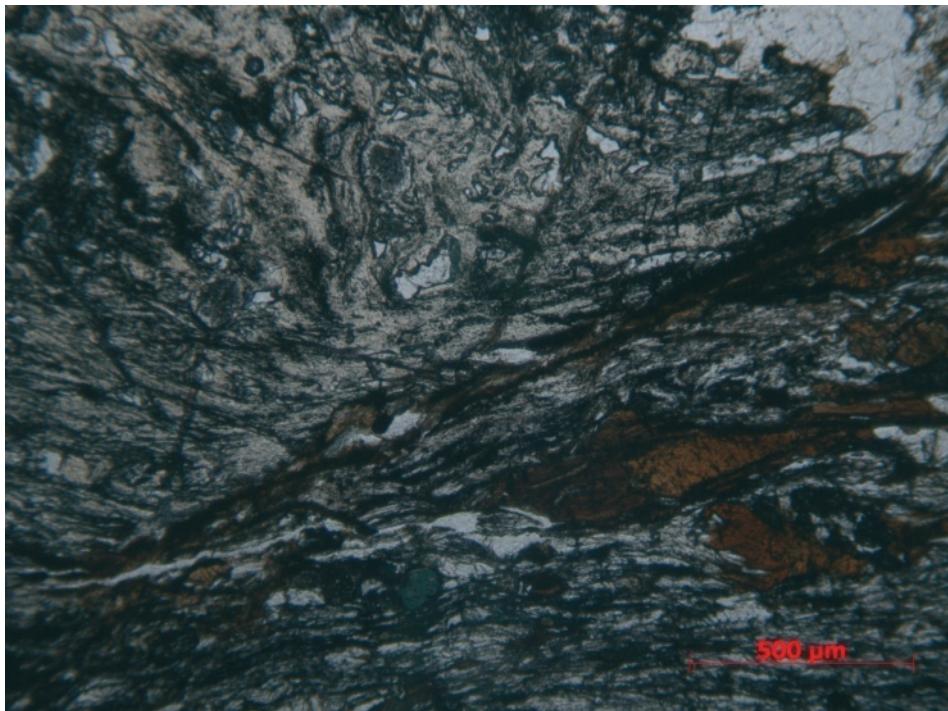


Figura 73. Lámina delgada de un esquisto grafitoso de la Unidad del Cantal (19) mostrando un gran porfidoblasto de estaurolita con inclusiones de granate rodeado por una foliación rica en grafito, mica blanca y oxiclorita

La **estaurolita** se encuentra tanto en dominios lenticulares de la roca como marcando la foliación principal de la roca, poniendo de manifiesto su crecimiento continuo 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.

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 sincinematéricas a la foliación principal o se encuentran como inclusiones de menor tamaño en el seno de cristales de plagioclasa o estaurolita.

5.1.2.1.4. Esquistos claros de la Unidad de Ramonete (20)

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 relictica (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 \pm clorita \pm ilmenita \pm turmalina. La foliación S_1 relictica está definida por lepidoblastos de moscovita \pm 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.*; 2002).

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.*; 2002). 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.*; 2002).

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

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.

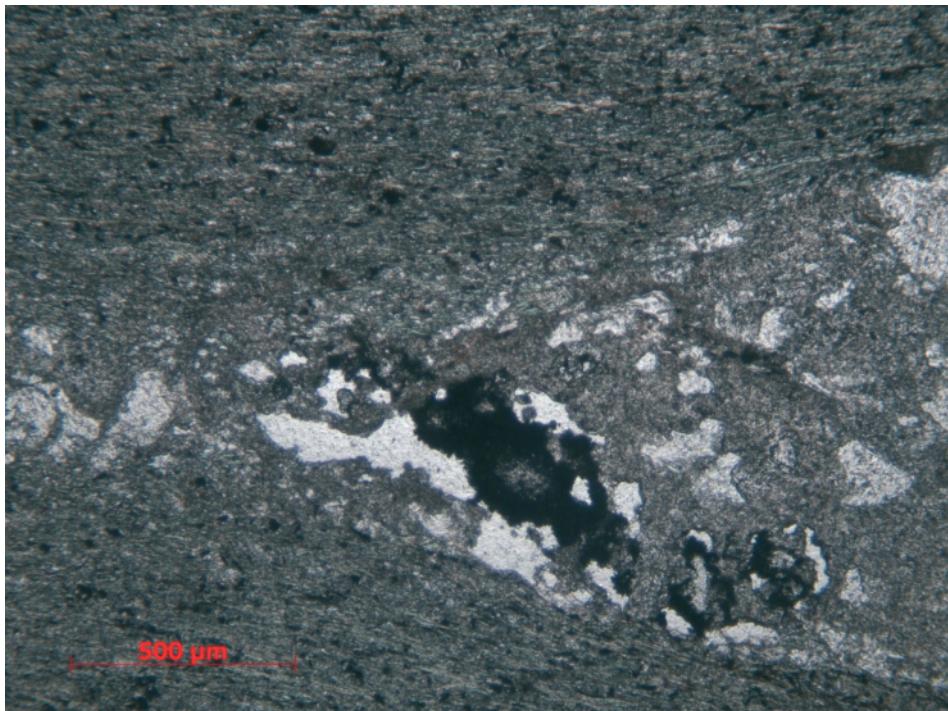


Figura 74. Esquisto de grano fino clorítico de la Unidad de Ramonet (20) mostrando una zona de cueillo asociada a un boudin de calcita y cuarzo. Estas microestructuras ponen de manifiesto el importante aplastamiento asociado a la foliación principal en estas rocas

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, 2001). Sin embargo, sólo se han obtenido dos pares de fengita-clorita que muestren condiciones de equilibrio, bajo condiciones de aproximadamente 5 kbar y 240 °C. 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 CATHELINÉAU 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:

$$T(^{\circ}\text{C})=106.2((\text{Al(IV)}-0.88\{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})\}-0.34))+17.5$$

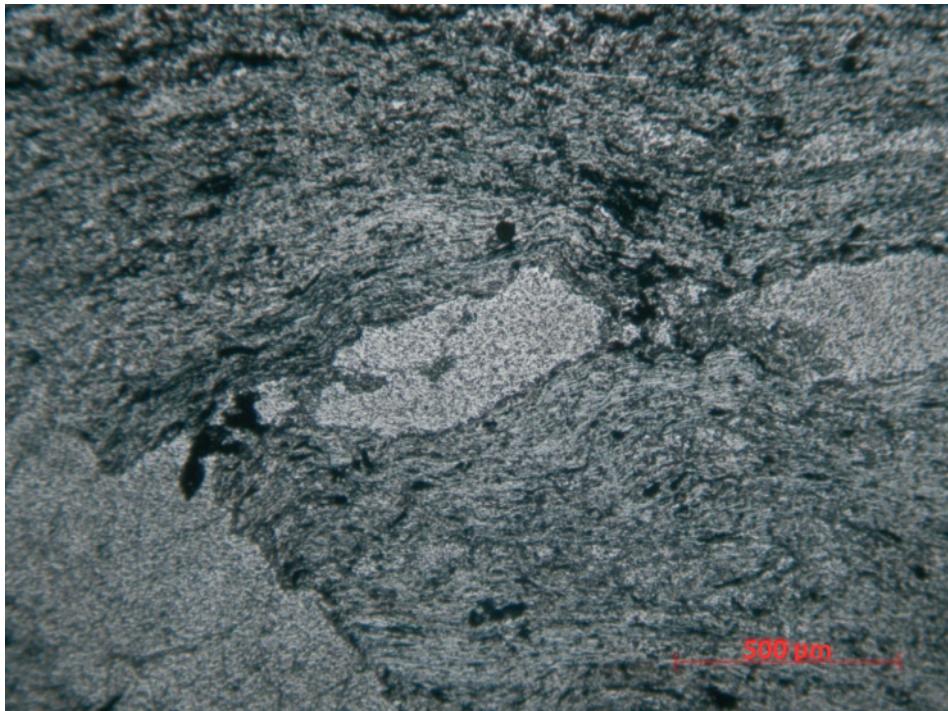


Figura 75. Lámina delgada de una filita de la imbricación inferior del Maláguide Inferior (**22**) caracterizada por una asociación mineral formada por illita+clorita+pirofilita, junto con cuarzo y calcita. En esta imagen se observan boudines de una vena de calcita

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

Las dacitas potásicas en las Béticas orientales han sido revisadas recientemente durante la realización del proyecto MAGNA de Murcia, habiéndose realizado un análisis petrográfico de detalle por parte de M.T. GÓMEZ PUGNAIRE, V.A.; LÓPEZ SÁNCHEZ-VIZCAÍNO 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.

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 concentrados 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 Tortoniano superior (42) (BELLON *et al.*; 1983; LAROUZIÉRE, 1985).

Las rocas dacíticas potásicas (43), 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 como elementos más resistentes los enclaves restíticos.

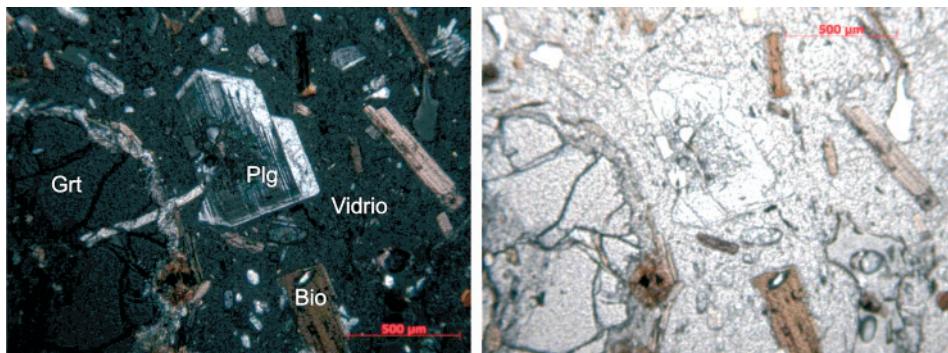


Figura 76. Muestra de dacita (43) del Puntarrón en la Hoja de Puerto Lumbreras

Las rocas son porfídicas, con abundante porcentaje (< 35%) de matriz vítreo, 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.

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 (plagioclásas cribosas, Fig. 62, 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 anhédricos 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 gneícos, compuestos por asociaciones variadas de plagioclasa, cuarzo, sillimanita, granate, espinela, cordierita, apatito, circón, y a veces sanidina.
- Cordierititas, 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.

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, sobre dacitas biotíticas con cordierita pertenecientes a este grupo (círculos rojos llenos en las figuras). En las figuras 63 y 64 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 (Fig. 77) 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 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ que las anteriores.

ELEMENTOS MAYORES (XRF)				
(% peso)	CB	LV	MAZ-04	MAZ-12
SiO ₂	64.18	64.58	64.00	63.89
Al ₂ O ₃	15.78	15.86	16.01	15.94
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	1.76	2.13	2.05	1.97
K ₂ O	4.45	3.99	3.89	4.31
TiO ₂	0.62	0.60	0.59	0.62
P ₂ O ₅	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

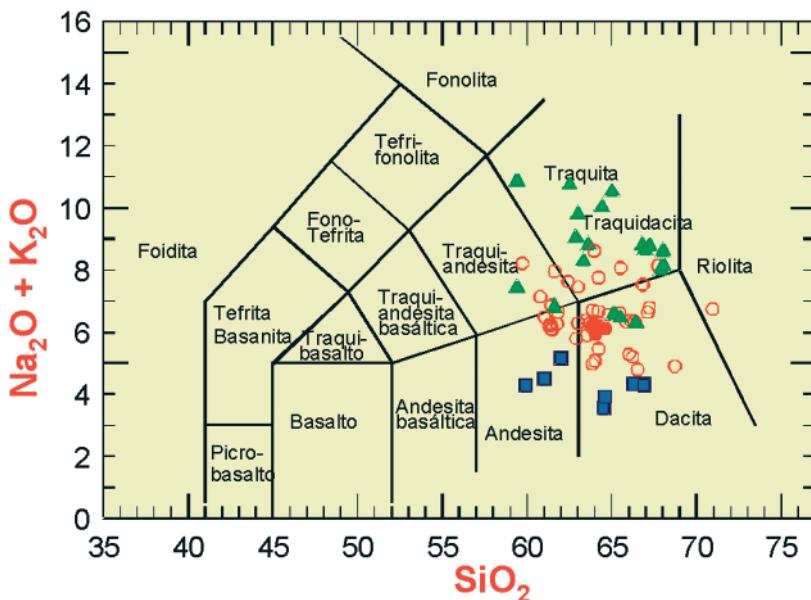


Figura 77. Posición de muestras analizadas y procedentes de la literatura en el diagrama TAS (Le BAS et al.; 1986). Explicación de los símbolos en el texto. Figura de García-Tortosa et al. (en prensa)

En la clasificación de rocas volcánicas orogénicas (modificado de PECCERILLO y TAYLOR, 1976) (fig. 78) 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. 79) de las dacitas biotíticas muestran Tierras Raras Ligera 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).

