

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

COPE

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 997Bis (Cope), ha sido elaborado en el marco del Convenio de Colaboración suscrito entre la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y el Instituto Geológico y Minero de España

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente han sido realizadas por CONSULNIMA Consultoría e Ingeniería Ambiental S.L., bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

F. J. Roldán García (IGME)
F. Nozal Martín (IGME)

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

F. J. García Tortosa (U. de Jaén)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
T. Bardají Azcárate (U. de Alcalá de Henares)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

T. Bardají Azcárate (U. de Alcalá de Henares)
P. G. Silva Barroso (U. De Salamanca)
J. Goy Goy (U. De Salamanca)
C. Zazo Cardeña (CSIC)

Petrología

M.T. Gómez Pugnaire (U. de Granada)
V.A. López Sánchez-Vicario (U. de Jaén)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)

Geología económica

F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
M. Ruiz Montes (IGME)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)
R. Aragón Rueda (IGME)
J. Hornero Díaz (IGME)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO.....	9
1.3. ANTECEDENTES	13
2. ESTRATIGRAFÍA.....	15
2.1. INTRODUCCIÓN	15
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS.....	16
2.2.1. Complejo Alpujarride	17
2.2.1.1. Unidad del Cantal	22
a. Cuarcitas y cuarzoesquistos con granate (1). Paleozoico	22
b. Micaesquistos grisáceos con estaurolita y granate (2). Intercalan cuerpos de gneises (gn) y de carbonatos (c). Paleozoico	23
2.2.1.2. Unidad de Águilas	23
a. Metapelitas grisáceas y azuladas (3); Cuarcitas y esquistos de grano fino (4). Paleozoico. F. Metapelítica	24
b. Metapelitas grisáceas con niveles cuarcíticos (5). Paleozoico. F. Metapelítica	24
c. Cuarcitas y metareniscas rojas con niveles filíticos (7). Conglomerado polimítico con cantos redondeados (6). Filitas violáceas con niveles cuarcíticos (8) Metapelitas rojas (9). Paleozoico Superior-Triásico Medio. Formación detrítica	25
2.2.2. Complejo Maláguide	26
2.2.2.1. Unidad de Cabo Cope.....	28
a. Pelitas rojizas, areniscas y yesos (10).	

Triásico Inferior	28
b. Calizas y dolomías tableadas con bivalvos (11). Triásico Medio-Superior	28
c. Calizas oolíticas (12). Jurásico Inferior. Lías	29
 2.3. CUENCAS NEÓGENAS.....	30
2.3.1. Calcarenitas bioclásticas amarillas (13). Plioceno superior-Pleistoceno inferior	35
2.4. CUATERNARIO	36
2.4.1. Gravas, arenas y limos rojizos. Abanicos aluviales (14, 16, 20, 22 y 28). Plioceno superior-Holoceno	37
2.4.2. Bloques, cantos y arenas de cuarzo y dolomía, con matriz arenosa (15 y 17). Terrazas marinas. Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio	37
2.4.2.1.Ambiente sublitoral	38
2.4.2.2.Ambiente subaéreo.....	38
2.4.3. Gravas y arenas de cuarzo y dolomía, con matriz arenosa fuertemente cementados (18). Playas y desembocadura de ramblas. Pleistoceno medio-superior	39
2.4.4. Arenas oolíticas fuertemente cementadas (19). Dunas fósiles. Pleistoceno medio-superior	40
2.4.5. Arenas cuarzosas fuertemente cementadas (21). Dunas fósiles. Pleistoceno superior-Holoceno	41
2.4.6. Cantos y bloques con arenas y limos (23). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno	41
2.4.7. Cantos, arenas y limos (24). Glacis coluvial. Pleistoceno superior-Holoceno	42
2.4.8. Limos y arcillas negros con materia orgánica (25). Lagoon colmatado. Pleistoceno superior-Holoceno	42
2.4.9. Gravas, arenas, limos y arcillas (26). Aluvial-coluvial. Holoceno	43
2.4.10. Arenas gruesas y cantos cementados (27). Playas fósiles. Holoceno	43
2.4.11. Arenas o gravas bien seleccionadas (29). Playas actuales. Holoceno	43
2.4.12. Limos pardos, arenas y gravas (30). Fondos de valle actuales. Holoceno	44
2.4.13. Limos, gravas, arenas y bloques (31). Fondos de rambla torrencial. Holoceno.....	44
2.4.14. Gravas, cantos y arenas ligeramente cementadas (32).	

Terrazas fluviales. Pleistoceno superior-Holoceno y recientes.....	44
3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS	45
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	45
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	46
3.2.1. Estudio morfoestructural.....	48
3.2.2. Estudio del modelado	49
3.2.2.1. Formas estructurales	49
3.2.2.2. Elementos y formas gravitacionales	49
3.2.2.3. Formas fluviales.....	50
3.2.2.4. Elementos y formas eólicas.....	51
3.2.2.5. Elementos y formas litorales	52
3.2.2.6. Elementos y formas de alteración química	53
3.2.2.7. Elementos y formas poligénicas.....	53
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	54
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	55
3.5. PROCESOS ACTIVOS	57
3.5.1. Procesos de inundación y sedimentación.....	57
3.5.2. Erosión e inestabilidad de laderas.....	58
3.5.3. Procesos ligados a la dinámica litoral.....	58
3.5.4. Neotectónica y actividad de fallas	59
3.5.5. Sismicidad y Paleosismicidad	60
4. TECTÓNICA	61
4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES	61
4.2. RASGOS GEOMÉTRICOS MÁS IMPORTANTES DE LA ESTRUCTURA.....	62
4.3. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APIAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS	63
4.4. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN Y ADELGAZAMIENTO. PRINCIPALES DIRECCIONES DE TRASLACIÓN	65
4.5. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL	66
5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	67
5.1. ROCAS ÍGNEAS	67
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS	67
5.2.1. Materiales del Complejo Alpujárride	67
5.2.1.1. Unidad del Cantal	67
a. Cuarcitas y cuarzoesquistos con granate (1).....	67

b.	Micaesquistos grisáceos con estaurolita y granate (2) Intercalan cuerpos de gneises (gn) y de carbonatos (c)	68
•	Gneises (gn).....	70
•	Rocas carbonatadas (c)	71
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	72
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	84
7.1.	RECURSOS MINERALES	84
7.1.1.	Minerales metálicos y no metálicos	84
7.1.2.	Minerales energéticos	86
7.1.3.	Rocas industriales	86
7.2.	HIDROGEOLOGÍA.....	86
7.2.1.	Características climáticas e hidrológicas.....	86
7.2.2.	Características hidrogeológicas	87
8.	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	93
9.	BIBLIOGRAFÍA	95

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Cope, está situada, geográficamente, en los sectores suroccidentales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía cuyos relieves están constituidos por la vertiente meridional del Lomo de Bas en su sector Norte, al Oeste por las estribaciones orientales de la Sierra de Águilas. Sin embargo es la mole carbonatada del Cocón de Cope con sus 242 m la que domina el paisaje de esta Hoja cuya extensión no supera los 40 Km².

Estos relieves, que ocupan algo más de la mitad de la superficie de la Hoja, circundan una amplia penillanura costera por la que discurren las Ramblas del Cantal, de Garrobillo, de la Galera, del Gato, Elena, de los Pinares y la Rambla de Taray que desemboca en Calabardina junto al Cocón, como principales cursos de agua. Salvo la Rambla de Taray cuyo cauce sigue un trazado casi N-S, en el resto de las ramblas, sus cauces tienen una dirección N110/120E. Este paralelismo en la red hidrológica esta ligado a la intensa fracturación neotectónica como se explicará en capítulos posteriores.

Los núcleos de población son muy escasos y sólo son destacables el muy pequeño de Cope y la Urbanización Montemar ubicada en Calabardina al Oeste del Cocón que en la actualidad ya es de grandes proporciones y con un fuerte ritmo de crecimiento.

La red viaria esta constituida por las comarcas Cope-Águilas y la de Águilas-El Cantal. Además, de estas vías de comunicación, a su vez se derivan multitud de caminos, que dan acceso a los numerosos cortijos y a las explotaciones agrícolas o ganaderas.

Salvo las áreas montañosas descritas en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos, el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas.

La actividad turística puede considerarse relativamente alta, dada la escasa extensión de esta Hoja, así como la creciente demanda inmobiliaria. Las urbanizaciones que proliferan en derredor del Cocón de Cope, son buena prueba de ello.

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.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

Los materiales aflorantes en el ámbito de esta Hoja se encuadran en el Sector Oriental de la Cordillera Bética la cual forma, junto con el Rif, al Norte de Marruecos, la terminación oriental

del Orógeno Alpino Mediterráneo que se extiende desde el Asia menor hasta el Estrecho de Gibraltar.

Se trata de una zona que, al igual que todo el borde mediterráneo, ha sufrido fenómenos tectónicos a escala continental durante la mayor parte del Mesozoico y Terciario, relacionados todos ellos con la apertura del Atlántico Norte y la colisión de la placa europea con la africana.

En la Cordillera Bética, igual que en otras cordilleras alpinas, se distinguen una Zona Interna (o Zonas Internas; **ZIB**), y una Zona Externa (o Zonas Externas; **ZEB**), FALLOT, (1948), FONBOTÉ, (1970), JULIVERT *et al.*, (1974). Estas Zonas, junto a las Unidades del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógenas, constituyen los cuatro dominios béticos principales. Las zonas internas Bética y Rifeña son comunes en ambas cordilleras, de manera que en conjunto se les denomina Zona Interna Bético-Rifeña.

Con el nombre de Dominio de Alborán (*DCA*) GARCÍA-DUEÑAS y BALANYÁ (1986), BALANYÁ y GARCÍA-DUEÑAS (1987); se define a la Zona Interna y a algunas unidades retrocabalgantes del Campo de Gibraltar y de la Predorsal o relacionados con ellas.

Las ZIB presentan intensas deformaciones que afectan al zócalo, acompañadas de un metamorfismo, mientras que las ZEB se caracterizan por presentar series más o menos potentes que constituyen una cobertura y se encuentran estructuradas mediante pliegues y mantos que confieren al edificio bético una arquitectura singular.

Aplicando estos conceptos a la región mediterránea, se puede decir que las ZEB se situarían en los bordes de la placa europea y africana y las ZIB en los límites entre ambas placas.

De los diferentes dominios que constituyen la Cordillera Bética el de la ZIB podría considerarse como el menos conocido y esto a pesar de los numerosos trabajos y tesis doctorales que se han realizado en esta zona. Dado que estos trabajos han atendido a los aspectos estructurales y petrográficos de forma casi exclusiva son muy escasos los que aportan estudios estratigráficos de ámbito regional y correlaciones entre distintos sectores. Así, de este desigual conocimiento entre sectores y aspectos geológicos de la ZIB provendría su problemática geológica, sin olvidar, claro está, que es el único dominio que aparece metamorfizado, lo que le convierte aún en más complejo y difícil de estudiar que el resto de los dominios.

La ZIB se divide en cuatro complejos superpuestos tectónicamente. De inferior a superior son: *Nevado-Filábride*, *Alpujárride*, *Maláguide* y la *Dorsal*. Sin embargo, esta división no es aceptada de forma unánime. Así EGUELÉR y SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron otro complejo cuya denominación inicial fue Ballabona-Cucharón y más tarde redefinieron como complejo Almágride. DE JONG (1991), recoge la propuesta de SIMON (1963) y define el complejo Almágride situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la ZEB. Trabajos muy recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), GARCÍA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), BOOTH-REA (2000, 2002), han contribuido a resolver en parte dicha problemática así como un mejor conocimiento de la estratigrafía y la

correlación de diferentes unidades y sectores. Las conclusiones de estos trabajos así como las derivadas del análisis de los precedentes serán recogidas en esta memoria.

En las ZEB la diferente evolución sedimentaria a principios del Jurásico, concretamente a partir del Domeriense permite que pueda dividirse en tres grandes dominios: *Zona Prebética, Unidades Intermedias y Zona Subbética*.

La Zona Prebética es la más externa y se encuentra ubicada sobre la corteza continental correspondiente a la Meseta. Se caracteriza por presentar depósitos de ambientes marinos someros con intercalaciones de episodios continentales. Se divide en Prebético Externo y Prebético Interno de acuerdo a las diferentes facies que presentan el Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables según los diferentes criterios de autores y zonas de trabajo.

La Zona Subbética se sitúa inmediatamente al Sur de la anterior, presentando facies diferentes a partir del Domeriense, momento en el que la subsidencia alcanza un importante rango en el sector central, encontrándose radiolaritas, turbiditas y en algunas zonas evidencias de un intenso magmatismo durante el Jurásico y Cretácico, generalmente más moderno hacia sectores más orientales de la cadena. De acuerdo a sus características paleogeográficas se divide en Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno.

La sedimentación durante el Terciario está marcada por distintos episodios marinos de configuración paleogeográfica diversa y a veces compleja, a menos durante los tiempos paleógenos. Durante el Neógeno y concretamente a partir del Aquitaniense, es decir en el Mioceno inferior, la sedimentación marina se encuentra generalizada en la región objeto de estudio. Se localizan distintos episodios marinos, agrupados en una serie de Unidades o Secuencias Depositionales que pueden correlacionarse con los de la plataforma marina del "arco valenciano" así como con los de la cuenca del Guadalquivir.

Durante el Mioceno inferior tuvo lugar el acontecimiento más importante de la cadena debido a la colisión de las placas europea y africana. Por efectos de esta colisión, comienza a producirse la estructuración de la Cordillera con desplazamientos y vergencias hacia el Norte, favorecidos por la presencia de materiales triácticos en la base. Durante el resto del Mioceno medio y gran parte del superior se registra una sedimentación marina, que culmina en el Tortoniense superior o en el Messiniense/Plioceno en los sectores orientales, próximos al Mediterráneo. Durante esos tiempos acontecen una serie de deformaciones que contribuyen poco a poco a la configuración y geometría actual de la cordillera.

A partir del Mioceno superior, se crean una serie de cuencas marino-continentales de tipo lacustre (salino), marcadas en su mayoría por una fuerte subsidencia. Este hecho parece acontecer a partir del Messiniense medio de forma extensiva en todas las cuencas del área de estudio y perdura hasta bien entrado el Cuaternario.

Durante el Cuaternario la intensa actividad Neotectónica y los procesos activos han dado lugar a una fuerte incisión fluvial con el desarrollo de potentes abanicos aluviales y complejos sistemas de terrazas en las cuencas fluviales del área del proyecto.

La situación de la Hoja de Cope, en el contexto geológico de la Cordillera, es de especial complejidad ya que se ubica en los sectores nororientales del denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Dicho Corredor responde a una megaestructura tectónica de escala cortical que ha condicionado la evolución tectoestratigráfica de la zona desde, al menos, el Mioceno Medio-Superior. A su vez, se corresponde con una fuerte anomalía térmica que concentra una actividad magmática diversificada.

Por tanto el contexto geológico de la Hoja de Cope viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las Sierras de Lomo de Bas y de Águilas de unidades estructurales pertenecientes a los complejos de las ZIB (Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide), lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un amplio registro sedimentario del Neógeno Superior y Cuaternario, afectado por una actividad neotectónica muy importante.

Los materiales pliocenos y cuaternarios ocupan una extensión considerable en la Hoja de Cope. En claro contraste con la extensión cartográfica de estos materiales, el análisis geológico de los materiales pliocenos de este sector es el que menos atención ha merecido dentro del amplio estudio de las cuencas neógenas de las Béticas Orientales realizado por autores franceses. Por lo general las escasas referencias bibliográficas existentes se refieren a su correlación con cuencas próximas mejor estudiadas. Dos son los autores que las han estudiado, MONTENAT (1973) en relación con la Cuenca del Campo de Cartagena y LAROUZIERE (1985) en relación con las cuencas de Mazarrón e Hinojar. Ambos autores resaltan la, a su juicio, práctica inexistencia de Plioceno marino en este sector en contraste con el Campo de Cartagena, donde se encuentran representadas las clásicas unidades del Plioceno marino descritas por MONTENAT (1973): Las Margas con ostreas (Plioceno inferior-medio), las Calcarenitas amarillas (Plioceno superior). Sobre estas se desarrollan otras secuencias de características más someras, como son las Margas de Hurchillo y Calizas de San Pedro, que junto con la ya netamente continental Formación Sucina marcan el final de la regresión pliocena en el Campo de Cartagena. No obstante trabajos posteriores (SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989; GOY *et al.*, 1990; SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998; Bardají, 1999) pusieron en evidencia la marcada diacronía que a nivel general presentan las diferentes unidades de MONTENAT. Los trabajos de LAROUZIERE (1985) y LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU (1990) no aportan nada nuevo a lo dicho por el autor anterior, ya que concluyen que la sedimentación neógena finaliza en la cuenca de Mazarrón por formaciones carbonáticas de tipo recifal y niveles calcareníticos lumaquélicos de edad Messiniense que quedan sellados por unas margas masivas rosadas post-evaporíticas y todo el conjunto a su vez biselado por la Formación Sucina. No obstante ninguno de estos autores presta atención a la serie finineógena que aflora a lo largo del mencionado "Escarpe del Saladillo" al Norte de la Cuenca de Mazarrón (Hoja N° 954). Por lo general estos autores abusaron de la correlación con las unidades litoestratigráficas messinienses y pliocenas definidas en el Campo de Cartagena, sobredimensionando además su valor cronoestratigráfico. Como dato anecdótico, las únicas observaciones de campo explícitamente publicadas por los autores franceses en esta zona corresponden a las que presenta MONTENAT (1973, págs. 155-156) referentes al sector de La Pinilla-Cerro de Fernando Pérez (Escarpe del Saladillo en la Hoja N° 954), donde curiosamente se halló la fauna de *Strombus Coronatus* que permitió en su día atribuir las series calcareníticas del Campo de Cartagena al Plioceno Superior.