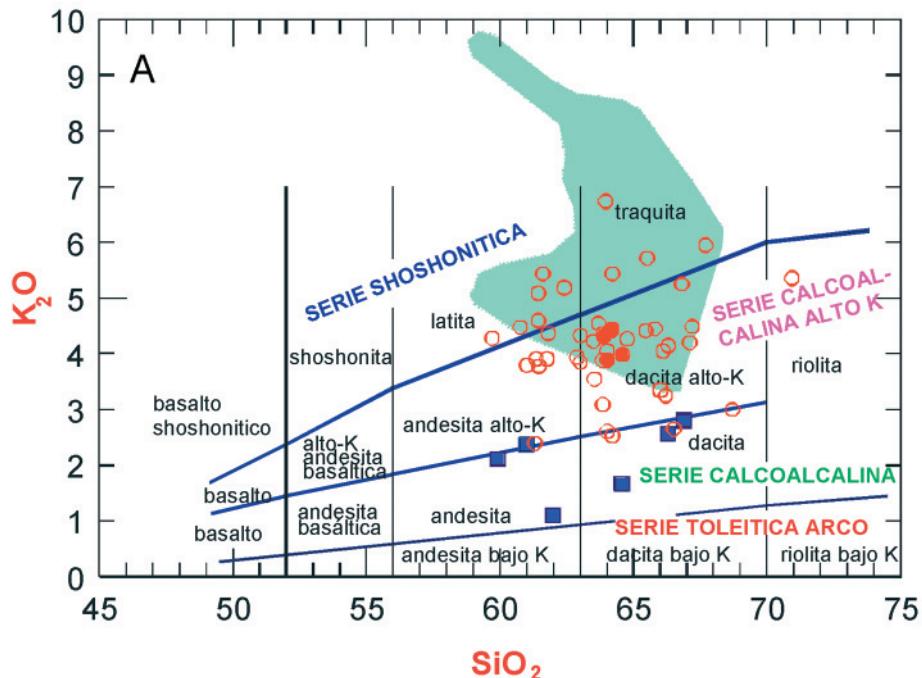


Figura 78. Tomada de García-Tortosa *et al.*; en prensa. A) Situación en la clasificación (modificada) de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de las rocas calcoalcalinas de Mazarrón y del Puntarrón. El campo en color verde muestra la variación composicional de las rocas de afinidad lamproítica

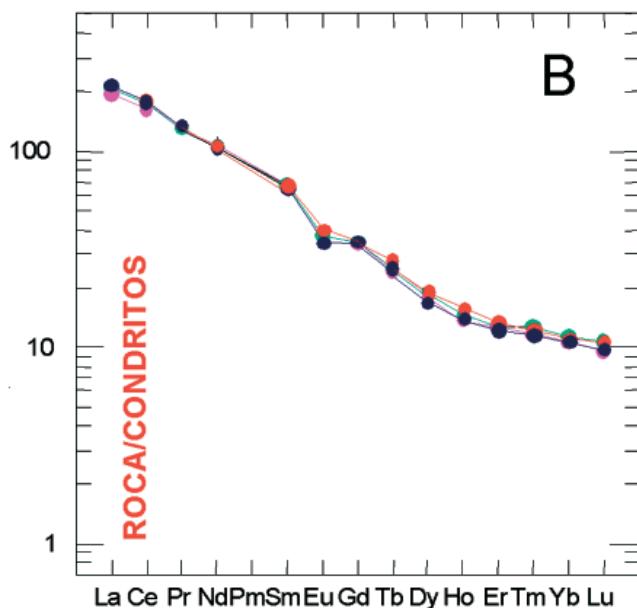


Figura 79. Patrones de Tierra Raras de las dacitas analizadas. Obsérvese la fuerte similitud química de todas las muestras. Figura tomada de García-Tortosa *et al.* (en prensa)

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 Puerto Lumbreras 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, 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 porfioclastos 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 inició el metamorfismo en facies de anquizona que afecta a las Unidades Maláguides Inferiores (LONERGAN, 1993). El orógeno generado en relación con esta 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/cm³) 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 ypresiense (MARTÍN MARTÍN, 1996) en relación con la cual se ha erosionado gran parte de la sucesión estratigráfica 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 cobertura permotriásica de las Unidades Maláguides Superiores (ALLERTON *et al.*; 1993) en sentido antihorario, prácticamente 200°, 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 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 marcas 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 (450°C 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 N 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.

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 (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 Malá-guides 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 D4 coincide en el tiempo con el inicio de la formación del Arco de Gibraltar durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (BOUILLIN *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 dominio cortical de Alborán 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 dominio cortical de Alborán 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 dominio cortical de Alborán (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 dominio cortical de Alborán 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).

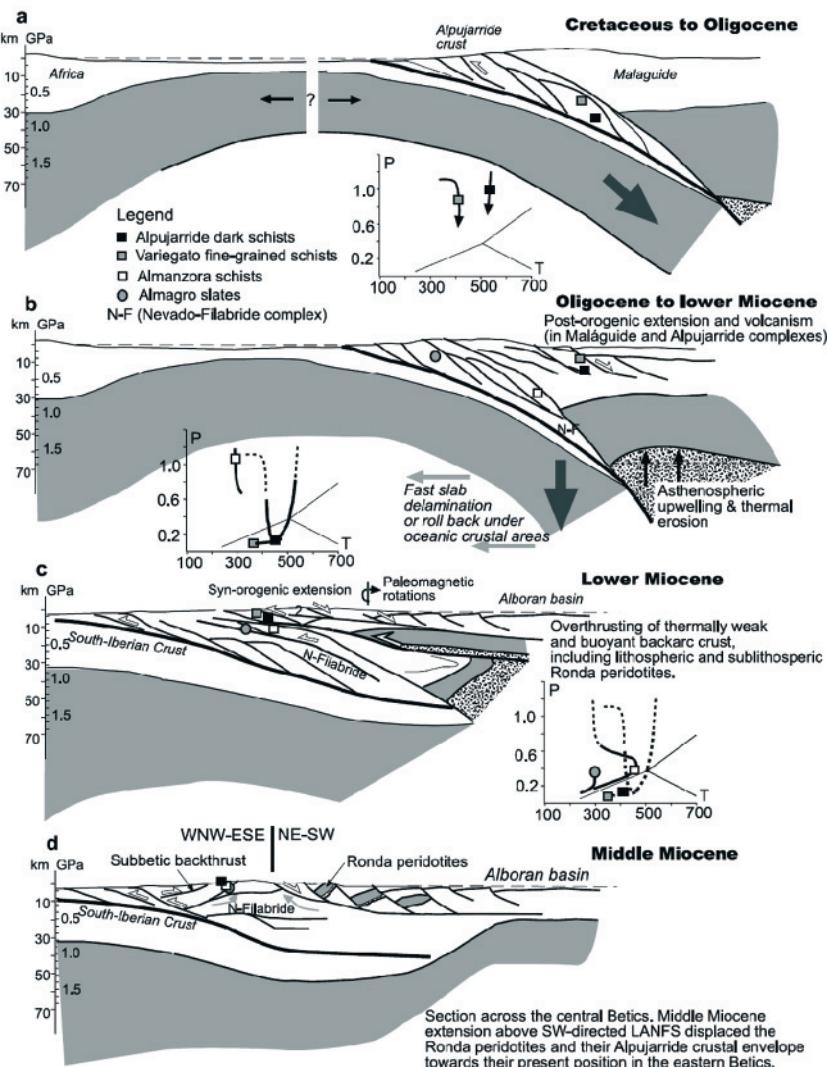


Figura 80. Esquema de evolución del Orógeno Bético Rifeño y la subducción sucesiva de los Complejos Alpujarride y Nevado-Filábride (que correspondería al basamento de Iberia). Tomado de BOOTH-REA et al. (2005).

El “rifting” mioceno del dominio cortical de Alborán, denominado evento D4 por BALANYÁ *et al.* (1997) ha configurado los contactos actuales entre las unidades del dominio cortical de Alborán, 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; LONE-RGAN 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 dominio cortical de Alborán. 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 Béticas orientales en Sierra Espuña (BOOTH-REA *et al.*; 2004a).

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 vio interrumpida por un pulso contractivo, que dio lugar al inicio de la formación de grandes pliegues abiertos de orientación E-O y NE-SO en las Béticas. Este pulso contractivo se manifiesta en la cobertura 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). 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 Lorca (953).

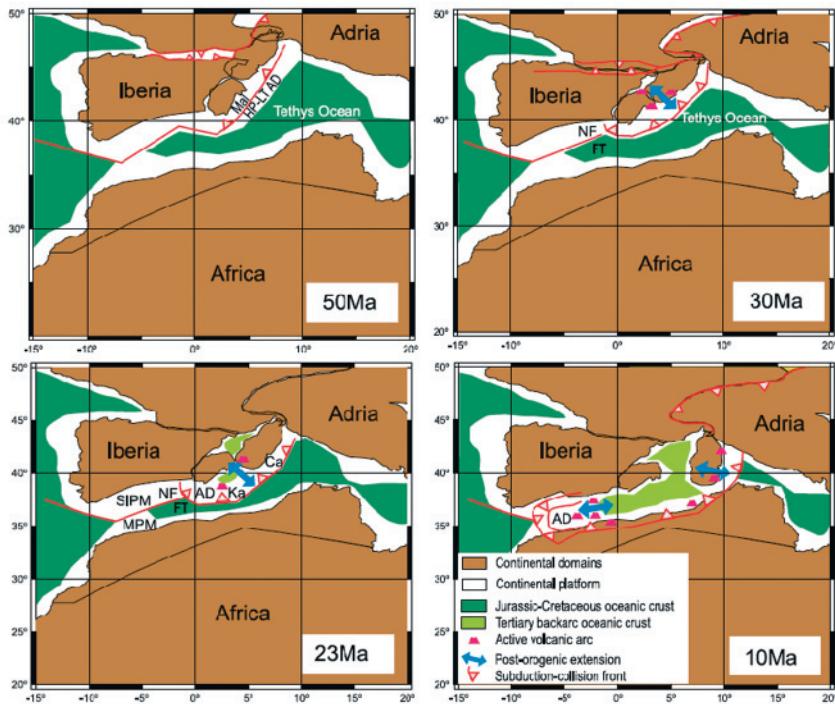


Figura 81. Reconstrucción paleogeográfica del avance del sistema de subducción del Mediterráneo occidental durante el Terciario con la posible situación de los distintos dominios paleogeográficos de dónde proceden los Complejos del Dominio de Alborán presentes en la Hoja de Puerto Lumbrales. Mal (Malaguide), AD (Complejo Alpujarride), 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)

Aunque recientemente en las publicaciones relativas a la evolución tectónica de las Béticas y del mar de Alborán se considera que a partir del Tortoniano 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 perianticnales previos o generan nuevos cierres al cortar y bascular a los pliegues como en el cierre perianticinal 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-cuatemarios en la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994, MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; SILVA *et al.*; 1997). En general se observan estructuras formadas en relación con dos tensores de paleoesfuerzos transpresivos distintos, con el eje mayor subhorizontal de orientación N-S y NO-SE.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

En la Hoja de Puerto Lumbreras 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:

1. Afloramientos del Complejo Alpujárride en las Sierras de las Estancias y sur del Lomo de Bas, con mineralizaciones estratoligadas de Pb-Zn.
2. 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.
3. 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 son canteras de metabasitas o cuarcitas para la obtención de balasto y canteras de áridos obtenidos de mármoles o calizas.

7.1.1. Minerales metálicos

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

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

MINA	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
Emitita de Pradico	60420	416970	Azurita, malaquita. Hematites, goetita	Cu
Camino de las Pocicas	60800	415530	Hematites	Fe
Sierra de En medio	60810	415160	Hematites	Fe
Sierra de En medio, W Cabezo la Paja	60850	415480	Hematites	Fe
Sierra de Enmedio	60910	415560	Hematites	Fe
Minas de Peña Rubia	61070	416950	Galen, esfalerita, goetita-hematites, cerusita.	Pb, Zn
Sierra Almenara, Los Olivos	61905	415760	Hematites-goetita, hematites especular	Fe
Collado el Campo, Aguilas	61980	415150	Hematites	Fe
Los Chavillos, Aguilas	62040	415470	Hematites, ocre, limonita, barita	Fe-(Ba)
Minas de Purias sur	62045	415835	Hematites, limonita, barita	Fe
Tebor/NF	62110	415250	Hematites, goetita, limonita, siderita	Fe
Cabezo del Pozo	62130	415965	Goetita, ocre, hematites, calcopirita	Fe
Puriás	62130	415880	Hematites, limonita, ocre, malaquita, azurita	Fe-(Cu)
Alto de las Quimeras	62205	415680	Malaquita, azurita, goetita, calcopirita. Covellina.	Cu-(Fe)
Mina Rosario	62220	416115	Hematites, ocre	Fe
Mina Vulcano, Cerro de los Alamos	62250	415790	Hematites, ocre	Fe
NW vértice Talayón, Aguilas	62256	415545	Hematites, ocre	Fe
Mina Carolina	62285	416175	Hematites, limonita	Fe
Alto de las Quimeras	62300	415675	Hematites, limonita.	Fe
Mina la Carrasquilla	62370	415845	Malaquita, Azurita	Cu
Rambla del Arrero	62380	415240	Goetita-hematites, limonita. Siderita.	Fe
Mina de Chuecos, Aguilas	62395	4154455	Goetita-hematites	Fe
Minas del Escribano, Lomo de Bas	62470	415210	Goetita-hematites, galena. Pirita, casiterita, esfalerita	Pb-Fe-(Sn)
Alto del Calar/NF	62510	416280	Hematites. Baritina, malaquita	Fe-(Cu)
Barranco de Baladre, Aguilas	62520	415170	Siderita, pirita, galena, calcopirita, smithsonita. Malaquita.	Pb-Cu-Fe (Zn, Pb, Ag)
Minas Tejedor y Anita, Aguilas	62545	415645	Hematites, ocre amarillo. Siderita, goetita.	Fe
Mina San Andrés, Collado Alcaíbar	62580	415335	Siderita, goetita-hematites, galena. Baritina, jasosita, cerusita.	Fe-(Pb).
Lomo de Bas, Cabezo de los Tinajeros	62630	415250	Goetita-hematites, galena. Pirita	Pb-Fe
Lomo de Bas, cabecera Rambla de Gos	62650	415295	Goetita-hematites, galena. Pirita , calcopirita, casiterita.	Pb-Fe-(Sn)
Peña del Águila	62660	416240	Hematites, Siderita, Hematites especular	Fe
Casa de Cano	62690	415880	Hematites, ocre amarillo, ocre rojo	Fe

MINA	X (UTM)	Y (UTM)	MATERIALES QUE SE EXPLOTAN	UTILIDAD
Mina la Vaca y otras, Ramaña de Gos	62730	415240	Gálea, pírita, goettita-hemáticas, limonita. Calcopirita, esfalerita, covellina, pirotina, casiterita, enargita, linneita, millerita, oro, plata.	Pb-(Cu-Fe)
Minas Dolores y Galatea	62780	416320	Hematites, ocrc amarillo. Goettita, malaquita.	Fe
Minas de la Pinilla, La Vista y otras	62900	415225	Goettita-Hemáticas, galena, pírita, calcopirita, esfalerita, jarosita. Marcasita, arsenopirita.	Pb-(Cu, Zn, Fe, Sn)
Mina Amalia, Lomo de Bas, Barranco Pinilla	62950	415340	Goettita-hemáticas, pírita, galena. Baritina, esfalerita.	Pb-Fe-(Zn)
Minas de las Monas y Platería	62955	416135	Hematites, siderita, hemáticas especular. Ocre amarillo.	Fe
Mina Palomera, Ramaña Ujéjar	62995	416050	Hematites, ocrc amarillo. Goettita, baritina	Fe
Ramaña de las Minas	63025	416118	Hematites, hemáticas especular. Siderita	Fe
Mina Artero	63040	416175	Hematites, malaquita, ocrc amarillo. Azurita, baritina, goettita.	Fe-Cu
Yegua Blanca, Lomo de Bas	63070	415370	Goettita, hematites	Fe
Mina María Huertas y otras	63070	415290	Goettita-hemáticas, galena	Pb-Zn-Fe
Sierra Enmedio	606273	415225	Metabasitas	Balasto
Sierra Enmedio	606041	415237	Metabasitas	Balasto
Cortijo las Arnoldaderas	605864	415374	Cuarcitas	Balasto
Cabezo de las Minas	606860	415386	Yeso	Yeso
Los Carrascos	607068	4156055	Mármoles	Aridos

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

Las **mineralizaciones filonianas de hierro** están asociadas a diversos tipos de fallas frágiles desarrolladas en el basamento de las Béticas orientales durante el Neógeno:

- Mineralizaciones asociadas a fallas normales que limitan los contactos entre Unidades del Complejo Nevado-Filábride.
- Mineralizaciones asociadas a fallas normales en la base de los mármoles de Béjar-Macael en su contacto con esquistos.

También hay 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). Los filones suelen estar mejor conformados cuando encajan en tramos con facies cuarcíticas o de cuarzo-esquistos 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 centímetricas a métricas y longitudes desde métricas a hectométricas. En algunos indicios son verdaderos *stockwork* de venas centímetricas 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 cosímico 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 recogen 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 Puerto Lumbreras, 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 permotriásico 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 Sierra 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 en el grupo de **mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas** sean las minas de Peña Rubia. Aunque, justamente esta mina no se ajusta exactamente a niveles de estratos, si no que aprovecha zonas de falla extensional. La mineralización encaja en dolomías brechoides y micríticas del Complejo Maláguide y está formada por galena, esfalerita, goetita-hematites, cerusita, smithsonita, junto con sulfuros de Fe como pirita y marcasita.

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 Ladinense 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 término 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 ésta. 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* y 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 metalogénico 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 Fig. 84, para explicar la génesis de los yacimientos de este sector.

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-filárides 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.

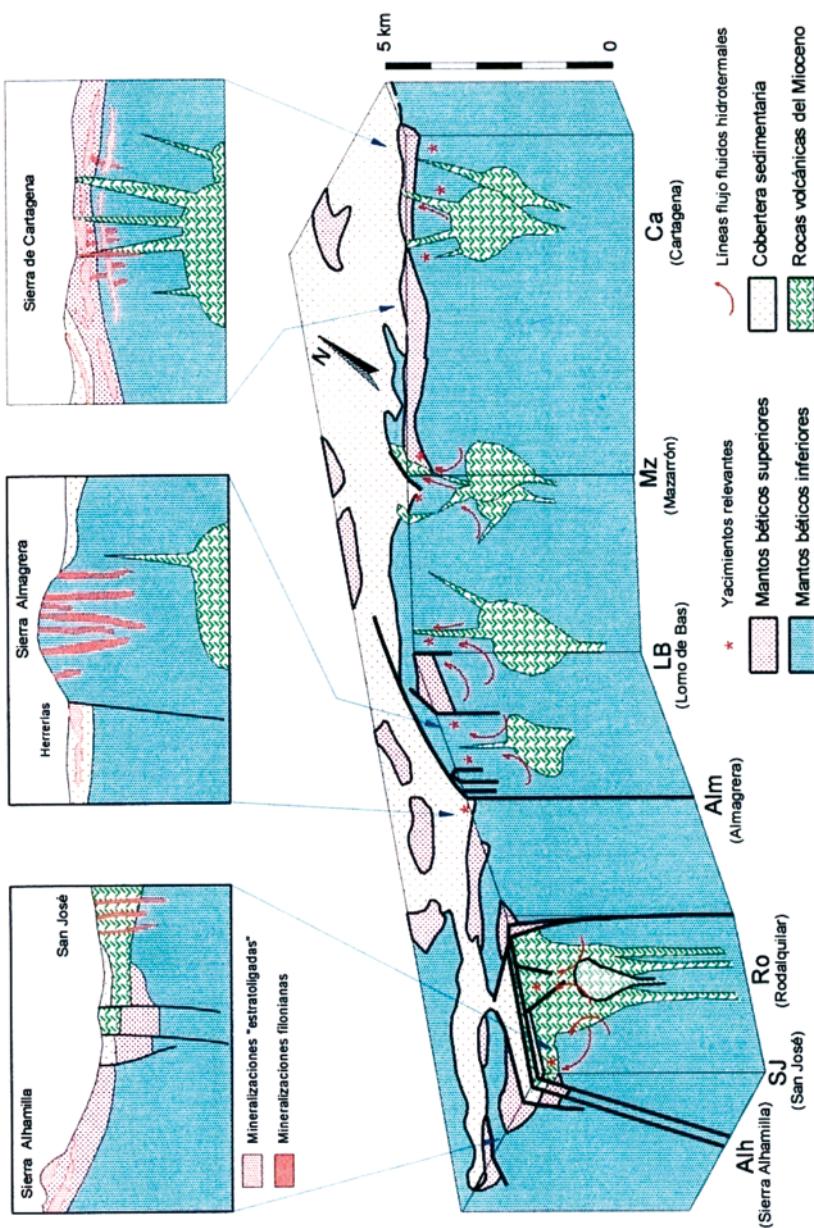


Figura 82. Bloque diagrama esquemático de la corteza superior en el sureste de la Península mostrando la hipotética posición de los centros ígneos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la posición de las mineralizaciones más representativas. RUIZ MONTES (2000) adaptada de ARRIBAS y ARRIBAS (1995)

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.

Todas 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. Sin embargo, las principales explotaciones activas se encuentran en la vecina Hoja de Águilas (997).

Las canteras de metabasitas observadas en la Hoja de Puerto Lumbreras, cuyas coordenadas se precisan en la Tabla 2, parecen estar abandonadas, al igual que ocurre con las cuarcitas maláguides explotadas en el cortijo de las Amoladeras. Siguen en explotación las canteras de mármoles de Unidades Maláguides inferiores en Los Carrascos. También cabe destacar la presencia de importantes canteras de carácter histórico de yeso, explotadas en el flanco norte de la Sierra de Enmedio, en el entorno del Cabezo de las Minas y el vertedero al oeste del Cabezo de la Paja.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Puerto Lumbreras queda encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del río Segura. Sus límites quedan definidos por el territorio de las cuencas hidrográficas que vierten al mar Mediterráneo entre la desembocadura del río Almanzora y la margen izquierda de la Gola del río Segura en su desembocadura, además de la subcuenca hidrográfica de la rambla de Canales y las cuencas endorreicas de Yecla y Corral-Rubio. La superficie así definida tiene una extensión de 18.870 km², distribuida entre las comunidades autónomas de Murcia (59%), Valencia (7%), Castilla-La Mancha (25%) y Andalucía (9%).

Dentro de la cuenca 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 1.000 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 de la cuenca, 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 torrentiales (ramblas del río Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exigüos pero permanentes.

El medio físico-natural de la Hoja de Puerto Lumbreras presenta una altitud media en torno a 600 metros. El relieve presenta tres zonas con diferentes contrastes: dos zonas montañosas, al sureste y noroeste de la Hoja, con una orientación SO-NE, y la depresión central del Guadalentín, más llana, con una pequeña sierra en el sector suroccidental (Sierra de Enmedio), que divide a esta depresión en dos corredores. Las diferencias topográficas entre los relieves más elevados y los más deprimidos llegan a alcanzar más de 600 m.

El predominio litológico de las sierras varía en función del sector: en los relieves occidentales (Sierra de La Torrecilla), esquistos, pizarras, cuarcitas, conglomerados y turbiditas de los Complejos Alpujárride y Maláguide; en la depresión central (valle del Guadalentín), abanicos aluviales formados por cantos, conglomerados, arenas y arcillas del Cuaternario; en los relieves orientales (Sierras de Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas), esquistos, cuarcitas y mármoles de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Todos ellos están atravesados por ramblas de corto recorrido y con perfil longitudinal de gran pendiente.

Las cotas más altas de los relieves maláguides están en Peña Rubia (903 m) y los del Alpujárride en el Alto de la Jarosa (929 m) o El Peñoso (844 m), al NO de la Hoja. En las Sierras del sureste, de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, se encuentran puntos como El Talayón (879 m), El Talayón de los Chuecos (826 m), Cabezo del Tejedor (825 m), Alto de la

Yegua Blanca (793 m) o Tinajeros (782 m). Las cotas mínimas se sitúan en torno a 280-290 m en el interior (ramblas de Viznaga y Pulpí), que constituyen el eje del nivel de base axial de la Depresión. También existen zonas semi-endorreicas que solamente desaguan durante riadas importantes. En la zona meridional de la Hoja, al sureste de Puerto Lumbreras, aparece el único relieve interior de la depresión: la Sierra de Enmedio, con algunas cotas por encima de 630 m, que divide a dicha depresión en dos corredores tectónicos (Goñar-Huércal Overa y Pulpí).

La orografía y la climatología de la comarca están muy relacionadas. El clima se clasifica como semiárido, característico del sureste peninsular. Según la clasificación climática de Köppen, la comarca de Puerto Lumbreras se clasifica como de clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales en torno a 18° C. Hacia la Sierra de Almenara se torna en estepario seco, mientras que llegan a alcanzarse las condiciones desérticas en la Cuenca de Águilas (GEIGER, 1970; y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). La escasez de lluvias, inferiores a 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 850-900 mm/año imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona, lo que permite encuadrar esta Hoja dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida.

Los relieves montañosos al este y oeste de la depresión del Guadalentín condicionan que los valores de temperatura media anual se sitúen entre los 11 y 20° C, dependiendo de la altitud. Las precipitaciones medias varían entre 300 y 600 mm, mayores en las partes altas de las sierras. La evapotranspiración oscila entre 700 y 1100 mm/año, distribuidas en primavera, otoño e invierno en un 90%.

Las lluvias son de marcado carácter torrencial. Al igual que en el resto del sureste peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre (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 el carácter torrencial de las tormentas de finales de verano y principios de otoño.

En las laderas y cumbres de las montañas se caracterizan la densidad de vegetación es baja y localmente se encuentran repoblaciones de pino carrasco. La vegetación de ribera es de arbustos y arbolado de gran porte. Dominan los cultivos de secano en la zona de Lorca, junto con plantaciones locales de olivos y frutales.

La red fluvial está dominada por ramblas que vierten a la depresión central. 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 con la captura de las cabeceras que drenan hacia la depresión del Guadalentín. Las ramblas funcionan de forma efímera o episódica, encontrándose secas durante la mayor parte del año.

Todos estos cauces tienen una respuesta hidrológica muy irregular y están condicionados directamente por los aguaceros sobre sus cuencas vertientes. No existen embalses dentro de la Hoja de Puerto Lumbreras.

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 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 hm³/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 hm³/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1^a fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm³/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm³/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 hm³/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm³/año. Del total del déficit, 250 hm³/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 83, 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.

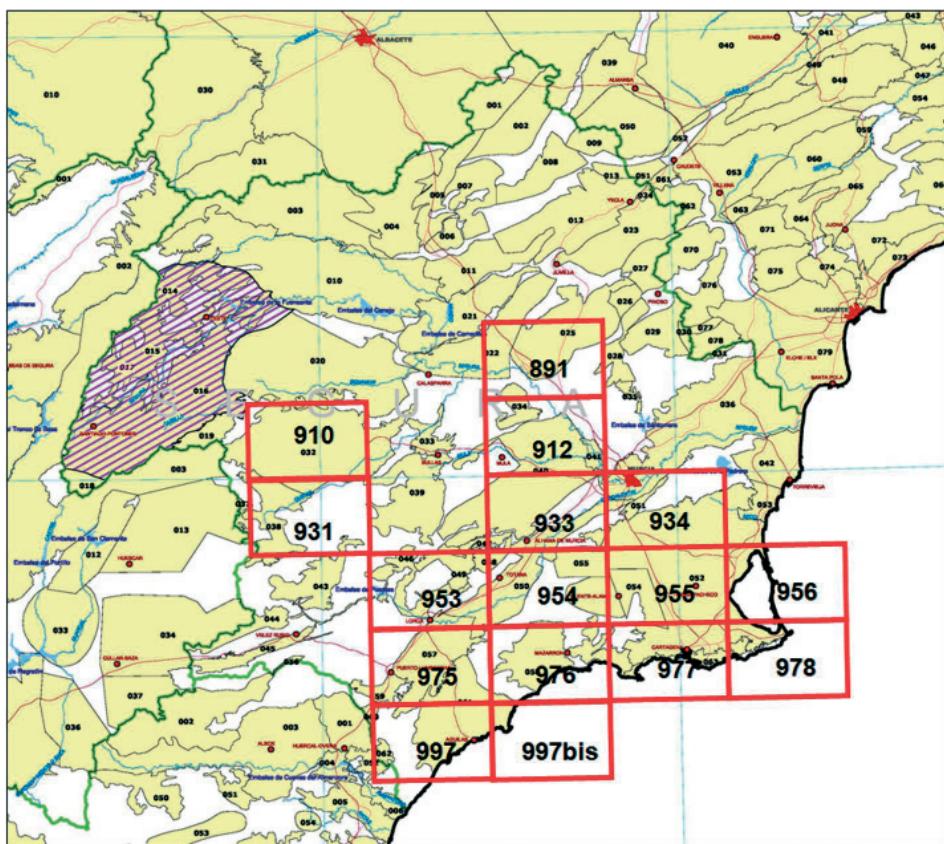


Figura 83. Masas de Agua Subterránea en la cuenca del río Segura. MMA (2005)

De acuerdo con esta delimitación, se indican a continuación las Masas de Agua Subterránea, coincidentes con las Unidades Hidrogeológicas homónimas, que tienen algún acuífero representado en el ámbito de la Hoja:

- 070.057.- Alto Guadalentín (U.H. 07.28)
- 070.061.- Águilas (U.H. 07.33)
- 070.059.- Enmedio-Cabezo de Jara (U.H. 07.47)
- 070.050.- Bajo Guadalentín (U.H. 07.30)

La masa de agua subterránea del Alto Guadalentín (070.057) es, con mucha diferencia, la que ocupa la mayor extensión dentro de la Hoja (45 % de superficie), en la que además está

representada casi en su totalidad y concentra la densidad más elevada de puntos de agua. Le siguen la masa de Águilas (070.061), que ocupa el sector SE y con muy pocos acuíferos representados, y las de Enmedio-Cabezo (070.059) en la esquina SO y del Bajo Guadalentín (070.050), esta última con una extensión mínima dentro de la Hoja por lo que no se describe aquí, sino en la vecina Hoja de Lorca.