En la cartografía y memoria que se propone se han introducido cambios respecto a la edición anterior del MAGNA. Estos cambios afectan tanto a los terrenos de las ZIB como a la redefinición de las unidades de depósito del Neógeno y Cuaternario.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a BERTRAND y KILIAN (1889) y MALLADA (1904), los cuales ya diferencian tres zonas de N a S de Andalucía: Cadenas Béticas, Cadenas Subbéticas y Cuenca Terciaria de Granada. BLUMENTHAL (1927), distinguió la zona Bética de las zonas Prebética, Subbética y Penibética, mientras que es FALLOT (1948), quien define los dos grandes conjuntos tectonoestratigráficos de las Zonas Externas, próximas al antepaís y exclusivamente formadas por cobertura postpaleozoica, de las Zonas Internas, donde se localizan terrenos del Paleozoico y del Trías afectados por un metamorfismo de edad Alpina. Dentro de las primeras, el Subbético se caracteriza por la presencia de un Lías inferior calcodolomítico de carácter somero y un Lías medio-Maastrichtiense de características pelágicas y batiales, presentándose desenraizado y cabalgante sobre el Prebético, formado por series jurásicas de características más someras.

A principios de los años sesenta publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO, R (1964), y PEYRE, Y. (1960-62). El principal aporte de conocimientos sobre el sector central de las Cordilleras Béticas tiene lugar en la segunda mitad de la década de los sesenta. Destaca la publicación de las tesis doctorales de VERA (1966) y GARCÍA DUEÑAS (1967), que realizan las primeras cartografías geológicas detalladas de la región. En estos trabajos se propone una estratigrafía de los materiales de las Cordilleras Béticas, junto a correlaciones entre las distintas secciones levantadas y finalmente se intenta la reconstrucción paleogeográfica con una diferenciación en dominios.

Otro hito importante en el conocimiento del área de trabajo fue la tesis de PAQUET, J., (1969), en la que estudió el Oeste de la provincia de Murcia. Es quien define por primera vez las tres unidades estructurales que caracterizan a la Sierra de Ricote, las cuales denominó de N a S como Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita respectivamente. La tectónica de las mismas es compleja, con pliegues de flancos invertidos y retrocabalgamientos de edad Mioceno superior, posteriores al emplazamiento del Subbético sobre el Prebético, el cual tuvo lugar en el Mioceno medio. Es, aún hoy, cita de obligada consulta.

En los años setenta se incrementan los conocimientos sobre la región. GARCÍA DUEÑAS (1970), lleva a cabo un estudio de geología estructural al Norte de la Sierra de Montillana. Destacan los trabajos cuyo objetivo es obtener un mayor conocimiento sobre la edad de los materiales de las Cordilleras Béticas, GARCÍA DUEÑAS y LINARES (1970), levantan la serie estratigráfica de la Sierra de Lucena-Alta Coloma. Otros trabajos de gran importancia en la zona son los de GONZÁLEZ DONOSO *et al.* (1971), y la tesis doctoral de RIVAS (1972).

Tanto para el conocimiento del área de la Hoja como para la mayor parte de los sectores orientales de las Cordilleras Béticas, las investigaciones realizadas por el grupo de trabajo de

la Universidad de Leiden durante la década de los años 60-70 fueron de enorme importancia. Las tesis doctorales de:

SIMON, O.J. (1963) y KAMPSCHUUR, W. (1972), así como numerosos trabajos posteriores, todo ello bajo la dirección del Prof. EGELER C. G., aportaron un conocimiento muy preciso sobre las Cordilleras Béticas orientales.

KAMPSCHUUR, W. et al (1972), realizan el Magna de la Hojas de Alcantarilla, Lorca y Totana lo que supone un gran avance en el conocimiento de la Zona Oriental de las Cordilleras Béticas

En 1973 hay que citar la tesis doctoral de GARCÍA ROSELL, referente a la transversal Úbeda-Huelma y la tesis doctoral de SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes. En ellas, se describen gran cantidad de series estratigráficas y se presta especial atención a la tectónica de dichas transversales.

La tesis de MONTENAT (1973), y sus publicaciones posteriores en esta década, sobre las formaciones del Neógeno y Cuaternario del Levante español, constituyeron un gran avance del conocimiento de la dinámica sedimentaria y la cronoestratigrafía de estas cuencas.

Posteriormente, JEREZ-MIR *et al.* (1974), realizan el MAGNA de la Hojas de Mula (912), Cieza (891) y Calasparra (890), precisando el conocimiento geológico regional.

Durante los años 1976 y 1977 el equipo de Fina Ibérica S.A. realiza las Hojas de Murcia (934) y Torrevieja (935), que aportan un nuevo enfoque a la estratigrafía de las cuencas neógenas de esta área.

Son de gran interés los trabajos publicados por el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (1979), referentes a las microfacies del Jurásico de las Cordilleras Béticas y la síntesis estratigráfica y paleontológica del mismo.

AZEMA, J. (1967), en su tesis doctoral precisa los mecanismos sedimentarios y la tectónica de la Cadena Bética en las provincias de Murcia y Alicante, atribuyendo el límite Prebético-Subbético a un accidente tectónico en dirección de carácter dextrógiro que tuvo en consecuencia el traslado de las unidades Subbéticas desde posiciones más orientales hasta las actuales.

RUIZ ORTIZ, (1979 y 1980), publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias.

BAENA y JEREZ MIR (1982), realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la información sobre la estratigrafía de las Cordilleras Béticas y se hace un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

DE SMET (1984), considera que no hay fundamentos suficientes para admitir una interpretación de la cordillera sólo por una tectónica de mantos, y considera una "estructura en flor"

(flower structure) debida a la tectónica de desgarre, siendo el Accidente de Crevillente-Alicante el eje central del sistema.

Durante la década de los años 80, se produce un gran avance en el estudio de los materiales terciarios, trabajo fundamental para el conocimiento de la historia de la Cordillera. Cabe destacar, entre los trabajos precedentes los de GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1980), GONZÁLEZ-DONOSO *et al.* (1981), y la tesis doctoral de RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., (1982), sobre el Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas. Los trabajos de OTT D' ESTEVOU y MONTENAT (1988), fueron de gran trascendencia para el conocimiento de la tectoestratigrafía de las cuencas neógenas del Dominio Bético Oriental.

En 1993 se publica el Mapa Geológico de la Región de Murcia a escala 1:200.000. Este trabajo de síntesis realizado por BAENA *et al.* significa un avance sustancial en el conocimiento de la geología y geomorfología de esta región.

Las tesis doctorales de MARTÍN ALGARRA, A., (1987), LONERGAN, L., (1991), REY (1993), SILVA, P.G., (1994), BARDAJÍ, T., (1994), GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1995), MARTÍN-MARTÍN, M., (1996) Y TENT-MANCLÚS J.E., (1998), han abordado distintas problemáticas que abarcan desde la tectoestratigrafía de las Zonas Internas hasta la evolución geodinámica de las Cuencas Neógeno-Cuaternarias.

Finalmente es necesario hacer referencia a las últimas tesis doctorales que se han realizado en el área de este Proyecto. Se trata de las desarrolladas por BOOTH-REA G. (2001), en la que realiza un detallado análisis tectónico y metamórfico de los Complejos de ZIB en el área de Lorca y Totana.

GARCÍA TORTOSA F.J., (2002), aporta un conjunto importantísimo de datos, esenciales para el conocimiento de la cronoestratigrafía, la tectónica y las correlaciones de los Complejos Alpujárride y Maláguide en el ámbito de la zona oriental de las Cordilleras Béticas. También se ha utilizado como información regional que permite una comparación de las series mesozoicas del C. Maláguide con las del Subbético la de NIETO L.M. (1997), que en su tesis doctoral sobre la Cuenca Mesozoica Subbética en el sector oriental de la Cordillera Bética, realiza el completo estudio estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

De lo anteriormente expuesto, la complejidad tectoestratigráfica 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.

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En la Hoja de Cabo Cope afloran materiales del Complejo Alpujárride según su definición clásica de EGUELER Y SIMON (1969), KOZUR *et al.*, (1974, 1985), ALDAYA (1979), SANZ DE GALDEANO (1979), GARCÍA-TORTOSA (2000, 2002), etc. Algunos autores describen una serie de unidades en las que se conjugan esencialmente tres características definitorias: a) se ubican tectónicamente entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, b) tienen un metamorfismo de bajo grado y, c) en su registro sedimentario triásico, especialmente sus formaciones carbonatadas, se observan sucesiones correlacionables tanto con las Unidades Alpujárrides como con las Maláguides. Esta conjunción de caracteres ocasionó el que dichos autores las describiesen como "*Unidades Intermedias o de Transición*" cuya existencia no es restrictiva a las Béticas orientales ya que se citan ejemplos similares desde la Zona Interna Bético-Rifeña (DURAN-DELGA *et al.*, 1963; DIDON *et al.*, 1973), en Málaga (DIDON *et al.*, 1973; SANZ DE GALDANO *et al.*, 1997, 1999), al NE de Granada (SANZ DE GALDANO *et al.*, 1995), en Murcia (PAQUET 1969; KAMPSCHUUR *et al.*, 1974 a, b y c); LONERGAN, 1991 y 1993; GARCÍA-TORTOSA *et al.*, 2000 y SANZ DE GALDANO *et al.*, 2000 y 2001). De forma generalizada, estos autores citados, consideran que se trata de un conjunto de unidades que constituyeron el transito paleogeográfico entre ambos complejos, lo que significa que este límite no fue obviamente brusco sino gradual, a diferencia de lo que opinan MAKEL *et al.*, (1979) y MAKEL (1981), NIETO *et al.*, (1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias. BOOT-REA (2000) ha diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesiones Permo Triásicas. Las unidades de posición inferior, que sólo afloran en las Béticas orientales, las denomina Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona) y por no mostrar formaciones pre-Pérmicas ni post-Triásicas. Las unidades de posición superior las ha denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque tienen un zócalo Paleozoico, sus sucesiones Permo-Triásicas sólo han sufrido diagénesis y además tienen una cobertura post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico al Mioceno Inferior. PAQUET (1969, 1970 y 1974), LONERGAN (1991 y 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), MARTÍN-MARTÍN *et al.*, (1997b), SANZ DE GALDEANO *et al.*, (2000).

En el cuadro 2.1, se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollará en esta memoria.

Sierra Espuña	Sierra de Carrascoy	Sierra de Almagro	Águilas Mazarrón	Mazarrón Cbo. de Palos	
U. M. de Totana	Unidad de Navela	Restos de Maláguide	U. de Cabo Cope ? U. de Alcaíbar ?	Unidad de los Simones	Maláguide
U. de la Santa		Areniscas rojas y ofitas imbricadas en Variegato	U. de Ramonete	Unidad de San Julián	
U. de Yéchar	"Unidad de Pestillos"	?	U. de Águilas		
U. de Jaboneros		Unidad de Variegato	U. de Cabo Tiñoso (Los Llanos-Pájaros)	Unidad de Cabo Tiñoso	
U. de los Molinos			Unidad del Talayón	Unidad de Peñas Blancas	Alpujárride
	Unidad de las Palas?	Unidad de Los Tres Pacos			UU. II.
	Unidad de Carrascoy				
Unidades del Complejo Nevado – Filábride					

Cuadro 2.1. Cuadro de correlación de Unidades. Tomado de F. J. GARCÍA-TORTOSA 2002

2.2.1. Complejo Alpujárride

Los términos Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) y Mantos Alpujárrides (WESTERVELD, 1929) fueron introducidos para designar un conjunto de tres mantos reconocidos al Norte y al Sur de Sierra Nevada, cuyas afinidades eran manifiestas. El término Complejo Alpujárride fue propuesto por EGELER Y SIMON (1969) para englobar todas las unidades alpujárrides.

En los materiales del Complejo Alpujárride se reconoce un metamorfismo de presiones intermedias y bajas (e.g. WESTRA, 1969; ALDAYA, 1969 a y b y 1970; TORRES-ROLDÁN, 1974; NAVARRO-VILÁ, 1976, entre otros). Además existe un episodio precoz de alta presión-baja temperatura (GOFFÉ *et al.*, 1989; TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1992). Este hecho pone de manifiesto la existencia de una complicada evolución metamórfica que comprende varios episodios principales de cristalización mineral. Además, afecta de manera diferencial a las diferentes unidades que constituyen este complejo, de modo que en el mismo se pueden distinguir de manera simplificada tres grupos de unidades, inferior, medio y superior tectónicamente superpuestos (ALDAYA *et al.*, 1979; DELGADO *et al.*, 1981; SANZ DE GALDEANO, 1997), más un conjunto de unidades transicionales, no sólo desde el punto de vista metamórfico, si no también desde el punto de vista estratigráfico, entre el Alpujárride y el Maláguide, lo que indica una clara relación paleogeográfica entre ambos complejos (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 2000; GARCÍA TORTOSA, 2002). Generalmente se señala que

las unidades más bajas presentan un menor grado de metamorfismo, pero tal y como se puso de manifiesto en GARCÍA TORTOSA *et al.*, 1999, 2000 y 2001 y GARCÍA TORTOSA 2002, este hecho no se cumple en todos los sectores de la Zona Interna, especialmente en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, al que pertenecen los materiales que se describen en la presente hoja.

Los primeros estudios geológicos que se realizaron en la presente, al igual que en la de Mazarrón se centraron en las mineralizaciones que aparecen en las mismas. Además de los trabajos que trataban sobre cuestiones mineras (fundamentalmente al Norte de la presente Hoja) y otros trabajos ya citados en apartados anteriores, se pueden destacar para este sector los siguientes:

FALLOT (1945) reconoce varias unidades tectónicas alpujárrides con el Trías principalmente carbonatado, debajo de las cuales existen elementos del Bético de Sierra Nevada.

FERNEX (1962, 1963 a, 1964 a, b y c, 1965 y 1968) indica la existencia de importantes elementos alóctonos y considera que parte de los materiales que estudia pertenecen a la unidad más alta de la Mischungszone. Pone de manifiesto que los materiales de la Mischungszone III, así como su metamorfismo, son muy parecidos a los de las secuencias triásicas alpujárrides y que quizás se podrían considerar pertenecientes a dicho complejo (FERNEX, 1964 a).

ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) y posteriormente ÁLVAREZ (1987) describen las unidades alpujárrides del área entre Águilas y Mazarrón. ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) y posteriormente ÁLVAREZ (1987) describen las unidades alpujárrides del área entre Águilas y Mazarrón. Al Sur del Lomo de Bas describen la unidad del Cantal, que consideran perteneciente al complejo Alpujárride, aunque otros autores consideran que se trata de materiales nevado-filábrides (SANZ DE GALDEANO, 1997). ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) describen en este sector dos unidades más, la de Águilas y la de las Palomas, pertenecientes según estos autores al Alpujárride, sin embargo, tan sólo existe una unidad más, la de Águilas, pues parte de la unidad de las Palomas es lo mismo que la del Cantal y, por tanto no constituye una nueva unidad, mientras que el resto de la unidad de las Palomas es inseparable de la unidad de Águilas (GARCÍA TORTOSA *et al.*, 2000 b).

En GARCÍA TORTOSA *et al.*, (2000 b) y GARCÍA TORTOSA (2002) se correlacionan las unidades Alpujárrides y Maláguides presentes en las Hojas de Cabo Cope, Mazarrón, Cartagena y Llano del Beal.

El estudio estratigráfico de las unidades alpujárrides aflorantes en esta hoja se ha llevado a cabo mediante el levantamiento de columnas estratigráficas parciales, con las que se han elaborado las columnas estratigráficas sintéticas de cada una de dichas unidades. Para la correlación entre las diferentes columnas estratigráficas parciales se han utilizado las dataciones de determinados niveles, la identificación de éstos niveles allí donde la recristalización de las rocas no permitía la determinación del contenido fosilífero y, por último, la relación estratigráfica de dichos niveles con otros fáciles de identificar por sus facies características y que han sido fundamentales al haberse utilizado como niveles de referencia.

Las correlaciones anteriores han permitido describir un conjunto de unidades litoestratigráficas reconocibles en prácticamente todas las unidades alpujárrides de este sector de la cordillera. A continuación, se van a describir dichas unidades litoestratigráficas con el fin de que en el próximo apartado se pueda mostrar la columna estratigráfica sintética más representativa de cada unidad tectónica, sin necesidad de repetir características comunes, pues aunque ahora constituyan varias unidades tectónicas debido a sus relaciones estructurales y características petrográficas, originalmente formaron parte de una misma unidad estratigráfica.

Principales unidades litoestratigráficas diferenciadas

Tradicionalmente las unidades alpujárrides se han dividido de manera general en una “*Formación Carbonatada*” y una “*Formación Metapelítica*” (DELGADO 1976, DELGADO *et al.*, 1981; etc.) ambas con carácter informal, en las que se han diferenciado para algunas unidades diversos miembros. Dadas las características de unas y otras unidades litoestratigráficas referidas, en esta memoria se ha optado por elevar (o incluirlas según el caso) al rango de “Grupo” las formaciones tradicionales (Carbonatada y Metapelítica).

Sintéticamente, de las sucesiones estratigráficas triásicas estudiadas en las unidades alpujárrides del sector se pueden diferenciar dos “grupos”, un Grupo Detritico y un Grupo Carbonatado.

El **Grupo Detritico** se presenta recristalizado por el metamorfismo y consta de dos formaciones, una inferior constituida fundamentalmente por esquistos de edad paleozoica (Formación metapelítica) y una Formación detritica de edad triásica sobre la anterior.