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	COOR_X UTM	COOR_Y UTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	USO	REDES OFICIALES
2539	2	0005	30	613003	4166187	332,00	Lorca	Sondeo	129		Calidad y nitratos
2539	2	0006	30	612656	4166565	319,00	Lorca	Sondeo	150	Regadio	
2539	2	0008	30	612449	4166342	271,62	Lorca	Pozo con sondeo	290		Piezometría
2539	2	0040	30	609020	4162920	384,00	Lorca	Sondeo	230	Regadio	
2539	2	0043	30	613787	4164930	309,56	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	2	0053	30	609603	4160965	366,00	Lorca	Sondeo	255	Regadio	
2539	2	0059	30	612003	4160895	331,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	210	Núcleo explotación	
2539	2	0060	30	611310	4161751	338,00	Puerto Lumbreras	Sondeo		Núcleo explotación	
2539	2	0061	30	612404	4161041	326,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	180	Regadio	
2539	2	0066	30	615282	4161917	298,79	Lorca	Sondeo	203	Núcleo explotación	
2539	2	0068	30	611311	4161901	337,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	180	Regadio	
2539	2	0070	30	611261	4161901	340,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	150	Núcleo explotación	
2539	2	0078	30	608850	4160621	380,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	238	Regadio	
2539	2	0079	30	611021	4163103	341,00	Lorca	Piezómetro	267,55	Regadio	
2539	2	0084	30	612571	4163040	317,00	Lorca	Sondeo	200	Núcleo explotación	
2539	2	0085	30	612522	4163166	318,00	Lorca	Sondeo	200	Núcleo explotación	
2539	2	0086	30	612398	4163242	319,00	Lorca	Sondeo	200	Regadio	
2539	2	0087	30	610152	4160810	358,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	280	Regadio	
2539	2	0095	30	609836	4161888	368,00	Lorca	Sondeo	203	Regadio	
2539	2	0102	30	612774	4166130	318,00	Lorca	Sondeo	340		Piezometría
2539	2	0103	30	612500	4165100	545,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	2	0118	30	618246	4169387	305,38	Lorca	Sondeo	90		Piezometría

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COOR X UTM	COOR Y UTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	USO	REDES OFICIALES
2539	2	0119	30	621152	4165296	287,69	Lorca	Sondeo	193		Piezometría
2539	2	0121	30	618246	4169386	304,74	Lorca	Sondeo	252		Piezometría
2539	3	0027	30	620025	4163427	302,00	Lorca	Sondeo	96	Regadio	
2539	3	0049	30	622355	4166908	292,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	3	0052	30	616421	4163038	295,00	Lorca	Sondeo	147		Calidad y nitratos
2539	3	0055	30	618176	4169419	308,24	Lorca	Sondeo	190		Piezometría
2539	3	0059	30	620914	4165070	289,69	Lorca	Sondeo			Piezometría
2539	3	0062	30	617516	4162423	296,00	Lorca	Sondeo	200	Regadio	
2539	3	0065	30	618527	4163640	299,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	3	0069	30	618225	4169293	231,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	150,00	Regadio	
2539	3	0070	30	620969	4168545	289,00	Lorca	Sondeo	270,00		Núcleo explotación
2539	3	0077	30	621450	4169316	282,00	Lorca	Sondeo	250,00	Regadio	
2539	3	0085	30	616433	4164408	308,00	Lorca	Sondeo	280,00	Regadio	
2539	3	0086	30	616533	4164407	308,00	Lorca	Sondeo	280,00	Regadio	
2539	3	0091	30	619572	4163081	292,00	Lorca	Sondeo	200,00		Núcleo explotación
2539	3	0094	30	619227	4168315	295,00	Lorca	Piezómetro	281,00		Piezometría
2539	3	0122	30	622700	4163700	315,00	Puerto Lumbreras	Sondeo		Regadio	
2539	3	0123	30	619900	4166300	295,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	3	0124	30	621100	4165700	294,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	5	0010	30	606226	4154743	425,31	Puerto Lumbreras	Sondeo	350,00		Calidad y nitratos
2539	5	0012	30	604700	4158200	470,00	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	6	0015	30	609780	4158203	367,06	Puerto Lumbreras	Sondeo	170,00	Regadio	

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COOR X UTM	COOR Y UTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	USO	REDES OFICIALES
2539	6	0016	30	608684	4158722	391,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	250,00	Regadio	
2539	6	0019	30	609780	4158203	379,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	115,00	Núcleo explotación	
2539	6	0024	30	615388	4159066	308,75	Lorca	Sondeo	125,00	Regadio	
2539	6	0029	30	612485	4158740	333,40	Lorca	Sondeo		Regadio	
2539	6	0035	30	612237	4158992	336,00	Lorca	Sondeo	170,00	Núcleo explotación	
2539	6	0052	30	615090	4153418	338,00	Lorca	Pozo con sondeo	138,00	Regadio	
2539	6	0056	30	614163	4151415	311,00	Lorca	Pozo con sondeo	76,00		Piezometría
2539	6	0059	30	611027	4151962	339,00	Lorca	Sondeo	165,00		Calidad y nitratos
2539	6	0070	30	615041	4159469	312,00	Lorca	Sondeo	165,00		Calidad y nitratos
2539	6	0071	30	614971	4154144	327,00	Lorca	Sondeo	180,00		Regadio
2539	6	0072	30	611100	4151726	317,75	Lorca	Sondeo			Piezometría
2539	6	0073	30	614769	4153946	330,00	Lorca	Sondeo	140,00		Regadio
2539	6	0074	30	614813	4153170	335,00	Lorca	Sondeo	209,00		Regadio
2539	6	0080	30	615482	4160492	306,29	Lorca	Piezómetro	200,00		Regadio
2539	6	0088	30	613047	4154335	326,00	Lorca	Sondeo	150,00		Regadio
2539	6	0091	30	610312	4159059	359,08	Puerto Lumbreras	Sondeo	220,00		Piezometría
2539	6	0093	30	609842	4159613	365,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	200,00		Regadio
2539	6	0094	30	609986	4158961	365,00	Puerto Lumbreras	Sondeo	228,00		Regadio
2539	6	0113	30	611009	4151540	318,47	Lorca	Sondeo	260,00		Piezometría
2539	7	0009	30	618073	4159683	344,00	Lorca	Pozo con sondeo	74,60		Regadio
2539	7	0010	30	617938	4160214	326,67	Lorca	Sondeo	65,00		Regadio

Tabla 3. Selección de Puntos de Agua

070. 057.- Alto Guadalentín (U. H. 07.28)

La masa de agua subterránea del Alto Guadalentín se sitúa en la subzona hidráulica del valle de Lorca (margen derecha del río Segura). Aflora en una banda central que atraviesa la Hoja de noreste a suroeste: La mayor parte de la superficie, un 90% aproximadamente, está dentro de esta Hoja, si bien tiene afloramientos por las Hojas periféricas del norte y sur: Lorca (953) y Águilas (997), respectivamente.

Esta masa de agua de la Demarcación Hidrográfica del río Segura, se extiende en sus 275,43 km² por la provincia de Murcia, desde la Sierra de Enmedio hacia la Vega Media del río Segura, con la que enlaza a la altura de Alcantarilla. La depresión donde se ubica viene enmarcada por los relieves béticos de las Sierras de la Almenara y de Carrascoy, en la margen derecha del valle, y por los de las Sierras de la Torrecilla, la Tercia y Espuña, también béticas, y por la Sierra de la Muela, de edad miocénica, en la margen izquierda. En la margen derecha, entre las Sierras de la Almenara y de Carrascoy se extiende un umbral topográfico que pone en comunicación el Valle del Guadalentín con la Cuenca de Fuente Álamo.

Se caracteriza geomorfológicamente por su relieve con escasos resalte, donde se desarrolla un modelado fluvial-semiendorreico y detrítico, que raramente supera la pendiente del 2%. Los relieves más elevados se sitúan al sur, al norte de la Sierra de Enmedio con cotas por encima de 520 m s.n.m. El punto más bajo está al norte, cerca de la M.A.S. del Bajo Guadalentín, alrededor de 250 m s.n.m.

El régimen hídrico del río Guadalentín es torrencial por el aporte de las ramblas afluentes; puede pasar en breve tiempo de un caudal de unos pocos litros a cientos de metros cúbicos.

Desde el punto de vista geológico-regional los materiales que se incluyen en esta masa pertenecen a la depresión del valle del Guadalentín, una gran fosa longitudinal de origen tectónico implicada en las estructuras béticas como demuestran los fuertes buzamientos en los niveles miocénicos aflorantes a lo largo de los bordes del valle y las grandes fallas normales, visibles claramente en la margen izquierda, desde Alhama hasta las proximidades de Alcantarilla, o indicadas por la perfecta alineación de los contactos entre el relleno y los relieves de borde, como es el caso entre Puerto Lumbreras y Lorca, o entre Lorca y Totana. A favor de este gran hundimiento de dirección netamente bética se ha ido depositando un potente relleno pliocuaternario aluvial constituido por un conjunto de niveles detríticos desde la arcilla hasta la grava de gruesa granulometría en el que la proporción de niveles groseros y finos varía bastante entre la parte alta y la baja del valle. El espesor total de este depósito sobrepasa normalmente los 300 m y, localmente, puede rebasar los 500 m, como es el caso del borde izquierdo del valle, entre Puerto Lumbreras y Lorca, donde existe un potente paquete de gravas a una profundidad superior a 550 m.

Los materiales miocenos y pliocuaternarios, constituyentes del único acuífero de la masa, se extienden por 266,18 km². Sus límites hidrogeológicos son:

Meridional. Es un límite posiblemente abierto en algunos sectores, localizado en el contacto entre los materiales cuaternarios y afloramientos margosos miocenos y los materiales carbonatados triásicos de la Sierra de Enmedio.

Noroeste. Límite cerrado con las filitas permotriásicas del Alpujárride.

Sureste. Las margas del Mioceno y los micaesquistos del Nevado-Filábride constituyen un límite cerrado.

Septentrional. Formado por el contacto con la formación acuífera multicapa del Bajo Guadalentín, con la posibilidad de interconexión.

El Alto Guadalentín se considera un acuífero de carácter libre que consta de dos zonas, una superior libre pliocuaternaria y otra inferior miocena semiconfinada por la superior y con posibilidad de cambiar de estado según la posición de la superficie piezométrica. Esta última corresponde a una formación detrítica que se extiende por todo el valle y que conecta con la superior en el Alto Guadalentín en que ambas se encuentran superpuestas. Este acuífero está formado por arenas y gravas poligénicas pliocuaternarias, entre 100 y 300 m de espesor, localmente con pasadas arcillosas a techo de 0 a 20 m. La base de muy baja permeabilidad está formada por margas, yesos y conglomerados miocenos o filitas y micaesquistos del Paleozoico.

El acuífero libre presenta porosidad intergranular, con permeabilidades medias de 10^{-6} a 10^{-9} m/s y transmisividades entre 420 y 7.200 m²/día, determinadas mediante ensayos de bombeo.

La formación permeable inferior del Mioceno, es la que presenta mayor productividad actual de recursos hídricos, ya que la del Plio-Cuaternario se encuentra prácticamente agotada, lo que obliga a la ejecución de perforaciones de gran profundidad, por encima de los 200 m en la mayoría de los casos (Figura 84). Los pozos con grandes volúmenes de explotación (superior a 2 hm³/año) presentan profundidades superiores a 300 m, y algunos llegan a 400 m.

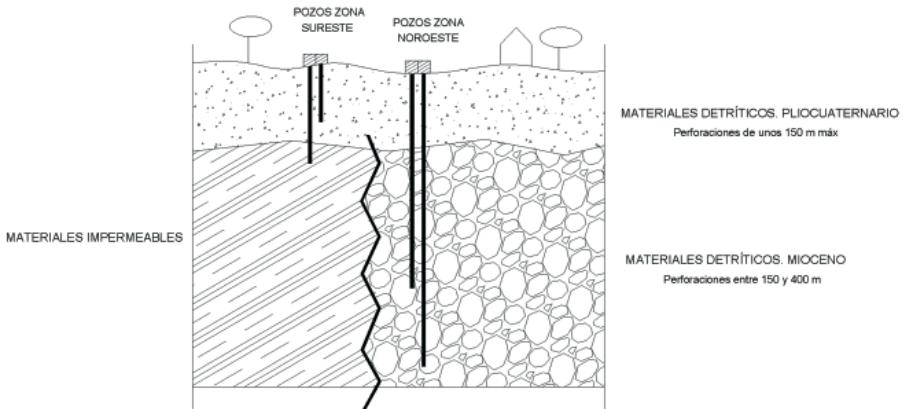


Figura 84. Esquema de las perforaciones en el Alto Guadalentín en las zonas sureste y noreste, según CHS, 2005: Estudio de cuantificación del volumen anual de sobreexplotación de los acuíferos de las Unidades hidrogeológicas 07.28 Alto Guadalentín y 07.33 Águilas

El motivo por el cual se ha llegado a perforar a tan grandes profundidades es la sobreexplotación histórica del acuífero, que ha ocasionado el descenso continuado de los niveles piezométricos. La reperforación de los pozos existentes no es posible en muchos casos, ya que han aparecido surgencias de gases (fundamentalmente CO₂) cuando se han alcanzado los materiales béticos del sustrato. Esto ocasiona problemas de corrosión en los equipos de extracción y conducciones, además de una alta salinidad por altas temperaturas y elevadas concentraciones de bicarbonatos.