La *Formación Metapelítica* está constituida por esquistos y cuarzoesquistos de tonos grises y marrones oscuros y que presentan una mayor recristalización que la formación suprayacente, diferencia claramente apreciable a visu. Esta mayor recristalización en determinadas unidades, donde aparece entre otros minerales estaurolita, ha hecho que exista cierta controversia en cuanto a su asignación al Complejo Alpujárride o al Nevado-Filábride. Es precisamente en la Hoja de Cabo Cope donde mejor aflora esta formación dentro de todo el sector oriental de la Zona Interna Bética.

La *Formación detritica* está constituida principalmente por filitas (a veces esquistos) y se puede dividir básicamente en dos miembros entre los que se dan cambios de facies laterales y verticales, quedando de manera general uno por encima del otro. El inferior aparece más recristalizado por el metamorfismo e intercalados entre las filitas aparecen abundantes niveles de cuarcitas, predominando en el mismo los colores grisáceos (tonos “humo”). A este miembro se le ha llamado **Miembro detritico inferior**. En algunas unidades presenta niveles de conglomerados, sobre todo hacia la base. Por encima del anterior, mediante un cambio oblicuo de facies, se distingue un miembro constituido principalmente por filitas, menos recristalizadas que las infrayacentes y colores con tendencia hacia el púrpura, al que se le ha llamado **Miembro detritico superior**. Como característica diferencial, este miembro suele presentar un tramo cuarcítico hacia la parte alta, y sobre éste, aunque no siempre está presente, un tramo caracterizado por la presencia de yesos, dolomías y calcoesquistos, entre los

que se dan cambios de facies graduales. El techo del mismo, siempre está representado por filitas/pelitas y calcoesquistos amarillentos, a veces con intercalaciones de calizas, normalmente recristalizadas. El aspecto cristalino de estos materiales disminuye siempre hacia techo en todas las sucesiones estudiadas.

El tipo de sedimentos de la *Formación Detritica* junto con las estructuras sedimentarias que se observan indican fundamentalmente ambientes continentales que evolucionan hacia medios costeros y marinos muy someros, en zonas de climas áridos, con desarrollo incluso de ambientes tipo sabka, lo que deducimos a partir de los depósitos evaporíticos. Finalmente, los calcoesquistos y dolomías con moldes de evaporitas, laminitas algales, etc., indican el tránsito desde ambientes de llanura costera con depósito mixto carbonatado-detritico a medios marinos someros, con depósitos de llanura supramareal e intramareal.

El **Grupo Carbonatado**, aunque es principalmente carbonatado, presenta algunas intercalaciones detríticas representadas por filitas, cuarcitas y/o areniscas, según el grado de recrystalización debido al metamorfismo. Consta de una Formación carbonatada inferior y una Formación carbonatada superior, ambas de edad triásica (Triásico Medio para la primera y Triásico Superior para la segunda).

La *Formación Carbonatada inferior* está constituida principalmente por dos miembros según la relación calizas-margas, a los que se les ha denominado miembro calizo y miembro calizo-margoso. El primero está constituido por calizas en bancos de escala decimétrica intensamente bioturbadas, separados por finos niveles pelíticos. El segundo está caracterizado por una marcada ciclicidad entre calizas y margas. Las calizas de ambos miembros se presentan frecuentemente laminadas y la textura más abundante es la "mudstone" y "wackestone", aunque se encuentran niveles con textura "packstone", con restos de algas dasycladáceas, gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, etc. Están caracterizadas por una intensa bioturbación que le da un aspecto noduloso e irregular a la estratificación (calizas vermiculadas o facies de fucoïdes).

La *Formación Carbonatada superior* se caracteriza por su mayor proporción de dolomías y margas, que permite diferenciarla de la anterior, fundamentalmente caliza, de manera neta sobre el paisaje. En ella se pueden diferenciar principalmente los siguientes miembros:

- *Un miembro carbonatado con sílex*, que se compone de calizas claras estratificadas en bancos métricos, poco bioturbadas y con textura mudstone, o en su caso por dolomías grises con la misma textura original. Existen intercalaciones de niveles lenticulares con textura packstone, formados principalmente con restos muy recristalizados de algas dasycladáceas. La mitad superior del miembro se caracteriza por presentar nódulos centimétricos de sílex y niveles tabladados, sobre todo a techo del mismo, donde presenta juntas pelíticas rosas y amarillentas. Este miembro destaca sobre la formación infrayacente por la baja o nula presencia de niveles pelíticos-margosos. Aunque se observan diques de rocas subvolcánicas (metabasitas, 1) a diferentes alturas en la serie, es de destacar que las intrusiones de mayor continuidad lateral aparecen asociadas

al techo (y en menos proporción al muro) del miembro carbonatado con sílex, intercaladas como paquetes tabulares paralelos a la estratificación.

- *Un miembro mixto carbonatado-siliciclástico*, constituido por varios tramos de naturaleza principalmente dolomítica, entre los que se dan abundantes cambios de facies laterales y oblicuos. Entre otras, las principales litofacies presentes en este miembro son dolomías grises masivas sin fósiles, con moldes de evaporitas; dolomías grises oscuras laminadas (laminación de tipo tráctivo y laminación algal), en la que, aparece sílex en nódulos finos e irregulares, subparalelos a las superficies de estratificación; dolomías oolíticas oscuras y laminadas ("grainstones" oolíticos), que contienen ostrácodos, foraminíferos bentónicos, etc; y por último, cabe destacar un tramo con cuarcitas, filitas y metareniscas rojizas, en las que, a pesar de la recristalización se conservan en ocasiones estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas. Estos niveles pasan lateralmente a niveles de margas, calcoesquistos y margocalizas muy ricas en restos de bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, ostrácodos y restos de peces, que hacen la transición hacia el miembro que se describe a continuación, el cual aparece de manera general mediante cambios oblicuos de facies sobre el que se acaba de describir.
- *Un miembro calizo-dolomítico margoso*, constituido por una alternancia entre pelitas y margas de colores amarillentos y/o rojizos, calcoesquistos, calizas margosas, margas, calizas, e intercalaciones de niveles decimétricos de dolomías, en las que se pueden encontrar casi todas las facies del miembro mixto carbonatado-siliciclástico, con el que se dan cambios oblicuos de facies. Son abundantes los niveles de brechas sinsedimentarias de cantos dolomíticos y matriz arcillosa-carbonatada rojiza y/o grisácea. En los niveles calizos intercalados son abundantes los restos fósiles de bivalvos, braquíópodos, radiolas de equinodermo, crinoides, ostrácodos, dientes de peces, etc. Este tramo suele estar muy deformado por despegues internos.

En los dos miembros anteriores, pero sobre todo en el primero de ellos, es de destacar la existencia dentro de las dolomías, de "debris flows" y facies asociadas, junto con "slumps".

- *Un miembro dolomítico superior*, que suele presentar dolomías y/o calizas tabladadas, en ocasiones con nódulos de sílex que dan paso hacia arriba a dolomías y/o calizas oscuras, generalmente recristalizadas.

De manera general, se puede decir que el Grupo Carbonatado de las unidades alpujárrides se depositó en ambientes marinos someros, de modo que los términos margosos y calcoesquistosos que aparecen a techo del grupo anterior reflejan el tránsito entre medios continentales y los medios marinos someros. En conjunto, el Grupo carbonatado evoluciona desde los ambientes marinos someros a ambientes de transición, con probable continentalización (intercalación de areniscas en la parte inferior de la formación), para posteriormente implantarse sucesivamente ambientes supra e intramareales, que evolucionan progresivamente hasta

ambientes de plataforma abierta, seguida de una ruptura de la tendencia transgresiva, y la progradación de medios más someros e incluso costeros, que culmina con emersión.

A continuación se van a mostrar los rasgos litoestratigráficos más importantes de cada unidad, describiendo tan sólo las sucesiones estratigráficas más significativas observadas en los principales cortes realizados para cada unidad dentro o muy cerca de la presente Hoja, acompañándose dichas descripciones de sus correspondientes columnas estratigráficas.

2.2.1.1. Unidad del Cantal

Es la unidad Alpujárride más baja de la hoja de Cabo Cope encontrándose por debajo de la unidad de Águilas, sobre la que se encuentra a su vez la unidad maláguide de Cabo Cope, que sería la unidad más alta de la pila tectónica dentro de la presente hoja.

Sus afloramientos pertenecen íntegramente a la *Formación Metapelítica paleozoica del Grupo Detritico Alpujárride*. Fue considerada como una unidad Alpujárride alta, asimilable al grupo Almijara (ALDAYA et al., 1979), que cabalgaba a las unidades de Águilas y de las Palomas, contactando al Norte con la Unidad del Lomo de Bas a través de una falla que separa los dominios Central y Meridional de ÁLVAREZ (1987). Sin embargo en esos trabajos previos se consideraron como de la unidad de las Palomas materiales inseparables cartográficamente de los del Cantal, mientras que el resto de afloramientos de la unidad de las Palomas es inseparable de la citada unidad de Águilas, la cual presenta en todo caso pequeñas imbricaciones de escala insuficiente como para conformar dos unidades diferentes. Así, se puede observar claramente a nivel regional que la unidad de Águilas se encuentra por encima tectónicamente de la unidad del Cantal aunque existen pequeñas inversiones de la posición tectónica en determinados sectores debido a la cierta componente inversa de la falla de salto en dirección que conforma su contacto. Por tanto, la unidad del Cantal no está por encima de ninguna otra unidad alpujárride, situándose por debajo de la unidad alpujárride de Águilas.

La Unidad del Cantal presenta un metamorfismo de grado alto y ha sido considerada también por algunos autores como una unidad Nevado-Filábride de tipo Mulhacén, situada por encima de los materiales del Manto del Veleta que conforman el Lomo de Bas (SANZ DE GALDEANO, 1997), controversia o polémica que seguramente continuará durante mucho tiempo dadas las peculiares características petrográficas y estructurales de esta unidad.

La Formación Metapelítica de la Unidad del Cantal puede dividirse en dos miembros, cuyo contacto aparece por lo general verticalizado a causa de fallas de desgarre de dirección aproximada E-O.

a. Cuarcitas y cuarzoesquistos con granate (1). Paleozoico.

El miembro más bajo está compuesto principalmente por cuarzoesquistos grisáceos y cuarcitas beiges-rojizas con granates, entre los que se intercalan niveles de esquistos grises oscuros. La potencia conservada en algunos sectores es de varios centenares de metros, sin que se pueda precisar más debido a la intensa deformación.

b. Micaesquistos grisáceos con estaurolita y granate (**2**). Intercalan cuerpos de gneises (**gn**) y de carbonatos (**c**). Paleozoico.

El miembro superior, menos potente que el anterior, está constituido por micaesquistos grafitosos con estaurolita, granate y andalucita, cuarzoesquistos e intercalaciones de cuarcitas verdosas oscuras, así como de mármoles grises azulados que no superan los cuatro metros de espesor y que aparecen muy deformados (constituyendo almendras tectónicas o boudines) por lo que presentan poca continuidad lateral. A la base del miembro, cerca del contacto con las cuarcitas infrayacentes (entre las cuales suele haber un tránsito gradual no siempre conservado por estar mecanizado) se han encontrado en diversos puntos bandas muy tec-tonizadas de gneises con turmalina. ÁLVAREZ (1987) encuentra en niveles de este miembro esquistos con distena y en ocasiones con sillimanita. La potencia del miembro supera los 300 metros.

2.2.1.2. Unidad de Águilas

La Unidad de Águilas aflora en el extremo oriental de la Hoja sobre la unidad del Cantal, mientras que hacia el Oeste aparece directamente sobre el Nevado-Filábride al haberse laminado por completo la unidad alpujárride infrayacente. A diferencia de otras unidades alpujárrides de sectores adyacentes no conserva bien su cobertura triásica carbonatada, no existiendo ningún afloramiento de carbonatos de esta unidad dentro de la Hoja, si bien si aparecen en las proximidades y serán descritos a continuación. Sin embargo, a diferencia también de las unidades alpujárrides cercanas (Hojas de Mazarrón y Cartagena) conserva parte de Formación Metapelítica Paleozoica. Los términos paleozoicos suelen aparecer en afloramientos normalmente desmembrados y laminados, dentro de zonas de cizalla de salto en dirección, de dirección aproximada E-O. Donde no están muy mecanizados estos materiales se encuentran en sucesión estratigráfica con metapelitas y areniscas de esta misma unidad.

Los mejores afloramientos para realizar el estudio estratigráfico de esta unidad en la presente Hoja se encuentran en los alrededores de la playa de Calabardina y la Morra de los Peñoñes (Columnas 1, 2 y 3)

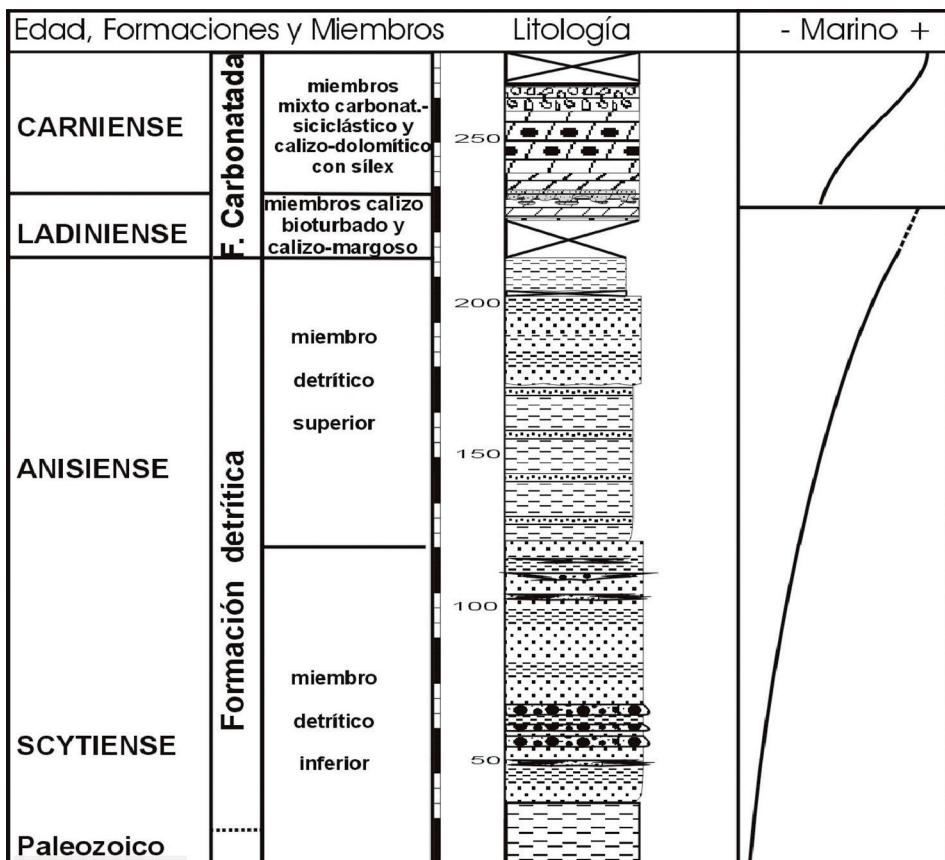


Figura 2.1. Formaciones y principales miembros de la Unidad de Águilas

En la Figura 2.1 se muestra una síntesis de la estratigrafía que se acaba de describir, en la que nos referiremos además a las unidades litoestratigráficas descritas de forma general para el Complejo Alpujárride al comienzo del presente apartado.

- a. Metapelitas grisáceas y azuladas (**3**); Cuarcitas y esquistos de grano fino (**4**). Paleozoico. F. Metapelítica.

Micaesquistos de grano fino, de colores grises y azulados, que alternan con niveles de cuarcitas de diversos colores, siendo los más abundantes los grises oscuros y marrones. Los niveles de cuarcitas llegan a alcanzar potencias superiores a la decena de metros. Estos niveles de micaesquistos presentan vetas de cuarzo replegadas y su aspecto es a veces muy parecido a las filitas con tonos grisáceos y pardos.

- b. Metapelitas grisáceas con niveles cuarcíticos (**5**). Paleozoico. F. Metapelítica.

Se trata de las típicas filitas alpujárrides de “tonos humo” en las que predominan los tonos grisáceos, si bien también son abundantes los niveles de filitas azuladas. Entre las filitas se intercalan niveles de cuarcitas y metareniscas marrones.

La potencia de los micaesquistos y filitas anteriores es difícil de estimar por cuestiones estructurales, siendo superior en todo caso a los doscientos metros de espesor.

c. Cuarcitas y metareniscas rojas con niveles filíticos (7). Conglomerado polimíctico con cantos redondeados (6). Filitas violáceas con niveles cuarcíticos (8). Metapelitas rojas (9). Paleozoico Superior-Triásico Medio. Formación detrítica.

El miembro detrítico inferior comienza con una alternancia entre metareniscas y filitas poco recristalizadas (7). Es de destacar el importante desarrollo de metareniscas, en las que se conservan las estructuras sedimentarias originales. Dentro de éstas destacan varios niveles de metaconglomerados (6) (Fig. 2.2 y 2.3), descritos en el apartado 2.2.1.2. Los niveles de metaconglomerados más potentes y con los cantos de mayores dimensiones aparecen hacia la base. La parte superior del miembro está formada fundamentalmente por filitas azuladas poco recristalizadas.



Fig. 2.2. Conglomerado polimíctico con cantos redondeados y gradados (6). Intercalan capas de litarenitas cuarcíticas con estructuras H.C.S. (Hummocky cross bedding)

El miembro detrítico superior aparece de manera gradual sobre el anterior. Está formado por filitas que van tomando colores violáceos (**8**), e intercalan niveles de cuarcitas y areniscas con laminaciones cruzadas. La parte superior del miembro presenta importantes intercalaciones de areniscas (y algunas cuarcitas amarillentas), las filitas adoptan colores cada vez más rojizos hacia arriba, hasta llegar a limos y pelitas rojas apenas recristalizadas (**9**), de tonos rojos, acabando con zonas muy tectonizadas, en las que en algunos puntos se conservan los términos que hacen la transición hacia la formación suprayacente, formados por calizas grises y calcoesquistos amarillentos intercalados entre pelitas rojas.



Fig. 2.3. Conglomerado polimítico con cantos redondeados y graduados (6). Estratificación cruzada en surcos de media a gran escala.

Entre las filitas rojas de la parte alta se intercalan conglomerados con intraclastos de areniscas, filitas, etc.

2.2.2. Complejo Maláguide

El término Maláguide proviene del nombre utilizado por DURAND DELGA (1966, 1968) para el conjunto de unidades con un paleozoico no metamórfico y su cobertura, a las que llamó "unités malaguides" (o Complejo Maláguide). Previamente, BLUMENTHAL (1927) dio el nombre de "Malagensiches Betikus" o Bético de Málaga, a los materiales del área de Málaga que

presentaban sucesiones paleozoicas y una cobertura mesozoica y terciaria. Sin embargo, buena parte de ellos se consideran actualmente pertenecientes al Alpujárride. DURAND DELGA y KORNPROBST (1963) introdujeron el término "Ghomarides" (o complejo Gomáride) para los materiales equivalentes que afloran en la Zona Interna Rifeña, que antes (DURAND DELGA et al., 1962) habían agrupado en la "zone paléozoïque interne".

El complejo Maláguide está formado por un zócalo paleozoico y una cobertura mesozoica y terciaria, generalmente muy fragmentada. Los materiales paleozoicos, al menos del Silúrico al Carbonífero, son fundamentalmente detriticos: arcillas, grauwacas, cuarcitas y a veces conglomerados, pero también aparecen calizas y líticas. Fueron afectados por la orogenia Hercínica, pero no presentan metamorfismo, salvo en los niveles más bajos (filitas paleozoicas que pueden estar afectadas por metamorfismo alpino). La cobertura está formada por sedimentos triásicos detriticos, predominantemente rojos y encima aparecen dolomías y calizas, en las que se hace el tránsito al Lías. El resto del Jurásico y del Cretácico es sobre todo calizo o margocalizo y, salvo en el sector de Sierra Espuña en Murcia, presenta numerosas lagunas estratigráficas y un reducido espesor. En el sector occidental de la Cordillera Bética, la cobertura jurásica y cretácica se conserva mal y suele aflorar resedimentada, en forma de masas caídas gravitatoriamente durante el Eoceno superior o el Oligoceno inferior (SERRANO et al., 1995; MAATÉ et al., 2000).

En la Hoja de Cabo Cope se encuentra el afloramiento asignado al Complejo Maláguide más meridional de la Zona Interna Bética, concretamente en el cabo que da nombre tanto a la hoja como a la única unidad maláguide de la misma, la unidad de Cabo Cope.

Para este trabajo y a pesar que entre la unidad de Águilas y la de Cabo Cope existe una aparente continuidad estratigráfica, no podemos considerarlas como una misma unidad al mediar entre ambas un contacto mecánico cuya envergadura desconocemos. Por ello hemos creído conveniente mantener la asignación hecha por ÁLVAREZ (1987) de la mayor parte de los materiales de Cabo Cope al complejo Maláguide, que conformarían la unidad de Cabo Cope.

DURAN DELGA et al., (1969) estudian varios afloramientos en el sector de Águilas-Cope-Mazarrón, entre ellos Cabo Cope, con materiales Jurásicos y terciarios sobre otros paleozoicos y triásicos, considerando los jurásicos de Cabo Cope como maláguides.

ÁLVAREZ Y ALDAYA (1985) y posteriormente ÁLVAREZ (1987) describen las unidades del área entre Águilas y Mazarrón, incluyendo dentro del Maláguide el paquete carbonatado de Cabo Cope y una pequeña parte de las pelitas infrayacentes, asignación que mantiene SANZ DE GALDEANO (1997) en su libro sobre la Zona Interna Bética.

GARCÍA TORTOSA et al. y GARCÍA TORTOSA (2000 b) correlacionan la Unidad de Cabo Cope con otras unidades maláguides del sector oriental de la Zona Interna Bética, si bien indican ciertas particularidades también presentes en unidades cercanas como la de Alcaíbar en la vecina hoja de Puerto Lumbreras, que dejan la posibilidad abierta de que estas unidades tengan cierta afinidad al Alpujárride o que representen una transición paleogeográfica entre los antiguos dominios Alpujárride y Maláguide.

PÉREZ LÓPEZ *et al.*, 2002, estudian la sucesión estratigráfica triásica de la unidad de Cabo Cope, llevan a cabo varias dataciones mediante bivalvos y ceratites y describen la relación estructural de estos materiales con los infrayacentes de la unidad de Águilas.

2.2.2.1. *Unidad de Cabo Cope*

La Unidad de Cabo Cope pertenece al Complejo Maláguide y consta de sedimentos triásicos y jurásicos. Es la unidad tectónica más alta de la Hoja de Cabo Cope y se sitúa sobre la Unidad Alpujárride de Águilas.

A continuación se describe el corte más representativo de la Unidad de Cabo Cope, a cuya base se llega por la vereda que cortaba la parte superior del corte 3 de la unidad de Águilas, hasta pasar un estrechamiento entre bloques calizos caídos, que limitan dicha vereda, después del cual se baja hasta la costa, donde se sitúa el muro del corte (coordenadas UTM: 63330/414310), mientras que el techo se corresponde con la parte alta del relieve de Cabo Cope (coordenadas UTM: 63350/414350).

Ya en la costa, se observa el nivel de metapelitas rojas de la unidad anterior. Por encima de éste y en contacto tectónico aparecen los materiales que se describen a continuación.

a. Pelitas rojizas, areniscas y yesos (**10**). Triásico Inferior.

Se trata de un tramo constituido por pelitas rosas-rojizas y amarillentas que intercalan niveles de areniscas amarillentas y rojizas, en las que se pueden observar laminaciones cruzadas. La mitad superior del tramo está constituido por yeso estratificado en niveles centimétricos, separados por finos niveles de pelitas de colores rojizos, grises oscuros, amarillentos y niveles de areniscas. Sobre los yesos aparece de nuevo una alternancia entre niveles de pelitas y areniscas, de colores "rojos vino" y rosados. El espesor del tramo es de 40 m.

b. Calizas y dolomías tableadas con bivalvos (**11**). Triásico Medio-Superior.

Sobre los depósitos de carácter detrítico descritos, se encuentran una serie carbonatada en la que se alternan paquetes de calizas y dolomías y en la que pueden diferenciarse los siguientes tramos:

El primer tramo es de naturaleza carbonatada y, aunque en determinados puntos el contacto con las pelitas infrayacentes parece concordante y continuo, no puede confirmarse que no exista un contacto mecánico debido a que, al menos, se observa mecanizado. Se trata de un paquete decamétrico de dolomías grisáceas oscuras pseudetableadas y muy recristalizadas, en las que se han borrado las estructuras sedimentarias originales.

Hacia arriba, sobre este primer tramo dolomítico y algo despegado, aparece una serie constituida por calizas y calizas margosas, tableadas y laminadas, que conservan abundantes restos de bivalvos (daonellas). Estas calizas contienen una alta proporción de finos niveles pelíticos de colores amarillentos. Los restos de bivalvos se concentran principalmente en las superficies de estratificación, dando superficies irregulares y laminaciones onduladas. Algunos niveles

de varios centímetros de espesor están constituidos por acumulaciones de restos de estos bivalvos, formando lumaquelas. El espesor de este tramo se estima en 40 m.

Las calizas anteriores transicionan hacia arriba a calizas tableadas, con textura mudstone predominante, con poco sedimento pelítico y en las que apenas se observan restos fósiles. Estas calizas intercalan varios paquetes de dolomías con dos texturas diferentes. Por un lado aparecen niveles de dolomías masivas recristalizadas, en las que aún se puede apreciar una textura grainstone original. Junto con estos niveles más masivos y oscuros, aparecen dolomías grisáceas, con laminaciones paralelas y onduladas, poco recristalizadas y con textura mudstone. Este tramo tiene un espesor de 30 m.

Al tramo de techo se pasa de forma gradual y está constituido principalmente por dolomías claras, de tonos grises y verdosos. Se presenta muy brechificado y laminado, de modo que no se puede calcular su potencia, que por lo menos supera la decena de metros. En aquellas partes donde menos brechificado está, las dolomías son masivas y no están apenas recristalizadas.

c. Calizas oolíticas (**12**). Jurásico Inferior (Lías).

Por encima del tramo anterior, aunque claramente despegado, viene un gran paquete de decenas de metros (> 75 m), constituido por calizas oolíticas de textura packestone y calizas grises con texturas mudstone y wackestone, de edad jurásica. (fig. 2.4)

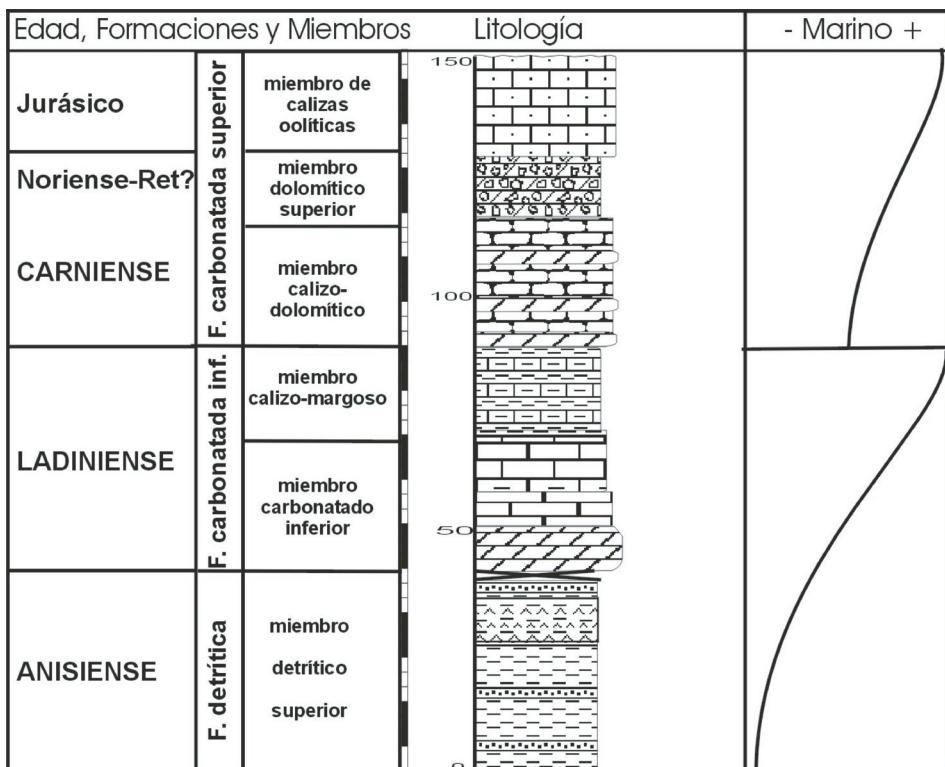


Figura 2.4. Formaciones y principales miembros de la Unidad de Cabo Cope

Aunque este tramo y el infrayacente están despegados, en algunos puntos aparecen prácticamente en continuidad, comprobándose que entre ambos existe un tránsito gradual. Las calizas grises y claras a veces están dolomitizadas, sobre todo cerca del tramo infrayacente.

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMON, 1969; EGELER Y FONTBOTÉ, 1976) se presenta muy troceado y ampliamente recubierto por los terrenos neógenos, principalmente de edad Mioceno Superior. OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988). (Fig. 2.2). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO (N45-65°E). Los juegos de las diferentes familias de fallas, asociadas a la zona de desgarre, han controlado la fragmentación del edificio de mantos y la formación de las cuencas sedimentarias. Los accidentes

mayores de este corredor tectónico, actúan, por lo menos, desde el principio del Mioceno MARTÍN-ALGARRA *et al.*, (1988), funcionando en régimen compresivo como consecuencia de la convergencia entre África e Iberia, cuyos efectos se aprecian, asimismo, en las partes más occidentales de la cadena ESTÉVEZ *et al.*, (1982, 1983); RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, (1982); SANZ DE GALDEANO (1983, 1996, 1997 y 2000).

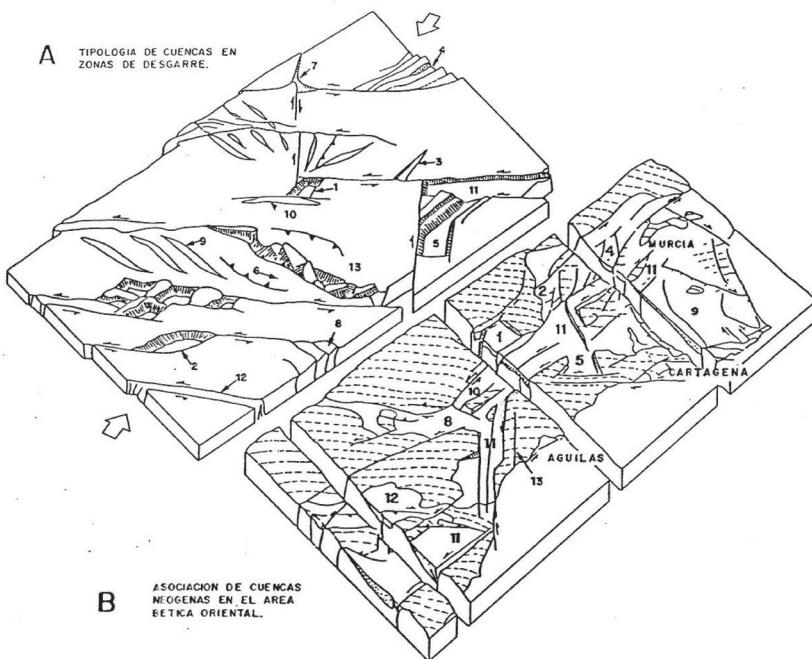
Por otra parte, el corredor de desgarre, corresponde a una zona de fuerte anomalía térmica en la cual se encuentra concentrada, una actividad magmática diversificada. Su actividad es particularmente intensa durante el Tortoniano superior donde se encuentran una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones plutónicas, volcánicas, y metalógénicas BELLÓN, *et al.*, (1983); BORDET., (1985); BOLZE *et al.*, (1986); HERNÁNDEZ *et al.*, (1987).

Esos fenómenos de naturaleza variada (juegos de desgarre, implicaciones tectono-sedimentarias, manifestaciones magmáticas) circunscritas en el espacio y el tiempo, jalonan de manera significativa, una discontinuidad litosférica revelada por los datos geofísicos BANDA *et al.*, (1990). El corredor de desgarre se sitúa sobre una zona de corteza fuertemente reducida y marca el límite de dos dominios litosféricos diferentes LAZOUZIÈRE *et al.*, (1988).

En este contexto la variedad de las configuraciones geométricas y de los comportamientos tectono-sedimentarios confiere a las cuencas del Neógeno reciente una gran diversidad tal como se resume en la Fig. 2.5.

OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988), distinguen fundamentalmente dos tipos de cuencas: (I) los "surcos" sobre desgarre; (II) los grabens.

I. *Los surcos sobre desgarre.* Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 Km.), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de Km. de largo), cualesquiera que sean la orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.6). Su perfil transverso es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión.



Cuencas en extensión

- 1.- Graben en rumbo (CROWELL, 1974)
- 2.- Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)
- 3.- Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)
- 4.- Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD, y ot., 1979)
- 5.- Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dextras y sinistra (LAROUIZIERE, 1985)

En Murcia

- Lorca y Albarán
- Quizes Barqueros
- Alcantarilla-Molina de Segura
- Mazarrón

Cuencas en compresión

- 6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)
 - 7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)
 - 8.- "Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD y ot., 1977)
 - 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOX, y ot., 1973)
 - 10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)
 - 11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)
 - 12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)
 - 13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975)
- Suroeste de Puerto Lumbreras
 - Quizas el Campo de Cartagena
 - Entre Puerto Lumbreras y S^a de Enmedio Hinojar, norte de Carrascoy
 - Parte de Palomares-Pozo la Higuera
 - Arco de Aguilas

Fig. 2.5. Tipología de cuencas de desgarre (A) y comparación con el área del corredor de desgarre de las Béticas Orientales (B). Tomada y retocada de OTT d'ESTEVOU et al., (1988).

Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

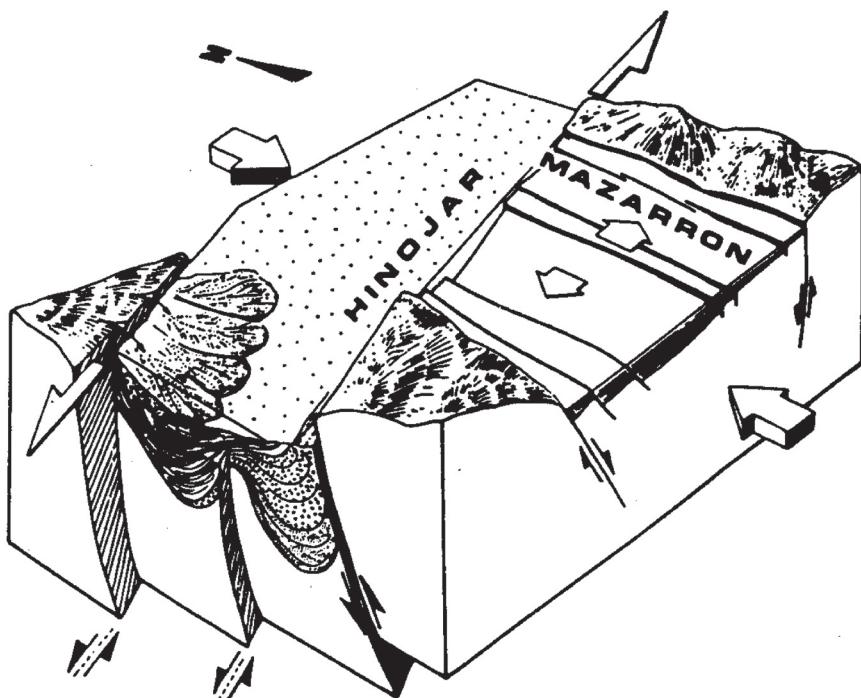


Fig. 2.6. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión), Mazarrón (distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU et al., (1988)

En el interior hay estructuras de mediana dimensión (métrica a decamétrica): pliegues de arrastre con eje subvertical, fallas inversas, fracturas de desgarre conjugadas, indican una deformación compresiva. Las discordancias observables en el interior del relleno sedimentario, sellan estas estructuras de escalas variadas, estableciendo con claridad su origen precoz. La verticalización de los depósitos, todavía no litificados, provoca su desestabilización y su resedimentación bajo la forma de derrames gravitatorios de amplitud variable (debris flow y mud flow, deslizamientos en masa de materiales turbidíticos más o menos desmembrados, despegues de bloques carbonatados, etc.).

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Tortoniense a lo largo de los desgarres del corredor de cizalla: quince kilómetros sobre el accidente del Guadalentín, SILVA P. (1994), 75 a 100 Km. en el de Crevillente-Alicante NIETO Y REY (2003), ocasiona que la configuración del marco paleogeográfico neógeno se haya encontrado constantemente modificada. En numerosos lugares, cuerpos detríticos importan-

tes así como los macizos que los han alimentado, se encuentran actualmente ampliamente desconectados por el efecto de los juegos de estos desgarres. El conglomerado de la Aguadera en la cuenca del Hinojar (Hoja N° 954, Totana) es un excelente ejemplo de estos eventos tectónicos.

La formación de los pliegues "en échelon" de escala kilométrica, acompaña al juego de los desgarres mayores y en consecuencia, al poder realizarse durante la sedimentación, han favorecido el desarrollo de depósitos carbonatados, a veces arrecifales, sobre el emplazamiento de los abombamientos anticlinales.

II. *Los grabens*. Su geometría suele ser poligonal cuadrangular y no presentan depocentros con subsidencia notable. Estas cuencas se sitúan en los sectores en extensión de fallas de desgarre seudo-conjugadas (Mazarrón: LAROUZIÈRE *et al.*, 1987) o sobre los releés conformes de desgarres, donde realizan dispositivos del tipo "rhomb-grabens" (Cuenca de Lorca). Sus bordes, poco deformados, muestran una estructuración en graderío, separado por fallas normales.

La coexistencia en el interior de la banda de desgarre de áreas deformadas en compresión y en extensión, es un aspecto característico de dichos sistemas tectónicos, ya observados en otras partes. Esta coexistencia se traduce por la evolución simultánea de cuencas sedimentarias dependientes de uno o de otro tipo de la deformación: de "surcos sobre desgarre" y de los grabens. Las cuencas relacionadas con esta última categoría son bien conocidas: se trata de "rhomb- grabens" o "pull apart", considerados, a menudo, como el arquetipo de la cuenca en régimen transcurrente. En realidad, son poco frecuentes en el dominio Este-bético, donde los "surcos sobre desgarre" representan la entidad sedimentaria más generalizada y la más original en lo que concierne a sus características tectono-sedimentarias.

La Hoja de Cope está ocupada en gran parte por los materiales Pliocenos y Cuaternarios que rellenan la cuenca de igual nombre, limitándose los afloramientos béticos a los bordes de cuenca y al propio Cabo Cope, así como a algún pequeño relieve aislado.

En lo que se refiere a los materiales que rellenan esta cuenca, no existen indicios de sedimentación neógena previa al Plioceno, por lo que no debió estructurarse como tal hasta ese momento. Por otro lado, esta sedimentación no ocupa toda la cuenca actual, sino que durante el Plioceno y parte del Pleistoceno, la sedimentación estaba limitada a la mitad oriental de la misma.

Tradicionalmente, el Plioceno en las Béticas Orientales ha sido descrito en función de las tres unidades cronoestratigráficas definidas inicialmente por MONTENAT (1973), que marcarían una tendencia regresiva generalizada representada de base a techo por margas pelágicas grises del Plioceno inferior, calcarenitas amarillas del Plioceno medio, y finalmente unas margas versicolores y calizas lacustres (Calizas de San Pedro) del Plioceno superior que pasarían, sin discontinuidad, aparente a unas facies arcillosas con una potente costra calcárea a techo (Formación Sucina), de edad Plio-Pleistoceno. En concreto en la Cuenca de Cope, este mismo autor (MONTENAT *et al.*, 1978) atribuye estas calcarenitas al Plioceno medio, en función de la presencia de *Globorotalia puncticulata*, describiendo asimismo la existencia de hasta 200

m de margas arenosas grises con microfauna litoral del Plioceno inferior, sin que detecten materiales atribuibles al Plioceno superior.

En esa misma década, Hidroeléctrica Española, S.A. realizó un estudio geológico bastante completo de la Cuenca de Cope, en el que se incluyeron numerosos sondeos, alguno de los cuales llegan a casi 300 m de profundidad, alcanzando todos ellos el sustrato bético, (BARDAJÍ, 1999). La presencia de distintas especies de Globorotalia importantes en la bioestratigrafía del Plioceno, han permitido establecer la cronología del registro sedimentario, (BARDAJÍ, 1999), utilizándose la biozonación propuesta por IACCARINO (1985), que permite correlacionar con las biozonas de BLOW (1969). La presencia de *G. margaritae* y *G. puncticulata* en los depósitos más antiguos de estos sondeos, permite definir sin lugar a dudas el Plioceno inferior- Plioceno inferior terminal, registrándose también el Plioceno superior por la presencia de *G. puncticulata* y *G. crassaformis* además de *Globigerinoides obliquus extremus*.

En lo que se refiere al registro sedimentario de los testigos de estos sondeos, se puede observar una tendencia de progresiva colmatación y/o somerización de base a techo. Aunque localmente algún sondeo muestra una unidad no muy potente (<50 cm) de conglomerados rojizos con matriz arcillosa en la base, que evidencian unas condiciones subaéreas en los momentos iniciales de apertura de la cuenca, todos ellos registran a continuación una unidad que llega a alcanzar casi 200 m de potencia, de limos y margas azulados que indican unas condiciones marinas profundas. La sustitución progresiva de estas margas por una facies más arenosas, calcareníticas, evidencian esa progresiva somerización en la parte más alta de la secuencia. Esta disminución en la batimetría parece venir acompañada de un cambio faunístico, pasándose de un predominio de fauna planctónica a un predominio de fauna bentónica, que ya al final de la secuencia adquiere un carácter marino-somero.

2.3.1. Calcarenitas bioclásticas amarillas (13). Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

Esta unidad está constituida por unas calcarenitas bioclásticas, por lo general de grano grueso, que se presentan en bancos de potencia variable, con intercalaciones de arenas más finas, arenas margosas y limos, y niveles lumaquélidos, a las que también pasan lateralmente. Son por lo general muy fosilíferas y se caracterizan por su intenso color amarillo. Presentan diferentes ángulos y direcciones de buzamiento, dependiendo de su localización, aunque la mayoría de los afloramientos que se observan a lo largo del litoral suelen presentar una suave buzamiento (10°-15°) hacia el mar (ESE). Según los datos de los sondeos mencionados más arriba, la potencia máxima de esta unidad es de 40-50 metros, aunque su límite inferior no es neto sino que presenta una transición progresiva hacia las facies de limos y margas grises.

Localmente, ha podido describirse una unidad muy irregular, sin continuidad lateral, formada por unas arenas micáceas gruesas, de color grisáceo, no cementadas, sin estructuras sedimentarias ni estratificación, pero con algún resto de fauna de carácter marino. Esta unidad no ha podido ser cartografiada ya que aflora sobre las calcarenitas amarillas, y bajo los episodios marinos cementados que conforman las cuñas progradantes que separan las bajadas de las ramblas actuales, y su potencia nunca excede los 2 metros. Dadas las características

de estos depósitos es muy difícil interpretar el medio sedimentario, aunque sí es posible decir que presentan un carácter regresivo con respecto a la unidad subyacente de calcarenitas.

La unidad de calcarenitas amarillas es característica de un ambiente somero litoral, influenciado por el oleaje, con aguas bien oxigenadas y de cálidas temperaturas, tal y como puede inferirse a partir de la abundante macrofauna que presenta. Han podido determinarse las siguientes especies: *Chlamys scrabella* (Lamarck), *Chlamys latissima* (Brocchi), *Chlamys varia* (Linné), *Glycymeris bimaculata* (Poli), *Pecten planariae* (Simonelli), *Venus gallina* (Linné), *Pecten flabelliformis* (Brocchi), *Ostrea lamellosa* (Brocchi) y *Amussium cristatum* (Bronn), entre los bivalvos y entre los gasterópodos *Natica sp.*, *Buccinum sp.* *Strombus cf. coronatus* (Defrance) y formas que han sido interpretadas aunque con ciertas dudas como *Murex torularius* (Lamarck) y *Bolma rugosa* (Linné). Toda esta asociación faunística ha sido atribuida tradicionalmente al Plioceno, aunque ninguna de estas especies tiene un valor cronoestratigráfico estricto por sí misma, ya que muchas de ellas vienen del Mioceno y otras continúan en el Cuaternario.

En cuanto a la microfauna, aunque por lo general es muy escasa en esta unidad, han podido ser determinadas las siguientes especies: *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Globorotalia gr. crassula* (Cushman y Stewart), *Globorotalia cf. puncticulata padana* (Dondi y Papetti).

La ausencia de microfauna característica hace difícil situar con precisión el límite Plioceno-Pleistoceno, en general en todas las Béticas orientales. Por esta razón se ha asimilado tradicionalmente la presencia de *Strombus coronatus* con el Plioceno más alto, asumiéndose una tendencia regresiva generalizada como indicador del cierre del ciclo Plioceno. Por esta razón, y con el fin de poder establecer un criterio válido para la cronoestratigrafía del Plio-Pleistoceno en la Béticas Orientales, BARDAJÍ *et al.*, (1995) seleccionaron una serie de cuencas litorales, con secuencias sedimentarias suficientemente amplias como para registrar desde el Plioceno superior, una de las cuales fue la Cuenca de Cope, eligiéndose la secuencia que aflora en la margen izquierda de Rambla Elena. En lo que respecta a la unidad de calcarenitas amarillas, los resultados paleomagnéticos muestran una inversión de polaridad normal a polaridad inversa dentro de dicha unidad, en su parte alta. Esta inversión ha sido interpretada como el paso Olduvai-Matuyama superior, es decir, el paso del Plioceno al Pleistoceno. Estos resultados, indican que el inicio del Cuaternario, tal y como está definido oficialmente (AGUIRRE Y PASINI, 1985), no se registra en estas cuencas asociado a ningún cambio, ya sea climático, sedimentario o tectónico, sino que dicho cambio ocurre bien con anterioridad o bien con posterioridad.

2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios más extendidos espacialmente en la Hoja de Cope, son los de carácter continental y más en concreto los abanicos aluviales y abanicos de rambla. No obstante aunque su representación espacial sea minoritaria, las secuencias de depósitos marinos son especialmente relevantes en esta cuenca, debido no solo a la amplitud temporal de la secuencia, sino a la variedad de facies sedimentarias y calidad de los afloramientos que permiten establecer el modelo sedimentológico para unidades marinas asociadas a la desembocadura de las ramblas. Estas secuencias se encuentran en la actualidad desligadas de

las ramblas, y se presentan fuertemente cementadas, constituyendo relieves monoclinales en forma de cuña, que bajan suavemente hacia el mar entre los cursos de las ramblas activas. Los cambios del nivel del mar ocurridos a lo largo del Pleistoceno, quedan registrados en estas cuñas progradantes mediante la alternancia de episodios marinos y episodios continentales o superficies de erosión. Las características y dimensiones de los afloramientos, hace que en muchos casos no sea posible diferenciar cartográficamente entre estos distintos tipos de depósitos, aunque se describirán como parte de la secuencia sedimentaria.

2.4.1. Gravas, arenas y limos rojizos. Abanicos aluviales (**14, 16, 20, 22 y 28**). Plioceno superior-Holoceno.

Los abanicos aluviales constituyen la unidad morfosedimentaria mayoritariamente representada en la Hoja de Cope. Se han distinguido hasta cuatro generaciones asociadas a la actividad de los diferentes frentes montañosos que delimitan la Cuenca: Frente Montañoso de Lomo del Bas y Frente Montañoso de Cuesta de Mula, aunque éste último no se incluye dentro de la Hoja de Cope. Independientemente de la actividad morfosedimentaria ligada a estos frentes, hay que reseñar también el importante desarrollo de abanicos asociado a la Rambla de Cuesta del Gos.

La secuencia asociada al frente montañoso del Lomo del Bas, si bien no presenta una extensión lateral importante, sí lo es en cuanto a extensión temporal. Los abanicos más antiguos (Pleistoceno inferior), algunas de cuyas mejores secuencias pueden observarse en las cercanías de Casas del Cantal, y en el Rincón del Molino, se caracterizan por unos depósitos de intenso color rojo, muy compactos, constituidos por brechas de gravas y bloques de hasta 50 cm de diámetro, que representan depósitos de debris flow con secuencia, por lo general, granodecreciente y estratodecreciente. Esta primera generación de abanicos aluviales se encuentra localmente basculada entre 10° y 8° a contrapendiente, presentando un incremento de la potencia y buzamiento hacia el relieve.

La segunda generación de abanicos asociados a este frente montañoso, está formada por gravas y cantos masivos, rojizos, muy empaquetados, con base fuertemente erosiva sobre la unidad previa. En general, el desarrollo de esta generación de abanicos sella la zona de falla principal, mediante el desarrollo de importantes procesos de backfilling, adquiriendo los abanicos correspondientes un dispositivo morfológico de onlap proximal. La edad de esta segunda generación de abanicos aluviales ha sido establecida en Pleistoceno medio.

La tercera generación de abanicos desarrollada en este frente montañoso, presentan un dispositivo morfológico de encajamiento en las generaciones previas. En general se trata de abanicos aluviales de poco desarrollo, con facies de debris flow a la base, que hacia techo van adquiriendo características progresivamente más fluviales.

2.4.2. Cantos, bloques y arenas de cuarzo y dolomía, con matriz arenosa. (**15 y 17**). Terrazas marinas. Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio.

Estas unidades, aunque estén referenciadas como unidad de conglomerados cementados, forman en realidad secuencias complejas con desarrollo de diferentes facies sedimentarias,

que constituyen los distintos ambientes, tanto subaéreos como sublitorales, diferenciables en la desembocadura de una rambla, (BARDAJÍ *et al.*, 1990; DABRIO, *et al.*, 1990; BARDAJÍ, 1999). Ambos ambientes conforman una secuencia de unidades marinas y continentales, progradantes, fuertemente cementadas, que dan lugar a los relieves monoclinales, suavemente inclinados hacia el mar, que se desarrollan entre las ramblas actuales. Una de las secuencias más continuas puede observarse a lo largo de la margen izquierda de Rambla Elena, a lo largo del relieve sobre el cual se sitúa la Casa de Renco. La alternancia de episodios marinos y continentales ha permitido establecer los cambios del nivel del mar registrados en esta cuenca a lo largo del Pleistoceno (Zazo *et al.*, 2003).

2.4.2.1. Ambiente sublitoral

Se caracteriza por dos tipos de depósitos que se desarrollan, por lo general, superpuestos. En primer lugar los depósitos de playa s.s., formados por conglomerados y arenas gruesas, que conforman secuencias granodecrescentes, en las que, de muro a techo, se pueden distinguir los distintos sub-ambientes de playa: 1) parte baja del shoreface, caracterizado por laminación paralela y laminación cruzada de ripples de oscilación, en muchos casos con bioturbación; 2) parte alta del shoreface, con una mayor influencia del oleaje evidenciada por laminación cruzada tipo through, 3) parte baja del foreshore, que representa el punto de ruptura del oleaje y viene caracterizada por la acumulación de partículas de mayor tamaño, conformando secuencias en general granodecrescentes. Morfológicamente este punto se caracteriza por el desarrollo de un pequeño escalón (plunge step) al final de la zona de swash, que internamente se corresponde con un aumento brusco en la inclinación de la laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, que representa la parte baja del foreshore y zona de "swash-backwash". En general en la zona de Cope, dominan las granulometrías gruesas, con bolos de hasta 20-30 cm de cuarcitas y dolomías negras, habitualmente con perforaciones de litófagos, resultado de los aportes de alta energía característicos de las ramblas que alimentan este sector litoral; 4) la secuencia termina con gravas de menor tamaño, bien seleccionadas, con laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, que representa la parte alta del foreshore o berma. El segundo tipo de depósitos identificables en este ambiente sublitoral, son los depósitos de "mass flow", los cuales presentan por lo general un aspecto caótico y se desarrollan ocasionalmente interdigitados con los depósitos de playa previamente descritos. Este tipo de depósitos está constituido por cuerpos de conglomerados grano-soportados, heterométricos, de aspecto caótico, con potencias de hasta metros, secuencias granocrescentes y base por lo general de carácter erosivo, que representan eventos caóticos de máximo flujo de las ramblas, ligados a ligeras bajadas del nivel del mar.