Un reflejo de esta sobreexplotación es el aumento del espesor de la zona no saturada, que ha pasado de tener un máximo de 243 m.; un mínimo de 42 m. y una media de 121 m. en el periodo 1985-2000 a 270 m.; 51 m. y 184 m.; respectivamente, en el periodo 2000-2008. El 10 de marzo de 1987 y el 4 de octubre de 1988 este acuífero fue declarado sobreexplotado por la Junta de Gobierno de la Confederación Hidrográfica del río Segura.

La recarga natural tiene lugar por la infiltración del agua de lluvia en los afloramientos permeables y por aporte procedente de los cauces superficiales y del sistema semiendorreico de la cuenca. La descarga natural se efectúa subterráneamente hacia la masa del Bajo Guadalentín y de forma artificial por los sondeos ubicados a lo largo del valle.

La circulación del agua subterránea se producía, en régimen natural, hacia el NE, en dirección al Bajo Guadalentín, pero las numerosas e importantes extracciones han modificado sustancialmente este esquema, de tal manera que el flujo se encuentra totalmente distorsionado,

como puede apreciarse, por ejemplo, en la figura 85 que ilustra un modelo de isopiezas en una fecha concreta (IGME, 1993).

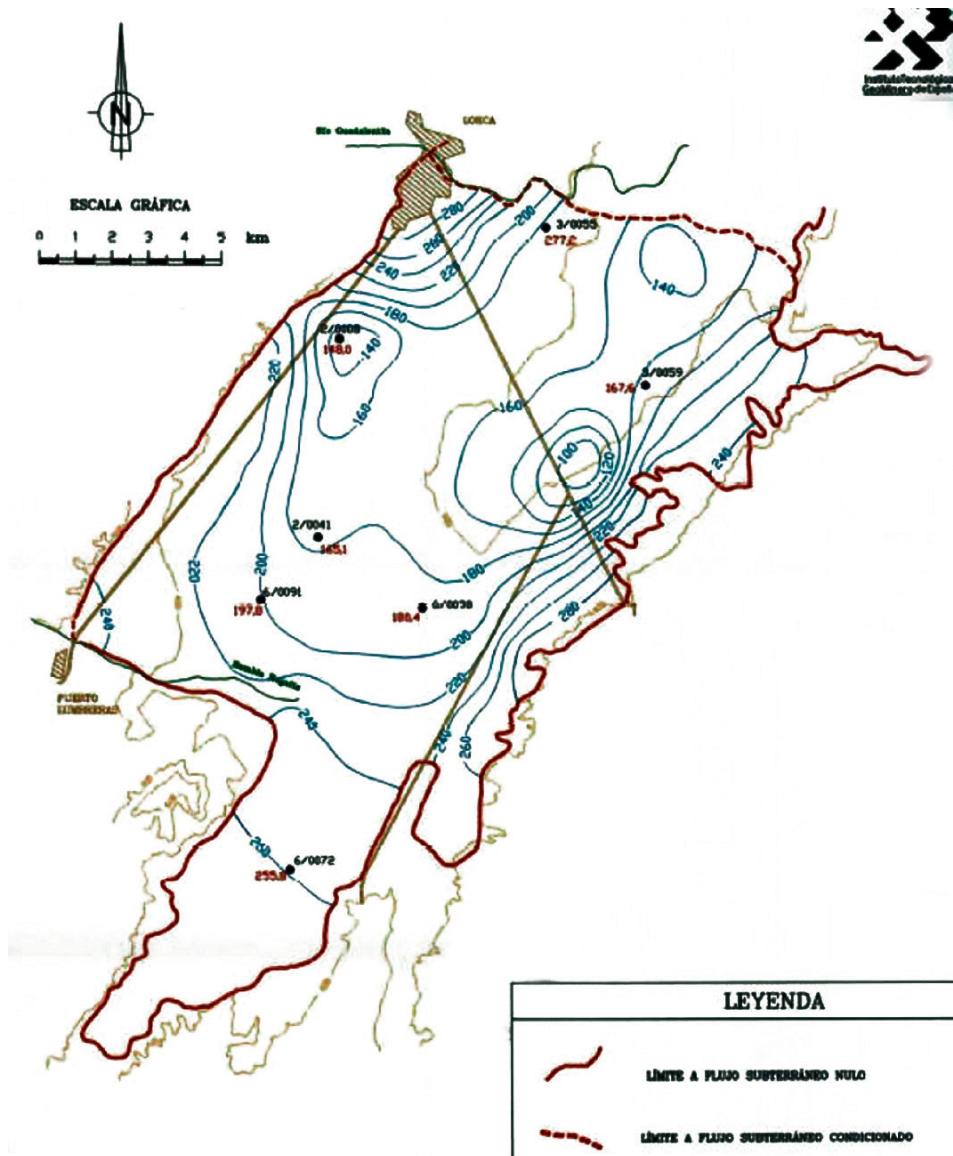


Figura 85. Mapa de isopiezas (IGME, 1993)

Los puntos de observación piezométrica, que hasta el año 2001 eran gestionados por el IGME y posteriormente por la Confederación Hidrográfica del río Segura, han permitido realizar un análisis de la evolución. En 1960 la cota máxima de los niveles piezométricos era de 310 m s.n.m. y la mínima de 260 m s.n.m.; con un gradiente hidráulico del 0,55% en sentido suroeste a noreste. Si se toman los valores de un año húmedo como 1989, el nivel máximo estaba en 261,35 m. s.n.m. y el mínimo en 148,06 m. s.n.m. En un año seco como 1995 se alcanzaban las cotas 251,34 y 136,00 m. s.n.m.; respectivamente. Durante 2007, el valor máximo en el estiaje era de 147,41 m. s.n.m. y el mínimo de 59,59 m. s.n.m.; durante el periodo húmedo, 148,03 m. y 61,42 m. s.n.m.; respectivamente.

Según CHS (2005), se ha producido entre los años 2003 y 2004 un vaciado de 31,8 hm³ en el volumen de reservas del Alto Guadalentín.

De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del río Segura (CHS, 1997) la masa de agua subterránea del Alto Guadalentín tiene unos recursos evaluados y disponibles de 10,1 hm³/año, al no tener asignada demanda medioambiental. Las entradas se originan por la infiltración de lluvia 7,40 (hm³/año) y por retornos de riego (2,70 hm³/año). Las únicas salidas se producen por los bombeos con un volumen anual de 50 hm³/año.

En la actualidad estos valores han sido modificados ligeramente. Según el modelo numérico del flujo subterráneo realizado por la Universidad Politécnica de Valencia (CHS, 2005), la recarga al acuífero se estima en 11,5 hm³/año: infiltración de lluvia (1,2 hm³/año), retornos de riego (evaluados en 7,2 hm³/año para el año hidrológico 2003-2004) e infiltración en zonas de desembocadura de ramblas (3,1 hm³/año). La descarga, que se lleva a cabo por extracciones en pozos y sondeos, se cuantifica en 43,3 hm³ para el año hidrológico 2003/2004 y en valores similares para 2004/2005, según encuestas de campo.

En esta masa de agua subterránea se han catalogado el Lugar de Interés Comunitario denominado Sierra de Almenara (código ES6200035) y el criptohumedal continental de Altobordo (código HgT30068).

Las aguas subterráneas presentan gran dureza y sus facies químicas principales son bicarbonatada cálcico magnésica, sulfatada cálcica y clorurada sódica. La primera se debe posiblemente a la influencia de las litologías carbonáticas de los acuíferos circundantes y las dos últimas al contacto con materiales evaporíticos del Mioceno por efecto de la sobreexplotación. Las actividades agrícolas y ganaderas han provocado además un elevado contenido en nitratos y amonio.

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 (°C)	1986-2007	28	35	16
Conductividad a 20°C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1970-2002	3240	11750	465
Cloruros (mg/l)	1969-2007	395	1750	13
Sulfatos (mg/l)	1969-2006	800	2370	38
Nitratos (mg/l)	1972-2007	21	139	0
Mercurio (mg/l)	1989-2006	0,12	3	0
Amonio (mgNH_4/l)	1986-2007	0,07	2	0

Entre las presiones a las que está sometida esta masa de agua subterránea es de destacar la ocupación del suelo: 60,6% de zonas de regadío, 31,4% de secano, 3,8% de praderas, 2,0% de suelo urbano, 1,3% de zonas industriales y 0,9% de zonas recreativas.

Las fuentes puntuales más significativas de contaminación potencial son 2 depuradoras de aguas residuales, 6 fosas sépticas, 4 zonas de vertidos urbanos autorizados, 16 zonas de vertidos industriales autorizados y 20 estaciones de servicio. La vulnerabilidad frente a la contaminación se incrementa por la elevada permeabilidad de los materiales sobre los que se implantan estas fuentes.

070.061.- Águilas (U.H. 07.33)

Esta masa de agua subterránea tiene una superficie de 378,6 km², de la que el 84,6% corresponde a la Región de Murcia (320,4 km²) y el resto a Andalucía, en concreto a la provincia de Almería.

Límita 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, impor-

tante 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, dolomías y mármoles triásicos, calcarenitas miocenas y pliocenas y arenas y conglomerados cuaternarios.

Los materiales dominantes son:

- Cuarcitas y micaesquistos: 0,16 km² de extensión de afloramiento y de edad Cámbrico-Pérmico.
- Cuarcitas y areniscas: 105,52 km² de extensión de afloramiento y de edad Triásico.
- Calizas, dolomías y mármoles: 116,66 km² de extensión de afloramiento y de edad Triásico.
- Margas y areniscas: 2,75 km² de extensión de afloramiento y de edad Mioceno.
- Calcarenitas: 15,78 km² de extensión de afloramiento y de edad Plioceno.
- Conglomerados y gravas: 131,32 km² de extensión de afloramiento y de edad Cuaternario.

Dentro de la Hoja, los materiales que pertenecen a esta masa afloran fundamentalmente en las Sierras de Carrasquilla, Almenara y Lomo de Bas.

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 cuyo 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 detallan en la tabla 4 y se indican en la figura 86.

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 dolomías	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 dolomías	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 dolomías	Triásico	100	1,4
Cabezo de la Horma	Mármoles	Triásico	50	1,9
Tebar	Calizas y dolomías	Triásico	50	4,7
Atalaya-Tejedo	Calizas y dolomías	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

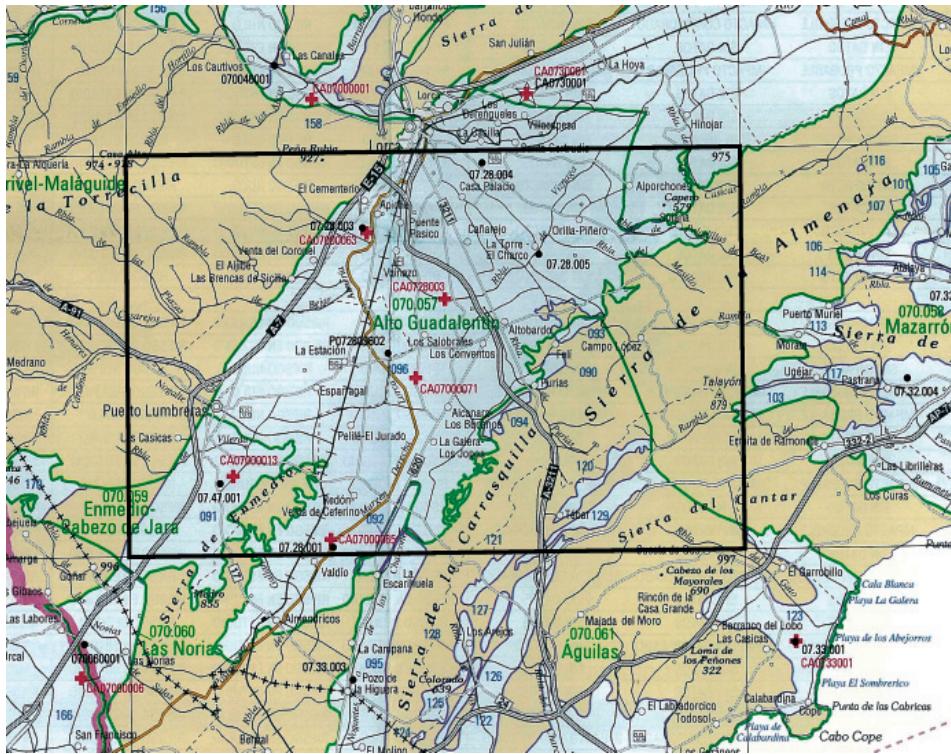


Figura 86. Situación de los acuíferos dentro de la MASb Águilas (070.061): 090 Cabezo del Pozo, 092 Escrihuela, 093 Las Zorras, 094 Losilla, 095 Cubeta de Pulpí, 120 Atalaya-Tejedo y 129 Tebar. (CHS,2007) La masa de agua subterránea de Águilas se recarga principalmente por la infiltración de lluvia. 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 $6,12 \text{ hm}^3/\text{año}$, una demanda medioambiental de $1,49 \text{ hm}^3/\text{año}$ y, por tanto, unos recursos disponibles de $4,63 \text{ hm}^3/\text{año}$. Fue declarada sobreexplotada el 6 de abril de 2004 por la Junta de Gobierno de la CHS.

De todos los acuíferos que integran la masa, solo los siete siguientes se extienden por la Hoja. Los valores que se indican proceden de IGME (1981; 1989) y de CHS (1997; 2005).

Cabezo del Pozo. Se sitúa en el límite entre la depresión del Guadalentín y la Sierra de Carrasquilla. La recarga por infiltración de lluvia es de $0,05 \text{ hm}^3/\text{año}$ y no existen salidas naturales de agua. Su explotación comenzó en 1990 en una magnitud similar a la recarga.