2.4.2.2. Ambiente subaéreo

Estos depósitos de carácter sublitoral, se desarrollan en alternancia con depósitos de carácter continental, formando secuencias progradantes que a modo de cuña conforman los relieves monoclinales suavemente inclinados hacia el mar que se desarrollan entre las ramblas activas. Los depósitos que se van a desarrollar principalmente dentro de este ambiente subaéreo, son depósitos de abanicos aluviales, caracterizados por un predominio de conglomerados de color rojo con abundantes cantos planos de materiales alpujárrides, y colores rojizos oscuros. En general, constituyen cuerpos con base irregular erosiva, y potencia variable (5 a 2 m), en

los que ha podido diferenciarse puntualmente estratificación horizontal no muy marcada, con numerosos cantes imbricados hacia el mar, así como laminaciones cruzadas interpretadas como rellenos de canal. Hacia techo estas facies de conglomerados canalizados pueden pasar a facies más arenosas o bien a facies de lutitas rojas, siendo esto último lo más común.

2.4.3. Gravas y arenas de cuarzo y dolomía, con matriz arenosa fuertemente cementados (18). Playas y desembocadura de ramblas. Pleistoceno medio-superior.

A lo largo de todo el litoral de la Cuenca de Cope, se pueden observar encajados en la secuencia previa de unidades marinas y continentales, y con una extensión que no excede por lo general los 15-20 m hacia el interior, tres unidades marinas caracterizadas por la presencia de *Strombus bubonius*, (BARDAJÍ *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1989; DABRIO *et al.*, 1990; ZAZO *et al.*, 1998). Este gasterópodo fósil constituye el principal representante de la denominada fauna cálida senegalesa, indicadora de aguas cálidas, y que ausente en el Mediterráneo actual, sobrevive en las costas tropicales de África.

El *Strombus bubonius* y su fauna acompañante (*Hyotissa hyotis*, *Cantharus viverratus*, *Conus testudinarius*, *Cymatium dolarium*, *Patella safinana*, *Brachidontes senegalensis*, etc.), aparecen por primera vez en el Mediterráneo en el Pleistoceno medio (OIS "Oxygen Isotopic Stage" 11- OIS 9) aunque su registro queda restringido a las Islas Baleares (ZAZO *et al.*, 2003; 2004), siendo durante el siguiente interglacial (OIS 7a, 180 ka) cuando aparece de forma más generalizada en todo el litoral peninsular, aunque con escaso número de ejemplares y prácticamente ausente la fauna cálida acompañante (ZAZO *et al.*, 2004). Esta primera unidad con *Strombus bubonius*, ha sido descrita y datada en los litorales de Almería, Murcia y Alicante (GOY *et al.*, 1986; HILLAIRE-MARCEL, *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1993; CAUSSE *et al.*, 1993), siendo inicialmente denominada Tirreniense I, siguiendo la definición original de ISSEL (1914). No obstante la máxima expansión en todo el Mediterráneo tanto del *Strombus bubonius* como de su fauna cálida acompañante, tiene lugar ya en el Pleistoceno superior, durante el Último Inter glaciar (OIS 5), lo que indica la existencia de unas condiciones climáticas más cálidas que en la actualidad. En lo que respecta al litoral mediterráneo español, se han llegado a diferenciar hasta cinco niveles diferentes con *S. bubonius*, indicadores de sendas altas posiciones del nivel del mar (HILLAIRE MARCEL *et al.*, 1996; GOY *et al.*, 1997; ZAZO *et al.*, 2003), tres de ellas correspondientes al OISS 5e (Campo de Tiro, Mallorca; y La Marina, Alicante) y las dos más recientes correspondientes bien al OISS (Oxygen Isotopic Sub Stage) 5c o bien al OISS5a.

En la Hoja de Cope, la ausencia de dataciones isotópicas en estas unidades con *Strombus bubonius*, hace que su correlación cronológica con los episodios datados en otros sectores del litoral español, se haya hecho mediante criterios geomorfológicos, sedimentológicos o petrológicos.

Como ya hemos dicho antes, estos tres episodios aparecen a lo largo de todo el litoral encajados en la secuencia previa de episodios marinos y continentales, presentando importantes diferencias de altura como consecuencia del funcionamiento de las fallas de dirección N120°E, que han provocado el basculamiento y desnivelación de los distintos bloques estructurales que definen. El episodio más antiguo se caracteriza por presentar una alternancia de niveles

tableados de calcarenitas muy cementadas, con laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, propio del foreshore, así como laminación cruzada característica del plunge step o escalón playero, y laminación cruzada en dirección a tierra, propia de la migración de barras sumergidas en el shoreface. Estas calcarenitas alternan con niveles de gravas, también muy cementados así como con alguna pasada de carácter más continental. Cronológicamente ha sido correlacionado con el OISS 7a, aunque dadas sus características petrológicas y sedimentológicas, también podría correlacionarse con el primer highstand registrado durante el OISS 5e en Mallorca.

El segundo episodio con *S. bubonius*, se desarrolla según un dispositivo de superposición, sobre el más antiguo, estando separado de él, bien mediante unos depósitos continentales canalizados, bien desarrollados, o bien mediante una superficie erosiva litoral con desarrollo de cubetas de disolución. Este segundo episodio presenta unas características litológicas diferentes, ya que está compuesto en general por un conglomerado de gravas de cuarzo, bien redondeadas, con un aumento en el tamaño de las partículas y una disminución en la selección, hacia techo. Estas diferencias sedimentarias, pueden estar ligadas a un aumento en la intensidad de las tormentas al final del IS 5e, que se registra así mismo en otros puntos del litoral español (ZAZO *et al.*, 2003; BARDAJÍ *et al.*, 2005). Al igual que ocurre con el primer episodio descrito, el tamaño general de las partículas va disminuyendo de Norte a Sur, lo que evidencia una dirección de la deriva litoral en ese sentido, congruente con la actual. Ambos episodios se caracterizan igualmente, por una marcada escasez de individuos, tanto de *S. bubonius*, como de la fauna acompañante. Por otro lado, las diferencias altitudinales que se observan en estos episodios a lo largo de todo el litoral, ponen de manifiesto una reactivación tectónica, con reajuste de los bloques estructurales en que se encuentra compartimentada la Cuenca, a finales del Pleistoceno superior.

Por último el tercer episodio con *Strombus bubonius* descrito en esta Cuenca, aparece siempre encajado en toda la secuencia previa, a una altura que no suele superar los 0,5 m, por lo que su afloramiento en la playa actual hace que pueda ser alternativamente cubierto por las arenas de la misma, dificultando su observación. No obstante, uno de los mejores afloramientos, visible en mayor o menor extensión prácticamente a lo largo de todo el año, se encuentra en la Playa del Sombrerico. Este depósito está formado por unas arenas finas, parcialmente bioclásticas, aunque predominantemente cuarzosas, con un abundante contenido en *Strombus bubonius*, lo que contrasta con los episodios previos.

2.4.4. Arenas oolíticas fuertemente cementadas (19) . Dunas fósiles. Pleistoceno medio-superior.

Al Sur de la Hoja de Cope se desarrolla un cordón dunar del Pleistoceno superior, fuertemente cementado y muy bien conservado, constituido por una formación eólica de litología predominantemente oolítica, que condiciona el llamativo color blanco de estas dunas. Bajo la Torre Vigía del S. XVII se observa un magnífico afloramiento de estas dunas, que en este punto "rampan" sobre el sustrato metamórfico aflorante en las inmediaciones del propio Cabo Cope. Este tipo de unidades son muy comunes a lo largo del SE peninsular, asociados a las playas fósiles del último Interglacial (OISS 5e). En la actualidad los oolitos se desarrollan en

plataformas someras de aguas cálidas, como son p.ej. las de Bahamas o Túnez, por lo que su presencia formando edificios dunares fósiles, tienen que relacionarse con unas condiciones de mayor temperatura superficial del agua del mar, también evidenciada por el registro de *S. bubonius*, y la fauna cálida acompañante, en los niveles de playa asociadas a las mismas. El análisis petrográfico llevado a cabo en oolitos de diferentes puntos del SE peninsular (MONTENAT, 1973), muestran un débil espesor de las envueltas o cortex, en relación con el núcleo, no llegando a superar por lo general la cuarta parte del diámetro total del oolito, razón por la cual, en algunos casos sólo pueden considerarse cantos con envueltas ("coated grains"). La mineralogía de los oolitos es aragonítica, con características idénticas a las de los oolitos que se forman en la actualidad en Bahamas o Túnez.

En lo que respecta al medio de formación, los oolitos se desarrollan en aguas saturadas en carbonato, de poca profundidad y sobre un fondo plano o ligeramente inclinado. En estas condiciones, la agitación generada por el oleaje inducido por los vientos dominantes, facilita la generación de las sucesivas capas concéntricas, denominadas cortex, alrededor del núcleo. Tradicionalmente se ha considerado necesaria una bajada del nivel del mar, que facilite la exposición subaérea de estos oolitos, de manera que fuese posible su retrabajamiento por parte del viento. No obstante, no es estrictamente necesario plantear una bajada del nivel del mar, ya que estos oolitos pueden ser arrastrados a la playa por las corrientes litorales y el oleaje durante tormentas, y una vez allí ser retrabajados por el viento, pasando a formar parte de los sistemas eólicos asociados.

2.4.5. Arenas cuarzosas fuertemente cementadas (**21**). Dunas fósiles. Pleistoceno superior-Holoceno.

Asociada a las dunas oolíticas descritas, se desarrolla una segunda formación eólica en esta Hoja, de naturaleza cuarzosa, y color más amarillento, que las anteriores. Estas dunas, se superponen tanto a las dunas oolíticas como a los depósitos marinos previos en el área del Sombrerico. La interpretación cronológica se ha hecho en función de esta disposición morfológica así como del hecho de que estas dunas se presentan localmente asociadas al tercer nivel de playa con *Strombus bubonius* descrito, y cuya litología es congruente con la del sistema dunar. Estos datos permiten asignar una edad Pleistoceno superior, y más concretamente con un highstand del último Interglacial, bien posterior al OISS 5e, o bien otro pico diferente de este subestadio isotópico (ZAZO et al., 2003).

2.4.6. Cantos y bloques con arenas y limos (**23**). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno.

Presentan una litología variable en función del sustrato sobre el que se desarrollan, habiéndose cartografiado únicamente asociados a dos tipos de frentes, ya que por lo general constituyen afloramientos de pequeña extensión, que se desarrollan orlando los diferentes relieves que se distribuyen a lo largo de la Hoja. Estos coluviones, representan formaciones menos energéticas y se encuentran poco consolidadas y poseen un porcentaje menor de matriz arcillosa. Mención especial merecen los coluviones desarrollados al pie del Cabo Cope, que presentan un paso progresivo hacia unidades de piedemonte (glacis coluvial) finalizando en un desarrollo de abanicos aluviales coalescentes de esa misma edad. En este caso los depó-

sitos están constituidos por bloques y gravas de calizas y dolomías procedentes del macizo maláguide que constituye el cabo en s.s., parcialmente cementados.

En general, se les ha asignado una edad final del Pleistoceno superior-Holoceno, por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente. Aunque, en esta hoja no se posee ningún dato cronológico absoluto, el momento de formación de los mismos podría correlacionarse con el de los depósitos de gravedad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas no muy lejanas (Alicante) que indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final del Pleistoceno superior acompañada de un aparente deterioro climático en niveles con industria atribuible al Musteriense y Magdalenense (MONTES, 1989; CARRION, 1992; CARRION *et al.*, 1995). En concreto tanto MACKLIN *et al.*, (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

2.4.7. Cantos, arenas y limos (**24**). Glacis coluvial. Pleistoceno superior-Holoceno.

Este tipo de depósitos, al igual que los coluviones, presenta una litología variable, función del sustrato sobre el que se desarrollan, aunque difieren de estos en que su génesis no es estrictamente gravitacional, sino que constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial. En la Hoja de Cope, se disponen hacia el interior del relieve de Cabo Cope en continuidad longitudinal con los depósitos coluvionales de mayor pendiente y los abanicos aluviales coalescentes hacia el pie de la ladera. En general están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz arenoso-arcillosa, muy cementados. Este tipo de depósitos suele presentar una estructuración interna muy grosera en bancos de más de 2 m de potencia, con buzamientos superiores a los 40°, que van amortiguándose hacia el pie de la ladera donde son comunes las superficies deposicionales con buzamientos entorno a los 20°. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700 m de los relieves marginales que las alimentan.

2.4.8. Limos y arcillas negros con materia orgánica (**25**). Lagoon colmatado. Pleistoceno superior-Holoceno.

El desarrollo de los sistemas dunares descritos durante el último período interglacial, permitió el cierre progresivo de la zona que se extendía entre el Cabo Cope, y los depósitos marinos más antiguos en el Sombrerico, favoreciéndose así el desarrollo de un lagoon. Cuando el crecimiento de estos cordones dunares condujeron al cierre total de este lagoon, que dejó de tener intercambio de agua con el mar abierto, con lo que se fue colmatando progresivamente hasta constituir una zona plana protegida por el cordón fósil, claramente observable en la actualidad. El relleno de este antiguo lagoon, está constituido por materiales dominante mente finos, como son limos y arcillas, característicos de aguas tranquilas con mínima energía, de colores oscuros, negruzcos, condicionados por un cierto contenido en materia orgánica, así como por la litología del material alpujárride que lo rodea.

2.4.9. Gravas, arenas, limos y arcillas (**26**). Aluvial-coluvial. Holoceno.

Se han incluido dentro de este apartado todos esos materiales mixtos asociados a las laderas, cuya pendiente les hace asociarse a depósitos de gravedad (coluviones), pero que además se asocian a la salida de pequeñas vaguadas que les hacen susceptibles de presentar esporádicamente un funcionamiento aluvial. En general se dan asociados a la intersección entre el final de relieves de dimensiones medias con cursos fluviales del fondo de valles relativamente encajados, como son los que drenan las Sierras de Águilas en el Oeste de la Hoja. Su litología, está condicionado por tanto con los procesos generadores, siendo por lo general gravas y cantos de material alpujárride, cuya naturaleza fácilmente disagregable favorece a su vez los tamaños más finos de partículas.

2.4.10. Arenas gruesas y cantos cementados (**27**). Playas fósiles. Holoceno.

Aunque gran parte de los depósitos descritos como terrazas marinas, o como playas y desembocaduras de ramblas con *S.bubonius*, constituyen en realidad playas fósiles, hemos preferido dejar este epígrafe exclusivamente para aquéllas playas de edad holocena, que afloran en la playa actual, y que penden ser consideradas auténticas "beachrocks". Estas características únicamente las reúne la unidad que se registra en la Playa de la Cala, al Oeste de Calabardina, donde es claramente observable a lo largo de la línea de costa, prácticamente a la altura del nivel del mar, sin que supere los 0,5 m sobre el mismo. Está constituida por unos depósitos de color oscuro, en los que alternan niveles de arenas gruesas y gravas, de cuarzo y cuarcita, de pequeño tamaño (2-3 mm), con niveles de mayor granulometría, aunque nunca superando 1 cm en diámetro. Presenta asimismo, una laminación grosera hacia el mar, típica de la zona de swash en el foreshore, y se encuentran fuertemente cementados. No se ha podido encontrar algún tipo de fauna característica que permitiese su datación, por lo que su asignación al Holoceno, se ha hecho en función de criterios morfoestratigráficos.

Estas características sedimentológicas permiten asimilar esta unidad a un depósito de "beachrock". Las "beachrock" se han definido como sedimentos de playa rápidamente cementados en la zona intermareal, por calcita magnesiana o aragonito. Aunque inicialmente relacionadas genéticamente con climas tropicales o subtropicales, han sido también descritas en prácticamente todo tipo de condiciones climáticas (REY et al., 2004). En la actualidad, aunque su génesis sigue siendo objeto de debate, parece haber un consenso en que para su formación es necesaria una supersaturación en carbonato cálcico mediante la evaporación directa del agua del mar, así como una rápida pérdida de CO₂ en la zona vadosa o en la zona de mezcla entre los flujos de agua marina y continental (SCHOFIN, 1979; HANOR, 1978; SCHMALZ, 1971).

2.4.11. Arenas o gravas bien seleccionadas (**29**). Playas actuales. Holoceno.

En la Hoja de Cope, las playas más extensas son las de la zona de Calabardina, ya que hacia el Norte de Cabo Cope, el desarrollo de playas está muy limitado por el afloramiento a lo largo de todo el litoral de las cuñas progradantes ya descritas, que registran toda la secuencia de episodios marinos y continentales pleistocenos.

En la zona de Calabardina, las playas son de arenas gruesas, con una alta proporción de fragmentos de procedencia alpujárride, que les otorgan un color oscuro. Por el contrario muchas de las calas o pequeñas playas que se desarrollan a lo largo de la Cuenca de Cope, están formadas por arenas finas, con colores más claros o amarillentos, condicionados por el retrabajamiento de las calcarenitas amarillas del Plioceno-Pleistoceno inferior, que conforman parte de los tramos acantilados de la costa.

2.4.12. Limos pardos, arenas y gravas (30). Fondos de valle actuales. Holoceno.

Se han cartografiado como fondos de valle, todos aquéllos que estando asociados al drenaje actual, no constituyen en realidad los cauces principales de las ramblas activas, por los que se efectúa el drenaje efectivo de la cuenca, ya que muchos de ellos además no están directamente conectados con el mar. Estos fondos de valle se encuentran recubiertos por materiales en general de menor energía que los fondos de rambla activa, siendo predominantemente limos pardos, con gravas y arenas.