Escarihuela. Se posiciona como un islote dentro del sector suroriental de la depresión del Guadalentín. La recarga, por infiltración de lluvia, se estima en 0,1 hm³/año. Los pozos alcanzan profundidades superiores a 200 m (algunos llegan incluso a 300 m), al menos en la zona norte del acuífero. Las extracciones de agua subterránea se han evaluado en 2,3 hm³ en 1990, 0,754 hm³ en 2003 y 660960 m³ en 2005.

Las Zorras. Se localiza al oeste de la Sierra de Carrasquilla, en el límite con la depresión del Guadalentín. La recarga por lluvia se estima en 0,1 hm³/año, coincidente con la explotación en 1990.

Losilla. Se localiza también en el límite entre la depresión del Guadalentín y la Sierra de Carrasquilla. La recarga por lluvia es de 0,05 hm³/año, similar al volumen que se explotaba en 1990. No se conocen salidas naturales de agua.

Cubeta de Pulpí. Dentro de la Hoja su representación es mínima, apenas un 5% de su superficie. 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 hm³/año) y retornos de riego (0,8 hm³/año). La explotación, cuantificada en diferentes épocas, es la siguiente: 13,8 hm³ en 1980; 5 hm³ en 1983; 4,0 hm³ en 1985; 2,0 hm³ en 1990; 2.563 hm³ en 2003 y 2.521.240 m³ 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.

Atalaya-Tejedo. Este acuífero se localiza en el sector meridional de la Sierra de Almenara, en el sureste de la Hoja. Según IGME la infiltración por la lluvia es de 0,04 hm³/año, coincidente con el bombeo. Según CHS, la infiltración es de 0,2 hm³/año y en 1990 se llegó a explotar 0,29 hm³.

Tebar. Se localiza también en la Sierra de Almenara, un poco más al sur de Atalaya-Tejedo. La recarga por lluvia ha sido estimada entre 0,04 hm³/año (IGME) y 0,1 hm³/año (CHS). El volumen de explotación evaluado en diferentes años ha sido: 0,155 hm³ en 1986; 0,1 hm³ en 1990 y 0,078 hm³ en 2003.

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 Mata-lentisco (HgT30055) y Cañada Brusca Cala Reona (HgT30054P).
- Criptohumedal continental: Saladar de la playa del Sombrerito (HgT 30162).

La facies hidrogeoquímica dominante es predominantemente 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 (°C)	1964-2007	25	33	15
Conductividad a 20°C (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 masub de Águilas está declarada en riesgo químico (difuso y por intrusión) y cuantitativo. En lo que afecta a los acuíferos de la Hoja, se descarta el riesgo químico por intrusión.

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.

070.059.- Enmedio Cabezo de Jara (U. H. 07.47)

La masa de agua subterránea Enmedio-Cabezo de Jara (070.059) engloba los acuíferos denominados Enmedio y Cabezo de Jara (figura 89). El primero de ellos es el único presente en la Hoja, en la que está representado casi en su totalidad, y ocupa la esquina suroccidental de la misma. Limita al norte con Puerto Lumbreras y Cabezo de la Jara, en la provincia de Murcia. El extremo oeste se extiende hasta las inmediaciones de la localidad de Abejuela, en

Almería. Hacia el sureste y noreste se prolonga para englobar la Sierra de Enmedio y la Sierra de Umbría, que actúa, esta última, como límite entre esta masa y la del Alto Guadalentín. Ocupa en la provincia de Murcia 45,8 km², un 91,62% de su superficie y 4,2 km² en la de Almería, un 8,38%.

Se enmarca dentro de las Cordilleras Béticas, en el sector suroriental de la Zona Bética propiamente dicha (Zonas Internas). Los materiales preorogénicos, constituyen gran parte de los relieves circundantes de la cubeta y de su sustrato. Pertenecen al Complejo Nevado-Filábride (cuarcitas, micaesquistos, mármoles y gneises albíticos de edad Pérmico-Trias Superior) y al Alpujárride (pizarras o filitas, cuarcitas, areniscas, metaconglomerados, calizas, diabasas y metabasitas, con edades comprendidas entre Pérmico y Trias Inferior).

Los materiales postorogénicos están formados por areniscas margosas, areniscas, conglomerados, margas con yesos y rocas volcánicas (las edades están comprendidas entre el Messiniense y el Pleistoceno). El Cuaternario está representado por conglomerados, arenas, limos e intercalaciones de arcillas arenosas. Los sedimentos que rellenan la cubeta corresponden a depósitos de piedemonte, abanicos aluviales, llanuras de inundación y facies de canal.

Los límites hidrogeológicos de esta masa subterránea son cerrados por afloramientos de materiales triásicos de muy baja permeabilidad, a excepción del límite noreste, posiblemente abierto, por contacto con los materiales cuaternarios del Alto Guadalentín.

Las unidades pertenecientes al Complejo Nevado-Filábride están compuestas fundamentalmente por cuarcitas, micaesquistos y mármoles. Los dos primeros materiales pueden incluirse dentro de las denominadas rocas cristalinas, caracterizadas de una manera general por su baja permeabilidad y por su discontinuidad. La existencia de discontinuidades, tales como fracturas, fisuras, esquistosidades, etc.; y la acción sobre ellas de los procesos de alteración, traen consigo la aparición de huecos que pueden conferir a estos materiales una cierta permeabilidad secundaria. Los mármoles, con interés hidrogeológico por su permeabilidad, se pueden encontrar en la serie formando intercalaciones de escasa potencia o a techo donde tienen un cierto desarrollo y pueden almacenar volúmenes considerables de agua.

Los materiales de Messiniense-Plioceno inferior, constituidos por una alternancia de margas y areniscas margosas presentan variaciones de permeabilidad en la vertical y en la horizontal, dependiendo de la proporción de la fracción arenosa y de las intercalaciones de niveles conglomeráticos. Las rocas volcánicas, formadas por riódacitas, están fracturadas y por tanto pueden almacenar agua, aunque sin llegar a constituir un volumen importante, dado que ocupan una superficie pequeña.

El conjunto Plioceno-Pleistoceno, constituido por conglomerados de matriz arenosa o limosa, aparece formando canales anastomosados y abanicos aluviales; tiene un comportamiento hidrogeológico de acuífero, con variaciones de permeabilidad según predomine un tipo u otro de matriz. Los materiales del Cuaternario, formados por conglomerados, arenas y limos

e intercalaciones de arcillas arenosas, tienen en general permeabilidad media-alta. Estos dos últimos conjuntos forman el relleno principal de la cubeta y forman parte también del acuífero propiamente dicho, que está constituido fundamentalmente por los materiales triásicos marmóreos dolomíticos y calizos.

El muro del acuífero o sustrato de muy baja permeabilidad está formado por materiales metamórficos paleozoicos y arenas margosas y margas del Terciario.

La recarga se produce por infiltración de lluvia y la descarga natural tenía lugar a través de manantiales, si bien desde el año 1992 se efectúa por extracciones en pozos y sondeos.

El acuífero de Enmedio está formado por materiales detriticos y carbonáticos, con una geometría plegada y una extensión de 25,85 km². El espesor máximo alcanza los 200 m. Tiene un régimen hidráulico mixto, con zonas de comportamiento libre y otras confinadas o parcialmente confinadas. La permeabilidad alcanza valores altos, entre 10⁻³ y 10⁻⁶ m/s, debido a la porosidad intergranular y a la desarrollada por la fisuración.

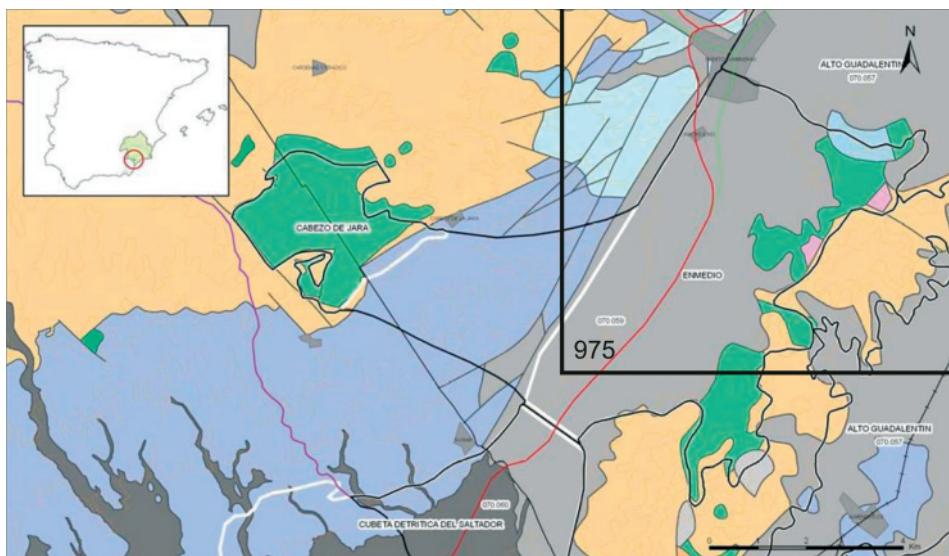


Figura 87. Situación de los acuíferos dentro de la MASb. de Enmedio-Cabezo de Jara (070.059)

Según el Plan hidrológico de la DHS, el acuífero de Enmedio tiene unos recursos de 0,5 hm³/año, procedentes de infiltración de lluvia, sin demanda medioambiental, y una explotación por bombeo de 0,9 hm³/año. En CHS (2005) la extracción contabilizada es de 0,85 hm³ para el año 2004, realizada prácticamente en un solo punto (nº IGME 25395010) con un caudal instantáneo de 80 l/s.

El punto de control piezométrico establecido por CHS ha permitido conocer la evolución desde el año 2002. La tendencia es claramente descendente a consecuencia de la sobreexplotación, desde valores máximos de cota de 208 m s.n.m. en 2002 a valores mínimos de 87 m s.n.m. en 2008.

La masa 070.059 está catalogada como masa de agua subterránea en riesgo cuantitativo.

La facies hidrogeoquímica dominante es la bicarbonatada cálcica, en coherencia con las litologías calizas y dolomíticas, y, secundariamente, sulfatada cálcica, asociada a yesos.

Se muestran a continuación 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 (°C)	1988-2006	26	30	17
Conductividad a 20°C (µS/cm)	1975-2001	3744	5430	3305
Cloruros (mg/l)	1975-2007	364	450	37
Sulfatos (mg/l)	1975-2006	1357	1849	6
Nitratos (mg/l)	1988-2006	4	8	0

Las presiones a las que está sometida esta masa de agua derivan de la ocupación del suelo: 1800 ha de regadío (36% de la superficie), 1160 ha de secano (23,2%), 65 ha de zonas urbanas (1,3%) y 15 ha de zonas mineras (0,3%).

En esta masa se han catalogado los Lugares de Importancia Comunitaria (LIC) Cabezo de La Jara y Rambla de Nogalte (ES6200039) y Sierra de Enmedio (ES6200046).

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. DACTITAS DEL AHORRADERO

Este punto de interés geológico (PIG) se encuentra en el municipio de Lorca en el paraje del Ahorradero, cerca de la Ermita del Cermeño. UTM: 629252-4167165. Se ha seleccionado por su gran interés petrológico, estratigráfico y tectónico para el estudio de la evolución de las Béticas durante el Neógeno.

El afloramiento está formado por un domo de dacitas potásicas y brechas autoclásticas asociadas, intruidas e intercaladas entre sedimentos margoso-limosos del Tortoniense superior.



Figura 88. Fotocomposición del domo y coladas de brechas autoclásticas en el seno de margas amarillentas del Tortoniense superior del PIG del Ahorradero



Figura 89. Afloramiento de brecha dacítica potásica (43) en el PIG del Ahorradero

Estos afloramientos son de especial interés ya que permiten la datación estratigráfica de las manifestaciones volcánicas dacíticas de las Béticas orientales, además de ofrecer información muy valiosa sobre los procesos tectónicos e ígneos asociados que tuvieron lugar durante el Neógeno en el Arco de Águilas. Las rocas dacíticas aflorantes en este PIG nos ofrecen además gran cantidad de xenolitos procedentes de distintas profundidades de la litosfera del sureste

de Iberia. Por otro lado, el afloramiento se encuentra plegado junto con las margas del Tortoniense, poniendo de manifiesto la tectónica contractiva del Neógeno superior y Cuaternario en las Béticas orientales. Esto hace que este PIG tenga además del claro interés científico un gran interés didáctico para la enseñanza de geología regional, petrología ígnea y conocimiento de la evolución tectónica del área.

8.2. SEMIGRABENS DE LOS MOROTES Y PEÑAS DE BÉJAR

En este PIG, localizado en el área de los Morotes (UTM: 604091-4163315), aflora un sistema de fallas normales lísticas con transporte de componente NO-SE que cortan al basamento Alpujárride-Maláguide y a sedimentos continentales y marinos del Mioceno medio-superior.

El interés del punto radica en la calidad de los afloramientos y la importancia de éstos para conocer la tectónica neógena en las Béticas orientales; dónde este tipo de estructuras se encuentran normalmente enmascaradas por estructuras contractivas y de salto en dirección posteriores. Este sistema extensional, con transporte hacia el sureste o ESE se ha identificado sólo en esta área de la Sierra de las Estancias afectando a sedimentos y además, en las Sierras de Almenara y Carrasquilla dónde sus fallas principales forman los contactos entre Unidades del Complejo Nevado-Filábride.



Figura 90. Fallas normales cortando a sedimentos continentales y marinos del Serravallense-Tortoniense inferior en el PIG de los Morotes. Obsérvese el basculamiento de los sedimentos hacia el noroeste, a la derecha de la fotografía



Figura 91. Conglomerados grises del Serravallense (35) basculados por las fallas normales de los Morotes. El basculamiento es hacia el noroeste

Este sistema extensional seguramente contribuyó de forma notable al adelgazamiento cortical observado en el arco de Águilas, y en la Cuenca Sur Balear. Este PIG tiene un claro interés científico y didáctico para la enseñanza de geología regional, geología estructural y para entender la evolución tectónica del área durante el Neógeno.

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*.
- AGARD, J.; DESTOMBES, J.; MILLIARD, Y. y MORIN, P. (1958). "Sur l'existence de Llandover superieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au N de Tétuan (Maroc septentrional)". *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 transgresivas 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. y BEIERSDORFER R.E. (1995). "Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain". *Low Grade Metamorphism of Mafic Rocks*, edited by P. D. Schiffman, H.W.; pp. 171-181, *Geological Society of America Special Paper, Colorado*.
- ALDAYA, F. (1970). "La sucesión de etapas tectónicas en el Dominio Alpujárride". *Cuadernos de Geología de la Univ. Granada*, 1, pp. 159-181.
- 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. y YÉBENES, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*, 186, pp. 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 SARRÍA, F.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C. (2002). "Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula". *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L.J. BULL y M.J. KIRBY, Eds.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England.; pp. 351-371.
- ALONSO ZARZA, A.M.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; 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, pp. 147-167.
- ÁLVAREZ, F. (1987). "La tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas". *Tesis Doctoral, Univ. Salamanca*, 371.
- 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, pp. 101-110.
- ÁLVAREZ, F.; F. ALDAYA, y NAVARRO-VILÁ, F. (1989). "Miocene extensional deformation in the region of Águilas-Mazarrón (eastern Betic Cordillera)". *Estudios Geol.*; 45, pp. 369-374.
- ARAGÓN, R.; SOLÍS L.; GARCÍA-LÁZARO, U.; GRIS, J.; RODRIGUEZ, T. (1992). "Groundwater problems in Segura basin. Economic impact of overexploitation in Mazarrón Zone (Murcia, Spain)". *Selected papers on aquifer overexploitation. International Association of Hydrogeologists. Ian Simmers (ed.)*. Heise. Vol. 3.; pp. 235-245. Hannover. 1992.
- ARAGÓN, R. (1999). "Delimitación de acuíferos. Capítulo en el Atlas del Medio natural de la Región de Murcia". *ITGE-CPTOP*; pp. 43-45. Madrid. 1999.
- ARAGÓN, R. (2003). "Las aguas subterráneas de la cuenca del río Segura: problemática y oportunidades". *Hidropres*, 39, agosto-octubre 2003. Madrid, pp. 52-62.
- ARAGÓN, R.; GARCÍA, J.L.; LAMBÁN, J.; HORNERO, J.; FERNÁNDEZ, A.I. (2004). "Impacto de la extracción intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España). Análisis hidrogeológico". *Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional*. Zacatecas (Mexico).
- 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.

- ARKANI, J.F. (1987). "Marine Lower Pliocene ostracoda of southern Spain with notes on the recent fauna". *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala N.S.*; 13, pp. 1-144.
- ARMIJO, R. (1977). "La Zone de Faille de Lorca-Totana (Cordillères bétiques, Espagne), étude tectonique et microtectonique". *Thèse d'Etat. Univ Paris*, 98.
- ARRIBAS-ROSADO, A.; 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, pp. 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 GOFFÉ, B. (1997). "Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assemblages 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.; GARCÍA DUEÑAS, V. y GOFFÉ, B. (1998). "Exhumation of High-Pressure Metapelites and Coeval Crustal Extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera)". *Tectonophysics*, 285 (3-4), pp. 231-252.
- 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.; 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.; BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L. y ZAZO, C (1993). "An attempt of fault activity data file and map modellization". *Bull. INQUA Neotec. Comm.*; 16, pp. 48-54.
- BAENA, J.; BARRANCO, L.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; ESTÉVEZ, 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.; Consi. Polt. Terr. Obras Púb. de la Región de Murcia*.

- BAKKER, H.E.; DE JONG, K.; HELMERS, H. y BIERMAN, C. (1989). "The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry". *J. Metamorphic Geol.*; 7, pp. 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 Détriot de Gibraltar". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, Série II (15), pp. 929-932.
- BALANYÁ, C.J. y GARCÍA-DUEÑAS. (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.
- BANKS, C.J. y WARBURTON, J. (1991). "Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain". *Tectonophysics*, 191, pp. 275-289.
- BARDAJÍ, T. (1999). "Evolución Geodinámica de la Cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el Cuaternario". *Tesis Doctoral UCM, Madrid*. 527.
- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A.; ZAZO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J.; BAENA, J. (1995). "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinamica Acta*, 8, pp. 112-126.
- BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (2003). "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)". *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.)*, pp. 129 –134.

- BARRAGÁN, G. (1997). "Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*, 698.
- BELLON, H.; BORDET, P.; MONTENAT, C. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Géol. France* (7), 24, pp.205-217.
- BEKKALI, R. (1987). "Les Ostracodes du lac Smir (Maroc nord-occidental)". *Tesis Univ. Mohamed V. Rabat*, 183.
- BENITO, R.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIA, J.M.; HERTOGEN, J.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R. y DEMAFFE, 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), pp. 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.
- 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, 253.
- 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. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (2004a). "Extensional tectonics in the northeastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with constraining rheologies". *J. Struct. Geol.*; 26, pp. 2039-2058.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GOFFÉ, B.; VIDAL, O. y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (2002b). "High-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride units outcropping in southeastern Betics (Spain)". *C.R. Geoscience*, 334, pp. 857-865.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; VIDAL, O. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (2003a). "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.; 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.
- BOOTH, G. y GARCÍA DUEÑAS, V. (1999). "Estructuras extensionales en las Unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 25, pp. 39-41, 1999.
- 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.
- 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 burdigaliennne transgressive sur les zones internes des Cordillères bétiques 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), estension et signification générale". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 278, pp. 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C. y PHILIP, H. (1976). "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France*; (7), t. XVIII, 3, pp. 711-724.
- BOUSQUET, J.C. (1979). "Quaternary strike-slip faults in southern Spain". *Tectonophysics*, 52.; pp. 277-286.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1978). "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales". Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán, Univ. de Granada, pp. 59-74.

- BUFORN, E.; UDÍAS, A.; MEZCUA, J. (1990). "Sismicidad y sismotectónica de la región Ibero-Mogrebí". *Rev. Geofísica*. 46, pp. 171-180.
- BULL, W.B. (1977). "The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography* 1, pp. 222-270.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2000). "Geomorphogenèse Holocène dans le Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrional*, Villeneuve d'Ascq. 23.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2002). "The Librilla 'rambla': an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, pp. 93-94, pp. 101-108.
- CALVO, M.; CUEVAS, J. y TUBÍA, J. (2001). "Preliminary paleomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from southern Spain". *Tectonophysics*, 332, pp. 333-345.
- CAMARASA BELMONTE, A. (2002). "Crecidas e inundaciones, Capítulo 46". En: *Riesgos Naturales* (F. Ayala y J. Olcina, Coords.). Editorial Ariel S.A. Barcelona, pp. 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, pp. 1-26.
- CARBONELL, G. (1983). "Morphométrie et hypersalinité chez Cyprideys Torosa (Jones) (Ostracoda actuel) dans les Salines de Santa Pola (Alicante, Espagne)". *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 36 (4), pp. 211-219.
- CARBONELL, G. (1986). "Les Ostracodes des estuaires tropicaux de l'actuel (Sénégal et Gambie) application au néogène". *Pal. Pal. Pal.*; 5, pp. 231-240.
- CARBONELL, G. (1990). "Les Ostracodes du néogène récent Bétique". *Doc. et travaux IGAL*, pp. 12-13, pp. 57-72.
- CARM (1992). "Plan General de Ordenación de los recursos hidráulicos de la zona 4 (Mula-Aledo)". *Dirección General de Recursos Hidráulicos*.
- CARRIÓN, 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, pp. 1-14.

CARRIÓN, 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, pp. 355-367.

CASTILLO REQUENA (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), pp. 57-80.

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, pp. 255-260.

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

CHALOUAN, A. y MICHAUD, 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. y LOGAN, J.M. (1985). "Foliated Cataclasites". *Tectonophysics*, 111, pp. 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.

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.C.; 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. (1987). "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía Física, 12, pp. 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 Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192.*
- CONESA GARCÍA, C. y MARTÍNEZ ALCOCER (1995). "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía, 22, pp. 67-86.*
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.; MONTENANT, C.; 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), pp. 37-51.*
- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P y MONTENAT, C. (1990). "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern almeria basins". *Doc. et Trav. I.G.A.L, pp. 12-13, pp. 189-193.*
- CRESPO BLANC, A.; GARCIA 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. (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. 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.*
- CUENCA PAYA, A. y WALKER, M.J. (1986). "Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern spanish prehistory". *In: Quaternary climate in Western Mediterranean (F. López Vera Ed.). Univ. Autónoma de Madrid, pp. 365-371.*

- CUENCA PAYA, A.; POMERY, R. y WALKER, M.J. (1986). "Palaeoclimatological oscillations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante" *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F.Lopéz Vera Ed.). Univ. Autonoma de Madrid. 353-364.
- DE JONG, K. (1991). "Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)". *Tesis Doctoral, Vrije Universiteit*.
- 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 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. (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.
- 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, pp. 81-105.
- DE SMET, M.E.M. (1984b). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107, pp. 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, pp. 443-453, 1967.
- DENNY, C.S. (1967). "Fans and pediments". *Am. Jour. Science*, 265, pp. 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*.
- DINALES-TURELL, J.; 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, pp. 161-170.
- DUMAS, B. (1977). "Le Levant espagnol. La génèse 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 à l'ouest de Carthagene (Espagne méridionale)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 255, pp. 1755-1753.
- DURAND DELGA, M. (1980). "La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér.*; 10, 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'Antibes*, pp. 227-235.
- EGELE, 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.S.; MARTÍN VIVALDI, S.M.; MARTÍN ALAFONT, J.M.; PEREDA, M. (1974). "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja número 975 (Puerto Lumbreras)". 2^a 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.; 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 change". 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.
- FERNÁNDEZ, M.; MARZÁN, I.; CORREIA, A. y RAMALHO, E. (1998). "Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula". *Tectonophysics*, 291, pp. 29-53.
- FITZPATRICK, E.A. (1983). "Soils: Their formation, clasification and distribution". *Longmans*, 353.
- FONT TULLOT, I. (1988). "Historia del Clima en España. Instituto Nacional de meteorología" Servicio Pub. MTC, Madrid, 297.
- FREYTEM, P. (1984). "Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of indentifying them for paleogeogrphical reconstructions". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, pp. 233-347.
- FROITZHEIM, N. (1992). "Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland)". *Geology*, 20, pp. 923-926.
- GALDEANO, A.; COURTILOT, V.; LE BORGNE, E.; LE MOUEL, J. and ROSSIGNOL, J. (1974). "An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean: Description and tectonic implication". *Earth Planet. Sci. Letters*, 23, pp. 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.
- GALLOWAY, W.E. (1981). "Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Econ Pal. Min. Spc. Pub.*; 31. pp. 127-155.
- 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.; BALANYÀ, 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.I. (1988a). "Plis-nappes, cisilllements 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*.

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, pp. 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, pp. 179-196.

GEEL, T. (1973). "The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain)". *GUAPapers of Geology, Series 1, 5*, 179p.

GEIGER, F. (1970). "Die aridität in sudostspanien". *Stuttgart Geograph. Stud.*; 77. 173 pp.

GOFFÉ, B.; MICHAUD, 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) and its evolution during the Alpine orogeny". *Contrib. Mineral. Petrol.*; 95, pp. 231-244.

GONZÁLEZ BERNALDEZ, F. (1989). "Ecosistemas áridos y endorreicos españoles". *Zonas Aridas en España. R. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Ed.)*, Madrid, pp. 223-238.

- 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 LODEIRO, F.; ALDAYA, F.; GALINDO ZALDÍVAR, J. y JABALOY, A. (1996). "Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras". *Geol. Rundsch.*; 85, pp. 350-362.
- GÓY, J.L. y ZAZO, C. (1989). "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain". *Tectonophysics*, 163, pp. 219-225.
- GRIVEAUD, P.; COPPIER, G.; MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1990). "Le Neogène des Sierras d'Aguilas". In: *Doc. et Trav. IGAL*, edited by C. Montenat, pp. 221-238, Paris.
- GUERRA-MERCHÁN, A. (1993). "La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora". *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, Edit. Edinfod, Málaga.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1994). "La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos". *Tesis Doctoral*, Univ. Murcia, 467.
- 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.
- HARVEY, A.M. (1978). "Dissected alluvial fans in southeast Spain". *Catena*, 5, pp. 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), pp. 317-335.
- HARVEY, A.M. (1986). "Alluvial fans of the Sierra de Carrascoy". In: *Excursion Guide-Book, IGU Comm. Measurement, Theory and Application in Geomorphology* (M.Sala Ed.), Barcelona, pp. 135-139.
- 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, pp. 87-103.

- HARVEY, A.M. (1989). "The occurrence and role of arid zone alluvial fans". In: *Arid Zone Geomorphology* (D.Thomas Ed.). Belhaven Press, pp. 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, pp. 247-269.
- 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.
- HERBIG, H.G. (1983). "The Carboniferous of the Betic Cordillera". In: Martínez Díaz C. (ed). *X Congr. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero*, Madrid, pp. 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, pp. 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.
- HERNANDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J. y BORDET, P. (1987). "Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán". *Bull. Soc. Geol. France*, 1987(8). tIII, n.2, pp. 257-276.
- 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, Ameria*, pp. 1-4.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; MASANA, E. y SANTANACH, P. (2000). "Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)". *Geotemas*, 1 (4), pp. 335-339.