2.4.13. Limos, gravas, arenas y bloques (31). Fondos de rambla torrencial. Holoceno.

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos las ramblas principales que drenan la hoja de Cope, ya que todos ellos poseen una dinámica torrencial y son potencialmente activos. Constituyen en general sistemas torrenciales muy dinámicos en los que se concentran los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995). La mayoría de los lechos de las ramblas están recubiertos por bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura. En algunos casos es posible observar una cierta organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas, no cartografiables en su mayoría.

2.4.14. Gravas, cantos y arenas (32). Terrazas fluviales. Pleistoceno superior-Holoceno y recientes.

En la Hoja de Cope las terrazas fluviales están muy minoritariamente representadas, constituyendo pequeños bancos aterrazados desarrollados en las márgenes de las ramblas principales, de dimensiones muy habitualmente no cartografiables a la escala de trabajo. Están formadas por fragmentos de pizarras y filitas, procedentes del Complejo alpujárride, que por su naturaleza altamente friable, no suelen alcanzar el tamaño bloque, y con una matriz limoso-arcillosa de color rojo muy oscuro o marrón. Estas terrazas, sobre todo las más antiguas se encuentran ligeramente cementadas, y pueden llegar a presentar un ligero encostramiento calcáreo en superficie. Su edad, aunque sin ningún dato de cronología absoluta, ha sido asignada por correlación lateral con los sistemas de abanicos aluviales desarrollados en el interior de la cuenca, y en el caso de las terrazas desarrolladas más cercana al litoral y asignadas al Pleistoceno superior, se ha tenido en cuenta así mismo la posición del nivel del mar por debajo del actual, durante el último período glacial.

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

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

Esta sucesión de sierras se articula a favor de antiguos accidentes béticos y/o diferentes fallas activas con direcciones que varían desde prácticamente N-S hasta E-O, las cuales no sólo delimitan dicho Arco, sino que también son las responsables de la creación de las diferentes cuencas sedimentarias, neógenas y cuaternarias, que se distribuyen a lo largo de todo este sector. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (mayores de 500 m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son uno de los elementos geomorfológicos más característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA *et al.*, 2003 b).

En detalle, la Hoja de Cope incluye la práctica totalidad de la cuenca de Cope, presidida en su borde Sur por la imponente presencia del Cabo Cope, delimitada hacia el Oeste por las Sierras de Águilas, y hacia el Norte por el Lomo del Bas, abriéndose hacia el Mediterráneo por su margen oriental. El reducido tamaño de esta Cuenca (aproximadamente 36 km²), con una diferencia máxima de cota de unos 200 m, no son óbice para que esta Cuenca pueda y deba ser considerada como una cuenca tipo para el estudio de las variaciones del nivel del mar, y de la evolución geodinámica de este sector del SE peninsular durante el Plioceno y el Pleistoceno.

La principal característica fisiográfica de la Cuenca de Cope es el desarrollo de una serie de relieves monoclinales, ligeramente inclinados, que ha modo de cuñas bajan hacia el mar entre las ramblas que drenan los diferentes sistemas montañosos. La hasta ahora prácticamente total ausencia de núcleos urbanos y/o urbanizaciones en esta cuenca, ha favorecido el análisis de las secuencias de depósitos marinos y continentales, de edad Plioceno-Pleistoceno, que afloran en las márgenes de dichos relieves monoclinales, y que constituyen una de las más completas de la Región de Murcia.

El clima de esta zona de la Región de Murcia se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. Según la clasificación de Köppen, la hoja de Cope se encuadra dentro de lo que se denomina clima desértico (Bwh), producto de la degradación del clima mediterráneo por la acusada falta de precipitaciones, (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). La zona presenta una acusada aridez con temperaturas medias anuales que se en-

cuentran entre las más altas de la península (entre 17 y 20°C) y unas características pluviométricas marcadas por precipitaciones muy escasas, en torno a los 200 mm anuales, y tasas de evapotranspiración que casi alcanzan los 1000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por lo general, el número de meses secos es casi siempre superior a nueve, concentrándose las precipitaciones en Abril y, sobre todo, en Octubre-Noviembre, meses en que se suele registrar la mayor intensidad de lluvias, asociadas en general a situaciones de "gota fría" (CASTILLO REQUENA, 1982; ALONSO SARRIÁ, et al., 2002). La formación de estas células frías esta condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la zona terrestre, lo que hace aumentar la intensidad de los vientos del Este reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1989). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

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

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

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

El Arco Axial Montañoso. Constituye la zona axial elevada del Arco de Águilas, alrededor del cual se distribuyen las diferentes cuencas sedimentarias tanto neógenas como cuaternarias. Está limitado en su margen externo por las Fallas de Palomares y del Saladillo, la cual constituye la prolongación deflectada de la primera, estando definido por la estructura convexa que definen la sucesión de las Sierras de Almagrera, Carrasquilla, Almenara y Algarrobo.

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

Arco Interno. Definido por todas las cuencas que se desarrollan en el interior del Arco Axial Montañoso, la mayoría de las cuales alcanzan su patrón morfoestructural actual a inicios del Plioceno. El comportamiento y características geodinámicas de cada una de ellas vienen definidos por su posición con respecto al movimiento de indentación del Arco de Águilas, así como por su localización dentro de las diferentes bandas estructurales arqueadas que conforman dicha estructura.

La zona que nos ocupa, situada en la fachada mediterránea del Arco de Águilas, presenta desde el Plioceno unas características generales distensivas, dentro del marco general de compresión, condicionadas por el despegue hacia el Sur de los bloques estructurales definidos por las distintas fracturas responsables de su génesis y evolución. Estas características han condicionado el que se denominen Cuencas de Despegue Litorales (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ et al., 1999) a las Cuencas de Cope y de Águilas.

Desde el punto geomorfológico, la presencia de importantes desniveles, unida al carácter poco resistente de los materiales metamórficos del sustrato bético, favorece la generación de grandes cantidades de derrubios, susceptibles de ser removilizadas durante los episodios de lluvias torrenciales. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma la escasa 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 hacia el mar durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales, depósitos rambla), y su posterior retrabajamiento por parte del oleaje ya en su desembocadura, los que dominan el modelado en la cuenca de Cope. El desarrollo de estos sistemas con elevada capacidad de transporte, da un fuerte carácter episódico y poco evolucionado a las unidades sedimentarias desarrolladas.

Respecto al drenaje dominan los sistemas de ramblas de corto recorrido que se adaptan al paso de fracturas ENE-OSO en el interior de las Sierras de Águilas y N120, en su tramo final, ya en la propia Cuenca de Cope. Estas ramblas vierten directamente al mar, lo que les confiere un nivel de base dinámico, que es el que va a controlar las fases de agrandación/incisión de dichos sistemas, regulando asimismo el dispositivo geomorfológico de las diferentes unidades morfosedimentarias desarrolladas. Los sucesivos cambios del nivel del mar ocurridos a lo largo del Cuaternario determinan el desarrollo de las secuencias de depósitos alternantes marinos y continentales, que se observan en las cuñas progradantes de la Cuenca de Cope.

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja de Cope se caracteriza por la presencia como elemento dominante del Cabo Cope, que se yergue al Sur de la Cuenca sedimentaria pliocena-pleistocena. Esta cuenca se encuentra a su vez limitada al Norte y al Oeste, por sendos sistemas de fallas a favor de las que se desarrollan frentes montañosos, con mayor o menor registro de sistemas de abanicos aluviales. No obstante en la Hoja de Cope únicamente está representado el frente montañoso más septentrional, el que separa la cuenca de los relieves del Lomo del Bas, y que se genera como consecuencia del juego de la Falla Panadera de dirección N80°E.

La Cuenca de Cope presenta una geometría romboidal controlada por dos sistemas de fracturas, N60°E y N120°E, los cuales junto con la Falla Panadera (N80°E) que delimita el Frente Montañoso del Lomo del Bas, fueron los responsables de la apertura de la misma a comienzos del Plioceno (BARDAJÍ *et al.*, 1986; 1990; BARDAJÍ, 1999). La actividad diferencial de estos sistemas de fracturas a lo largo del tiempo, ha determinado la existencia de bloques estructurales que marcan sectores con comportamiento geodinámico muy diferente.

Estos sistemas de fracturas controlan no sólo la geometría de la cuenca, sino también sus principales directrices morfogenéticas. El Sistema N60°E (Sistema de Águilas-Cope), está formado en muchos casos por la reactivación de antiguos accidentes béticos, como es por ejemplo la falla que ha controlado el levantamiento del macizo maláguide de Cabo Cope. A este sistema de fracturas se asocian así mismo muchas de las ramblas en su recorrido por el interior de las Sierras de Águilas (al Oeste de la Cuenca) así como el Frente Montañoso de Cuesta de Mula (SILVA *et al.*, 1992; 2003), que aunque constituye el límite noroccidental de la Cuenca, no está representado en esta Hoja. Así mismo, fallas y lineamientos con esta dirección, como es el lineamiento del Cine de Cope (BARDAJÍ, 1999), son las responsables del afloramiento de pequeños relieves de material bético que se encuentran distribuidos a lo largo de toda la cuenca, controlando igualmente la máxima extensión del mar Plioceno en esta Cuenca. El funcionamiento de estas fracturas inicialmente fue de carácter sinestral, condicionado por su orientación con respecto al eje de esfuerzos, aunque con una importante componente vertical.

El segundo sistema de fracturas más representativo de la Hoja, tiene una dirección N120°E (BARDAJÍ *et al.*, 1986; 1990; BARDAJÍ, 1999) y es al que se adaptan prácticamente todas las ramblas que atraviesan la cuenca. La importancia de este sistema es doble, en primer lugar ha controlado las directrices morfosedimentarias de la cuenca desde su formación, a través del control que ha supuesto en la orientación de la red de drenaje. En segundo lugar, ha favorecido la creación de bloques estructurales, cuyo movimiento diferencial ha generado zonas elevadas y subsidentes, controlando el desarrollo de las unidades morfosedimentarias, tanto marinas como continentales. Una de las fallas más importantes de este sistema es la Falla de La Galera, llamada así porque la rambla de dicho nombre se ajusta a ella en su desembocadura (BARDAJÍ *et al.*, 1986; 1990; BARDAJÍ, 1999). Esta falla delimita dos sectores con comportamiento geodinámico y geomorfológico muy diferente, ya que hacia el Norte de la misma, el mayor grado de levantamiento de dicho bloque estructural condiciona el desarrollo de unidades de carácter continental, mientras que hacia el Sur, el hundimiento diferencial

de los bloques estructurales correspondientes, favorece un mayor y mejor desarrollo de secuencias marino/continentales. Las diferentes alturas a las que se encuentran las unidades morfosedimentarias cuaternarias en los bloques estructurales definidos por estas fracturas, evidencian un marcado funcionamiento normal para la mayoría de ellas.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. *Formas estructurales*

La Hoja de Cope se caracteriza por presentar un marcado condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y, principalmente, en la orientación de la red de drenaje.

Dentro de las formas estructurales cartografiadas en esta hoja, figuran en primer lugar las trazas de falla/falla supuesta. Estas fallas han sido cartografiadas como fallas en sentido genérico, sin ninguna dirección de movimiento, debido a que la mayoría de ellas presentan cambios importantes en su cinemática como consecuencia de la rotación experimentada por la dirección del eje de esfuerzos, ya comentada anteriormente. Algunas de estas fallas, principalmente las de dirección N60°E, consisten en la reactivación de accidentes béticos, mientras que las de dirección N120°E, son en general fallas más recientes, generadas como consecuencia de los procesos de apertura de la cuenca y reajuste posterior de bloques estructurales. Los valles de fractura incluidos en esta Hoja, se asocian en general a cursos fluviales de menor importancia, que se adaptan a fracturas N60°E a su paso por las Sierras de Águilas, que delimitan la Cuenca de Cope, por su borde occidental, con la de Águilas.

Por otro lado, las fracturas N120°E, son las responsables de la compartimentación en bloques estructurales que presenta esta cuenca. El funcionamiento de estas fracturas es en general de carácter normal, aunque el sentido de las mismas ha variado a lo largo del tiempo. Este funcionamiento es el responsable del basculamiento que presentan dichos bloques en la actualidad, puesto de manifiesto por las diferentes alturas a las que se encuentran las unidades marinas cuaternarias que se desarrollan en dichos bloques. Estas unidades marinas, conforman en realidad una secuencia progradante, bastante completa de unidades tanto marinas como continentales, fuertemente cementadas que se encuentra ligeramente inclinada hacia el mar, presentando hacia el interior de la cuenca lo que hemos cartografiado como escarpes estructurales en capas monoclinales .

Por último, el relieve de mayor altura en esta Hoja lo conforma el promontorio del Cabo Cope, constituido por calizas y dolomías de edad Triásico-Jurásico, del Complejo Maláguide (ESPINOSA GODOY *et al.*, 1974; ALVAREZ, 1987; ALVAREZ & ALDAYA, 1985). Las características litológicas de este relieve, con una gran resistencia a la erosión, favorece el que esté coronado por una cresta estructural.

3.2.2.2. *Elementos y formas gravitacionales*

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Cope son los coluviones, depósitos asociados a procesos gravitacionales y adosados a las vertientes de fuerte pendiente. Los más importantes se desarrollan al pie del Cabo Cope, constituyendo formaciones de pequeña

extensión y elevada pendiente, que ejercen un papel de articulación entre los afloramientos rocosos de dicho Cabo, y las formas poligénicas de menor pendiente desarrolladas ladera abajo.

3.2.2.3. *Formas fluviales*

Son las de mayor representación en la Hoja de Cope, y responden en su mayoría a sistemas de abanicos aluviales asociados tanto a las bajadas de las ramblas principales, como a los frentes de los principales relieves de la Hoja. Se han diferenciado dos tipos de abanicos aluviales: Abanicos aluviales de baja pendiente y abanicos aluviales de alta pendiente; ambos tipos presentan una muy baja cementación y/o encostramiento superficial, hecho probablemente ligado a las características litológicas de las áreas fuente de las que provienen. El primer tipo, los abanicos aluviales de baja pendiente, constituyen secuencias asociadas principalmente a las bajadas de las ramblas principales (Rambla Elena, Rambla del Gato, Rambla de la Galera y Rambla del Garrobillo), por lo que en realidad deberían haberse denominado abanicos de rambla. En su mayoría constituyen secuencias progradantes de abanicos aluviales, de no muy gran extensión, exceptuando el sistema asociado a la Rambla de La Galera, el cual presenta un desarrollo diferencial a lo largo del tiempo, en función del movimiento de la falla del mismo nombre, y por lo tanto de cuál sea el bloque hundido en cada momento (BARDAJÍ, 1999). La evolución de estos sistemas de abanicos, está ligada a los cambios del nivel del mar pleistocenos, que ha ejercido un papel de nivel de base dinámico.

Las terrazas fluviales no tienen un gran desarrollo en la Hoja de Cope, estando asociadas únicamente a algunas de las ramblas principales (Rambla del Gato, Rambla del Garrobillo) sin que constituyan secuencias cronológica ni espacialmente muy extensas. Aunque se han cartografiado como terrazas fluviales, en realidad podrían tratarse de restos de sistemas de abanicos aluviales confinados desarrollados durante los momentos de ascenso del nivel del mar, en el interior de los valles de abanicos o cauces de las ramblas principales.

La evolución de este tipo de sistemas de abanicos aluviales con nivel de base dinámico, es decir controlados por los cambios del nivel del mar (MUTTO, 1987; SOMOZA, 1989; BARDAJÍ, 1999), implican una serie de estadios, que pueden reconocerse en esta Hoja. Durante momentos de alto nivel del mar (highstand) se desarrollan abanicos abiertos, de mayor extensión lateral, que pueden en realidad correlacionarse con los abanicos aluviales de baja pendiente asociados a las ramblas principales cartografiados en esta Hoja. Durante la bajada del nivel del mar, se produciría el encajamiento del valle del abanico, o rambla, proceso que culmina cuando se alcanza la menor altura del nivel del mar (lowstand). A partir de este momento, el progresivo ascenso del mar, promueve el desarrollo de abanicos confinados en el interior de estos valles previamente excavados, que constituirían gran parte de lo que ha sido cartografiado como terrazas fluviales en esta hoja, y que corresponden cronológicamente al último ascenso del nivel del mar, desde el último máximo glacial (BARDAJÍ, 1999).

En lo que se refiere a los abanicos aluviales de alta pendiente hay que decir, que su representación es marcadamente minoritaria en la Hoja de Cope, estando asociados principalmente a la existencia de frentes montañosos importantes, como es el caso de los abanicos asociados al Cabo Cope. En este caso, los abanicos aluviales constituyen el elemento final de una secuencia sedimentaria caracterizada por el desarrollo inicial de depósitos de gravedad, que

articulan los afloramientos rocosos con las unidades poligénicas de glacis coluviales y depósitos de piedemonte, y que finaliza con las mencionadas unidades aluviales de alta pendiente, que enlazan ya con la depresión.

Otros elementos y formas de carácter fluvial lo constituyen la incisión lineal y los escarpes de erosión fluvial (< 25 m). La primera de ellas, no está muy desarrollada en la hoja, debido a la escasez de afloramientos condicionantes, y al predominio de unidades deposicionales en la misma. Está por tanto relegada al interior de los macizos montañosos periféricos, donde predomina el afloramiento de materiales metamórficos alpujárrides, de alta esquistosidad y/o pizarrosidad. Con respecto a los escarpes de erosión fluvial, se han diferenciado dos tipos, en primer lugar los que separan las terrazas fluviales del cauce actual de la rambla (escarpa de terraza), y por otro lado los que separan generaciones diferentes de abanicos aluviales dentro de una misma secuencia, y que por tanto marcan un dispositivo geomorfológico de encajamiento de abanicos aluviales.