- 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 Encuentos Jov. Geógraf.; pp. 113-120.* Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia.
- 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".
- IGME-DGA, 2009. "Elaboración del Mapa Piezométrico de España"
- IITGE-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 .
- 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.*
- 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.
- JOHNSON, C.; HARBUY, 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 de España, a escala 1:50.000.(MAGNA). Hoja número 953 (Lorca)". *IGME.*
- KORNPROBST, J. y DURAND-DELGA, M. (1985). "Carte géologique du Rif; Tetouan-Ras Mazari". *Editions du Service Géologique 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)". *Scripta Geol.*; 23, pp. 1-56.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C.W. 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. y 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 repère stratigraphique". *C.R.Acad.Sci.Ser.II*, 283, pp. 1015-1018.
- LAROUZIERE, F. (1985). "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarron (Cordillères Bétiques internes. Espagne)". *Thèse Geol. Univ. Paris VI*, 316.
- 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, pp. 207-220.
- LAROUZIERE, F.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNEYZ, J.; MONTENAT, C.y OTT D'ESTEVOU, P. (1988). "The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectono-physics*, 152, pp. 41-52.
- LAROUZIERE, F.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; 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, pp. 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". *Journal of Petrology*; 42, pp. 141-158.
- LONERGAN, L. (1991). "Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain". *Tesis Doctoral, Oxford University*, 154.
- LONERGAN, L. (1993). "Timing and Kinematics of deformation in the Malagueño Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics*, 12 (2), pp. 460-476.

- LONERGAN, L. y MANGERAJETZKY, M.A. (1994). "Evidence for Internal Zone Unroofing from Fore-land 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. y JOHNSON, C. (1998). "Reconstructing orogenic exhumation histories using syn-orogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain". *Basin Research*, 10, pp. 353-364.
- 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 GARCÍA, C.; ALONSO SARRÍA, 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 Wiley & Sons Ltd. Chichester, England, pp. 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, pp. 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.*; pp. 12-13.
- MACHETTE, M.N. (1985). "Calcic soils of the south-western United States". *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 203, pp. 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, pp. 1633-1641.

MAKEL, 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, pp. 109-117.

MAKEL, G.H. (1981). "Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujárride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. en Mijnbouw*, 60, pp. 203-208.

MARTÍN J.M. (1980). "Las dolomías de las Cordilleras Bética". *Tesis Univ. Granada*, 265, 201.

MARTÍN J.M. y TORRES RUIZ J. (1982). "Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-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, pp. 315-329.

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 MARTÍN, 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.

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.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J. (1998). "Neotectónica y tectónica activa del sector Centro-occidental de la región de Murcia y sur de Almería (Cordillera Bética-España)". *PhD Thesis*, 466.
- 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, pp. 251-266.
- 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 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. (1992). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicos*, 48, pp. 153-162.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; ALFARO, P.; 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 límitrofes" (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.; 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". 3^a Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia, pp. 1-4.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; MASANA, E.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; 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, pp. 775-791.
- MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1986a). "Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". Cuad. Geol., 13, pp. 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. 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, pp. 477-489.
- 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, Espaldada Huerto Ruano (Lorca, Murcia)". *Memorias de Arqueología*, 12, pp. 291-306.
- MASANA, E.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; 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 Geophysical 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), doi:10.1029/2002JB002359.
- MASANA, E.; PALLAS, R.; PEREA, H.; ORTUÑO, M.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; GARCÍA MELÉNDEZ, E.; SANTANACH, P. (2005). "Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox Fault, Betic Cordillera, Spain". *Journal of Geodynamics*, 40, pp. 119-133.
- MECO, J. y STEARNS, C.E. (1981). "Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Resch.*; 15. pp. 199-208.
- MEZCUA, J. y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983). "Sismicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid*. 299.

- MEZCUA, J.; HERRÁIZ, M.; BUFORN, E. (1984). "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am.*; 74, pp. 167-179.
- MIALL, A.D. (1978). "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall Ed.). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.; 5. pp. 597-604.
- 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.
- 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.; 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.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; GOFFÉ, B. y JABALOY, A. (1991a). " $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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. y OTT D'ESTEVOU, P. (1990). "Eastern betic Neogene Basins-A review". En: *Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)*. Ed. C. Montenat. Documents et Travaux IGAL, pp. 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 Bétique Oriental (Espagne)*. Ed. C. Montenat. Paris, pp. 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. (1973). "Les formations Néogenes et Quaternaires du Levant espagnol". *Ph.D. Thesis. Univ.Paris-Orsay*. 1170.
- MONTENAT, C. (1977). "Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 1977.; 69, 345.
- MONTENAT, C. (1981). "Observations nouvelles sur les croûtes calcaires pléistocénées du Sud-Est de l'Espagne (province d'Alicante et de Murcia) ". *Geol. Méditerranée* T. VIII, 3.
- MONTENAT, C. y DE BRUIJN, H. (1976). "The Ruscianian rodent fannule from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., B*, 79 (4). pp. 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'ESTEVOU, P. y AELLEN DE LA CAPELLE, M. (1990). "Les series néogènes entre Lorca et Puerto Lumbreras". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*; pp. 12-13, pp. 260-269.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. y COPPIER, G. (1990b). "Les bassins néogenes entre Alicante et Cartagena". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*; pp. 12-13, pp. 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, pp. 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 radométriques du volcanisme de Barqueros (Province de Murcia Espagne Meridionale)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281, pp. 519-522.
- MONTES, R. (1985). "Excavaciones en Cueva Pernera, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 23, pp. 9-59.
- MORATA CÉSPEDES, D. (1993). "Petrología y Geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral Univ. Granada*.
- MORILLON, A.C.; BOURGOIS, J.; POUPEAU, G. y SOSSON, M. (1996). "Exhumation au Miocene inférieur 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, pp. 155-174.
- MUNUERA, M. y CARRIÓN, J.S. (1991). "Palinología de un depósito arqueológico en el surestebético seimiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5, pp. 107-118.
- 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. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo, pp. 459-467.
- 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*, 256.
- 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.C.; 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.
- 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*, 277-295.
- OROZCO, M.; ÁLVAREZ-VALERO, A.M.; ALONSO-CHAVES, F.M. y PLATT, J.P. (2004). "Internal structure of a collapsed terrain: The Lújar 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. 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*, pp. 363-368.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P. y SERVAJEAN, G. (1976). "Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, 18, pp. 619-633.
- 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 dolomías triásicas de la Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero, T. XCIII-VI*, pp. 475-495.
- PAQUET, J. (1969). "Etude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)". *Mém. Soc. Géol. France*, 111, 270.
- PAQUET, J. (1970). "Transgressivité de l'Eocene supérieur dans les malaguides de la Sierra de Espuña (Cordillères Bétiques, Sud Est de l'Espagne) Mise au point". *Geol. Mijnbouw*, 49 (1), pp. 61-64.
- PAQUET, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques: Vers une nouvelle conception de la paleogéographie en Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr.*; 16, pp. 58-71.
- PÉREZ LORENTE, F.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; SERRANO, F.; MANCHEÑO, M.A. y GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1992). "Contribución a la bioestratigrafía neógena de la Cuenca de Lorca (Murcia)". *III Congreso*

Geológico de España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca, I, pp. 185-190.

PÉREZ-VALERA, F. y PÉREZ-LÓPEZ, A.D. (2003). "Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al Sureste de Calasparra (Murcia)". *Rev. Soc. Geol. España*, 16, pp. 35-50.

PLATT, J.P. (1986). "Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure 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 Serranía 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, pp. 447-477.

REY, J. (1993). "Análisis de la Cuenca Subbética durante el Jurásico y el Cretácico en la transversal Caravaca-Vélez Rubio". *Tesis Univ. Granada*. 460.

REY PASTOR, A. (1951). "Estudio sismotectónico de la región sureste de España. Inst. Geog. Cast". 52. Madrid.

ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A. y JOHNSON, D.L. (1984). "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California". In: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa Ed.). Pub. in *Geomorphology*. State Univ. New York at Bighamton, pp. 183-207.

RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). "Los terremotos alicantinos de 1829". *Inst. Est. Alicantinos. Diputación de Alicante*. 322. Alicante.

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, pp. 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 (Vélez Rubio region, SE Spain)". Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.; B75, pp. 223-247.

ROMERO DÍAZ, M.A.; LÓPEZ-BERMÚDEZ, F.; 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-Bermúdez, C.Conesa & M.A.Romero). SEG-Universidad de Murcia.; Murcia, pp. 749-786.

ROMERO DÍAZ, A. y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985). "Procesos de erosión hídrica en la Cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp.* , pp. 83-89.

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.; COMBOURIEUNEBOU, 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.

RUBIO, J.C.; DELGADO, J.; GONZÁLEZ RAMÓN, A.; CASTILLO, E.; LÓPEZ MARTOS, J.J.; SILGADO, A. y GARRIDO, J. (2004). "Situación de los Acuíferos del Guadiana Menor en Granada". *Homenaje a Manuel del Valle Cardenete*.

SÁNCHEZ GÓMEZ, M. (1997). "Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*, 226.

SÁNCHEZ GONZÁLEZ, A. Dirección General del Agua. Secretaría General para el Territorio y la Biodiversidad. Ministerio de Medio Ambiente (2005). "Estudio Inicial para la Identificación y Caracterización de las Masas de Agua Subterránea de las Cuencas Intercomunitarias".

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 Doctoral*, 170.

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 FERNANDEZ SOLER, J.M. (1991). "Petrological features of some alpujarride mafic igneous 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, pp. 119-138.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geológicos*, 43. 435-443.

SANZ DE GALDEANO, C. (1990). "Geologic Evolution of the Betic Cordilleras in Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-119.

SANZ DE GALDEANO C. y GARCÍA-TORTOSA F.J. (2002). "Appartenance Alpujarride du préndu 'Complexe Almagride' (Zones internes bétiques, prov. d'Almería, Espagne)". *C.R. Acad. 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.; 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, pp. 293-302.
- SANZ DE GALDEANO, V. y VERA, J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4, pp. 21-36.
- SCHULTE, L. (2002). "Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum". *Quaternary International*, pp. 93-94, pp. 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, pp. 159-175.
- SIBSON, R.H. (1977). "Fault rocks and fault mechanisms". *J. Geol. Soc. Lond.*; 133, pp. 191-213.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; LARIO, J. y BARDAJÍ, T. (1997). "Paleoseismic Indications Along Aseismic Fault Segments in the Guadalentin Depression (SE Spain)". *J. Geodynamics*, 24 (1-4), pp. 105-115.
- 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.

- SILVA, P.G. (1996). "Geometría fractal de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, 20(6), pp. 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, pp. 93-102. Santorini, Greece.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; 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 (SE Spain)". *Tectonophysics*, 224, pp. 289-303.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. y BARDAJÍ, T. (1996a). "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, España)". *Geogaceta*, 20(5), pp. 1100-1103.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. y BARDAJÍ, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, pp. 203-226.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (2000). "Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España)". 2^a 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), pp. 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*, pp. 203-226.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, 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, pp. 96-100.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. (1997). "Paleoseismic indications along 'aseismic' fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain)". *J. Geodynamics*, 24, pp. 105-115.

- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992a). "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta*, 12, pp. 7-11.
- 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.*; pp. 36-3, pp. 661-673.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. (1992c). "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.*; 2, pp. 96-100.
- SIMANCAS, J.F. AND CAMPOS, J. (1993). "Compresión NNO-SSE tardí a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6, pp. 23-35.
- SIMON, O.J.; WESTERHOF, A. y RONDEEL, H.E. (1976). "A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Bétique (Espagne méridional): implications géodynamiques". *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, pp. 601-605.
- SIMON, O. y VISCHER, H. (1983). "El pérmino de las Cordilleras Béticas". In: *Carbonífero y Pérmico de España. Actas IX Cong. Int. Estr. Geol. Carbonífero, Madrid.* pp. 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. Amsterdam*, 144.
- 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. Univ. Complutense de Madrid.* 352.
- 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, pp. 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.
- 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, pp. 295-317.
- STRYDONCK, M.V.; LANDRIE, M.; HENDRIX, V.; MAES, A.; KLAAS, B.V.; JONG, A.F.M.; ALDERLIESTEN, C.; KEP-PENS, E. (2001). "Lorca Series". *Royal Institute for Cultural Heritage. Radiocarbon Dates XVII. Bruselas*.
- TANAKA, H. (1992). "Cataclastic lineations" *J. Struct. Geol.*; 14, pp. 1239-1252.
- 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.; 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.
- TUBÍA, J.M.; CUEVAS, J. e IBARGUCHI, J.I.G. (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.
- 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, pp. 20-26.
- VAN BEMMELIN, R.W. (1927). "Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada". *Tesis Doctoral*, 176.
- 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.
- VERA, J.A. (2000). "El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos". *Rev. Soc. Geol. España*, 13, pp. 345-373.
- VERA, J.A. (2001). "Evolution of the Iberian Continental Margin". En: *Pery-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau). *Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle*, 186, pp. 109-143.
- VERA, J.A. (COORD.), ARIAS, C.; CASTRO, J.M.; CHACÓN, B.; COMPANY, M.; CRESPO BLANC, A.; DÍAZ DE FEDERICO, A.; ESTÉVEZ, A.; FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M. DE GEA, G.A.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; MARTÍN-ALGARRA, A.; MARTÍN-CHIVELET, J.; MOLINA, J.M.; MORATA, D.; NIETO, L.M.; O'DOGHERTY, L.; PÉREZ-LÓPEZ, A.; PUGA, E.; REY, J.; RIVAS, P.; RUIZ-ORTIZ, P.A.; SANDOVAL, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J.A. y VILAS, L. (2004). "Zonas Externas Béticas". In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera), SGE -IGME, Madrid, pp. 354-389.
- VERA, J.A. (2004). "Geología de España". *Sociedad Geológica de España, IGME*.
- VICERAS, C y CALVACHE, M.L. (2008). "Geología Ambiental y Riesgos Geológicos. España, capítulo 6". *Sociedad Geológica de España, IGME*.
- 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 subcuenca". *Papeles Geograf. Física*, 12, pp. 19-31.
- VITA FINZI, C. (1976). "Diachronism in Old World alluvial sequences". *Nature*, 263 (Nº.5574), pp. 218-219.
- WALLACE, R.E. (1975). "The San Andreas Fault in the Carrizo Plain-Temblor Range region, California". *Calf. Div. Min. Geol. Spec. Report*, 118, pp. 241-250.

- WASSON, R.J. (1974). "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geograph. Annaler*, 54A, pp. 83-92.
- 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, pp. 974-1002.
- WRIGHT, V.P. y ALONSO ZARZA, A.M. (1990). "Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences". *Jour. Geol. Soc. London*, 147, pp. 8-10.
- 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.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. y SILVA, P.G. (1993). "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial". *Global and Planetary Change*, 7, pp. 109-117.
- 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.