Para terminar con los elementos y formas fluviales, hay que mencionar la presencia de fondos de valle aluvial, fondos de rambla torrencial, y depósitos aluviales/coluviales, sin que ninguno de ellos posea un carácter permanente. Como fondos de valle aluvial, han sido cartografiados todos aquéllos fondos que no parecen presentar un funcionamiento actual muy marcado, ya sea por su corto recorrido, o por las características de su desembocadura no directa al mar. Estas características contrastan con los fondos rambla actual que destacan por su carácter dinámico y su torrencialidad, conectando todas ellas los relieves del interior de la cuenca con el mar. Por último, los depósitos aluviales/coluviales, corresponden a todos aquéllos fondos de valles de corto recorrido en general, que se desarrollan en el interior del relieve, presentando una elevada pendiente, por lo que su relleno responde a un proceso mixto aluvial/coluvial.

3.2.2.4. Elementos y formas eólicas

La representación de los depósitos eólicos en esta Hoja, no es muy importante en cuanto a su extensión espacial, pero sí desde el punto de vista de la reconstrucción paleoambiental. El desarrollo de formas de origen eólico queda restringido a la zona meridional de la Cuenca, en donde al pie del Cabo Cope se registra un magnífico ejemplo de cordón dunar fósil del Pleistoceno superior (BARDAJÍ *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1989; BARDAJÍ, 1999). Siguiendo la línea de costa desde la Torre de Cope, hacia el Norte, hasta la Punta del Sombrerico se observa un cordón dunar que conserva perfectamente su morfología original, que deja aislado un antiguo lagoon colmatado en la actualidad, que se desarrolló durante el último período interglaciar. Este cordón se encuentra fuertemente cementado, y está en realidad constituido por dos unidades diferentes, la más antigua es la que presenta una mayor expresión morfológica estando formada por dunas oolíticas. La naturaleza oolítica de estas dunas permite correlacionarlas con los depósitos de iguales características, pertenecientes al Subestadio isotópico 5e y que se registran a lo largo del litoral mediterráneo, (GOY y ZAZO, 1982; ZAZO *et al.*, 1984; HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1986; CAUSSE *et al.*, 1993; GOY *et al.*, 1993). Superpuesta a esta unidad oolítica y con menor desarrollo espacial, se pueden observar hacia la Punta del Sombrerico, acumulaciones eólicas de carácter cuarzoso (dunas cuarzosas) pertenecientes también al último intergalcial, (BARDAJÍ *et al.*, 1986; GOY *et al.*, 1989; BARDAJÍ, 1999).

3.2.2.5. Elementos y formas litorales

La Cuenca de Cope, por sus dimensiones y fundamentalmente por su, hasta ahora, prácticamente total conservación de afloramientos, permite el estudio de una de las mejores secuencias de unidades marinas y continentales pleistocenas desarrolladas en el litoral bético. Los principales elementos de origen litoral cartografiados en esta Hoja son las denominadas genéricamente terrazas marinas. En realidad estas terrazas marinas están formadas por una serie de unidades litorales progradantes que alternan con unidades de carácter continental, y cuyo dispositivo geomorfológico general es de solapamiento. La génesis de estas unidades está ligada a la antigua desembocadura de ramblas y posterior retrabajamiento por parte del oleaje. Los depósitos correspondientes son unos conglomerados fuertemente cementados, con cantos de tamaño muy variable, desde bolos hasta gravas y arenas, muy redondeados. No obstante el rasgo morfológico más destacable de estas unidades, es el marcado resalte que suponen en el paisaje, ya que conforman una serie de relieves monocliniales suavemente inclinados hacia el mar, muy resistentes a la erosión, que se distribuyen entre las ramblas actuales, en la zona más cercana al litoral actual.

En su fachada hacia el mar, estas terrazas marinas presentan en prácticamente todos los casos una rasa litoral o plataforma de abrasión, basculada diferencialmente según el bloque estructural en el que se encuentre, sobre la que en muchos casos se desarrollan los depósitos marinos correspondientes al último y penúltimo interglaciar, y que a su vez son erosionados posteriormente, dando una nueva plataforma (BARDAJÍ, 1999). Aunque se puede establecer la extensión temporal o diacronía en el desarrollo de estas plataformas de abrasión, previa y posterior al último y penúltimo interglaciar, es muy difícil separarlas cartográficamente, por lo que han sido consideradas de manera general, como una única unidad, aunque extendiéndola temporalmente desde el Pleistoceno medio final hasta la actualidad.

Como playa fósil únicamente se han considerado aquéllos casos en que los depósitos litorales correspondientes, conservan perfectamente la morfología, y además se encuentran en una posición altimétrica igual o similar a la playa actual. Estos casos sólo son dos, en primer lugar la playa fósil (último interglaciar), con abundantes ejemplares de *Strombus bubonius* que se desarrolla a +0,5-1 m, bajo las arenas de la playa actual del Sombrerico, y que sólo puede ser observada en momentos en que dichas arenas han sido removilizadas por el oleaje incidente. Esta playa está formada por arenas finas, cuarzosas, fuertemente cementadas. El segundo caso, se observa al Oeste del Cabo Cope, y consiste en un beach rock holoceno, formado por arenas gruesas y microconglomerados (cantos 2-3 mm), cementados, que afloran a +0,5 m en la Playa de La Cala, al Oeste de la localidad de Calabardina. Por otro lado las playas de arena actuales, se desarrollan como pequeñas calas a lo largo de todo el litoral de la Hoja, coincidiendo en la mayoría de los casos con la desembocadura de las principales ramblas, entre los salientes rocosos que conforman los afloramientos de las secuencias de depósitos marinas y continentales tanto pliocenos como pleistocenos antes descritos, y que constituyen un frente de acantilados de altura inferior a 25 m. Estas playas son en su mayoría de carácter arenoso, aunque hacia el Norte de la cuenca (Playa Larga, Playa de los Hierros) presentan una mayor granulometría. Esta característica está condicionada por una dirección de la deriva litoral hacia el Sur en todo este sector.

Como ya hemos indicado más arriba, el desarrollo durante el último período interglaciar de un importante cordón dunar, favoreció la formación de un pequeño lagoon colmatado en la actualidad, que se puede observar al pie del Cabo Cope.

Por último, los afloramientos del sustrato bético de Cabo Cope y el Lomo del Bas, así como los correspondientes a material Plioceno de Cala Blanca, favorecen el desarrollo de importantes acantilados de altura superior a 25 m, siendo promovido en este último caso, por el rejuego de una de las fracturas de dirección N120°E, que provocó el levantamiento de este bloque estructural, impidiendo así mismo el desarrollo de unidades marinas cuaternarias.

3.2.2.6. Elementos y formas de alteración química

Se han considerado dentro de este epígrafe las superficies deposicionales pliocenas y pleistocenas afectadas por procesos de encostramiento calcáreo. Aunque desde un punto estrictamente geomorfológico no puedan considerarse como una forma, si que son elementos característicos del paisaje semiárido del SE Peninsular (Alicante, Murcia y Almería). No obstante, hay que decir que la presencia de este tipo de formaciones superficiales, es muy escaso en la Hoja de Cope. Únicamente algunos abanicos aluviales y glacis coluviales desarrollados hacia el Sur de la cuenca, en las inmediaciones de Cabo Cope presentan este tipo de formación superficial. En concreto, la más llamativa de ellas, la constituye los encostramientos que presentan las unidades de glacis coluvial que tapizan parcialmente las laderas del Cabo Cope. La edad de los depósitos a los que afecta, hace que hayamos circunscrito estas formaciones al Pleistoceno medio, aunque pudieran ser ligeramente más antiguas o modernas. Las razones de la escasez de importantes encostramientos, tan comunes en otros sectores de la Región de Murcia, deben relacionarse con la naturaleza del sustrato bético en todo este sector, donde dominan los materiales alpujárrides no carbonatados. La excepción del afloramiento maláguide de Cabo Cope, es probablemente la responsable del fuerte encostramiento que presentan las unidades sedimentarias asociadas al mismo.

3.2.2.7. Elementos y formas poligénicas

Las formas que pueden adscribirse a este apartado son tres: cerros aislados, relieves residuales, glacis coluviales y montículo, lomas.

Los cerros aislados están constituidos en su mayoría por pequeños afloramientos de sustrato bético, siendo muy minoritarios los que suponen afloramientos del Plioceno. La importancia de estos relieves aislados radica en que nos marcan la traza de fracturas del sistema N60°E, así como la máxima extensión del mar Plioceno. En cuanto a los glacis coluviales, sólo han sido cartografiados como tales, los que tapizan parcialmente las laderas del Cabo Cope, sobre todo en su vertiente Norte, y que presentan un encostramiento calcáreo muy marcado. En el Cabo Cope, este tipo de depósitos se desarrolla como elemento intermedio o de articulación entre los depósitos puramente gravitacionales (coluviones) y los de carácter aluvial que ya conectan con la depresión. De manera que en realidad son depósitos mixtos en los que se mezclan el efecto de la gravedad y la pendiente, con la acción de la eventual escorrentía superficial. Por el Sur se distingue mediante una alineación montañosa cuya altu-

ra disminuye gradualmente hacia el Este, existiendo sólo algunas pequeñas lomas cerca del mar Mediterráneo.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales cuaternarias que se desarrollan en la Hoja de Cope son fundamentalmente de dos tipos: en primer lugar las formaciones relacionadas con las bajadas de las principales ramblas que drenan esta cuenca, y en segundo lugar, las unidades marinas relacionadas con antiguas desembocaduras de las mismas. Independientemente de estos dos tipos mayoritarios, tenemos las formaciones de origen eólico y de lagoon.

Comenzando por las formaciones de mayor extensión, las formaciones aluviales, hay que decir que en general son acumulaciones de gravas, muy poco cementadas, constituidas por cantes angulosos y planos, de litología metamórfica, principalmente materiales alpujárrides, en donde dominan elementos friables, fácilmente desmenuzables tales como filitas, esquistos, etc. Muchos de estos depósitos presentan asimismo una matriz arcillosa y color rojizo, producto de la máxima alteración de estos elementos, en este sentido hay que mencionar que son los depósitos aluviales más antiguos, principalmente los desarrollados al pie del Lomo del Bas, en las inmediaciones de la localidad del Garrobillo, o Casas del Cantal, los que presentan mayor abundancia de matriz arcillosa. En general el tamaño de los cantes no supera el decímetro, este hecho está relacionado con la naturaleza frágil de los componentes.

En segundo lugar, las formaciones de carácter marino o litoral cartografiadas como terrazas marinas, están constituidas por diferentes cuerpos progradantes muy cementados, y han sido definidas como depósitos de rambla-delta (BARDAJÍ *et al.*, 1990; DABRIO *et al.*, 1990). Este tipo de unidades presenta unas características propias condicionadas por el funcionamiento esporádico y torrencial de las ramblas, en muchos casos de carácter catastrófico, y el posterior retrabajamiento por parte del oleaje, de los sedimentos así transportados. Dentro de estas unidades se pueden diferenciar a su vez dos tipos de depósitos: depósitos de mass flow y depósitos de playa. Los primeros están constituidos por conglomerados granosoportados, de aspecto caótico, heterométricos y redondeados, con tamaños que pueden llegar a tener tamaños decimétricos. Estos depósitos responden a eventos caóticos de máximo flujo de la rambla. Los depósitos de playa, consisten a su vez en conglomerados y arenas gruesas que conforman por lo general secuencias granocrecientes, y en las que se pueden distinguir de muro a techo las siguientes facies: Una unidad inferior compuesta por arenas con laminación paralela y ripples de oscilación, que representa bien el shoreface o bien su transición hacia el offshore. A continuación una unidad intermedia de arenas y gravas con laminación cruzada, que corresponde a la parte más alta del shoreface, donde domina la acción del oleaje. La tercera zona, sería la que presenta la acumulación de los mayores tamaños de partícula, que a techo van pasando a gravas finas bien seleccionadas, conformando una secuencia grano-creciente, que caracteriza la parte baja del foreshore, donde las olas al romper favorecen la acumulación de estos mayores tamaños de grano. El tramo final que caracteriza estas secuencias, está formado por gravas bien seleccionadas con laminación paralela suavemente inclinada hacia el mar, que caracterizaría el foreshore.

Además de estos dos tipos mayoritarios de formaciones superficiales, hay que mencionar como un elemento característico de esta Hoja, el cordón dunar fósil que se extiende desde el pie de Cabo Cope hacia el Norte. Como ya hemos indicado previamente, este cordón se caracteriza litológicamente por presentar dos unidades diferentes. La formación eólica más antigua, presenta un color blanco característico, condicionado por un elevado porcentaje de oolitos. Como ya hemos dicho, estos oolitos caracterizan al Subestadio Isotópico 5e, en todo el Sureste peninsular, y su génesis está relacionada con la existencia de una plataforma somera, de aguas más cálidas que las actuales, ligeramente agitadas por el oleaje, que permite el desarrollo de los oolitos, que posteriormente son removilizados por el viento, facilitando el desarrollo de importantes cuerpos dunares. Estas condiciones persistieron durante el subestadio isotópico 5c, como lo atestigua la existencia del segundo tipo de formación dunar superpuesta a ésta, de litología cuarzosa y color amarillo, aunque la falta de oolitos sugiere una temperatura ligeramente inferior.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El análisis de la distribución de las diferentes unidades morfosedimentarias nos permite establecer la evolución e historia geomorfológica de la Hoja de Cope, o más bien de la Cuenca de Cope, pudiéndose definir cinco fases evolutivas, (BARDAJÍ, 1999).

La apertura de la Cuenca de Cope, se produce al inicio del Plioceno, tal y como queda atestiguado por la presencia de *Globorotalia margaritae* y *G. Puncticulata* en la base de los primeros depósitos de relleno de cuenca (BARDAJÍ, 1999). Esta apertura tiene lugar como consecuencia de un proceso extensional superficial paralelo a la dirección del eje de esfuerzos aunque de sentido opuesto a la dirección de compresión, que provocó una importante compartimentación inicial de la cuenca a favor de fallas de dirección N100°-120°E. El consiguiente hundimiento del basamento metamórfico, a favor de esta compartimentación, permitió la entrada inicial del mar plioceno, cuya máxima extensión hacia el interior estaba controlada a su vez por una falla de dirección N60°E.

La segunda fase evolutiva, tiene lugar ya en el Pleistoceno inferior, produciéndose una reactivación de los relieves circundantes, evidenciado por el brusco cambio de facies registrado (BARDAJÍ *et al.*, 1995; BARDAJÍ, 1999), comenzando el depósito de conglomerados gruesos de alta energía característico de unidades de rambla-delta. Este importante cambio en el registro sedimentario podría tener un motor climático, correlacionándose con la tendencia hacia unas glaciaciones más extremas registrada a finales del Pleistoceno inferior en el registro isotópico (SHACKLETON & OPDYKE, 1976; SHACKELTON, 1997), o bien estar condicionado más bien por una reactivación tectónica de las fallas que delimitan dichos relieves circundantes (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 1999).

La tercera fase evolutiva tiene lugar en el tránsito del Pleistoceno inferior al medio como consecuencia de la fase de reactivación tectónica registrada en todas las Béticas orientales (GOY & ZAZO, 1989; GOY *et al.*, 1989; SILVA *et al.*, 1993; SILVA, 1994). Esta fase tectónica provoca en la Cuenca de Cope, la reactivación de las fallas N120°E, y principalmente la Falla de La Glera, quedando emergido todo el bloque situado al Norte de dicha falla, con el consiguiente

desarrollo de sistemas de abanicos aluviales. La sedimentación marina litoral, continuó en el sector Sur de la cuenca, caracterizada por la progradación de los sistemas de rambla-delta, de carácter conglomerático, que conforman los relieves monocionales suavemente inclinados hacia el mar, que caracterizan todo este sector de la Cuenca de Cope.

A finales del Pleistoceno medio, la reactivación de las fracturas N60°E provocan la segmentación y extensión E-O de la cuenca. Se genera el frente montañoso de la Cuesta de Mula, que, aunque no aparece en la Hoja de Cope, constituye el límite occidental de la Cuenca, la cual adquiere su extensión y morfología actual. Paralelamente se produce el levantamiento de todo el sector central de la cuenca, lo que queda evidenciado por dispositivo de abombamiento que registra la distribución altimétrica de los niveles marinos del Pleistoceno medio (BARDAJÍ, 1999; ZAZO *et al.*, 2003), y que provocó el marcado encajamiento que presentan los episodios marinos con *Strombus bubonius* correspondientes a los OIS 7 y 5e. A partir de este momento la sedimentación marina queda restringida a una estrecha franja costera, registrándose diferentes ambientes sedimentarios en función del marco geomorfológico concreto en cada sector. Aunque en general estos dos episodios marinos presentan un dispositivo geomorfológico de superposición, sus características sedimentológicas muestran marcadas diferencias. El más antiguo de los niveles marinos con *S.bubonius* (que ha sido correlacionado con el OIS7a, ZAZO *et al.*, 2003), se presenta como una alternancia de niveles tableados de arenas finas, de color amarillento, y conglomerados, de carácter más continental, cuya granulometría disminuye de Norte a Sur. Entre este primer episodio con *S. bubonius*, y el segundo (OIS 5e), se desarrolla de forma irregular un depósito continental a veces sustituido por una superficie erosiva, con cubetas de disolución llenas por el segundo. Por último el segundo episodio muestra unas diferencias muy marcadas en cuanto a su distribución de facies, comenzando por una sedimentación de alta energía, propia de la desembocadura de una rambla, en Playa Larga, disminuyendo progresivamente el tamaño de partícula hacia el Sur, hasta llegar al sector más meridional de la cuenca (zona de la Torre de Cope) donde se desarrolla un sistema de duna/playa barrera oolítica-lagoon. Estas características evidencian una dirección N-S de la deriva litoral durante estos períodos de tiempo.

La quinta y última fase evolutiva definida para esta Cuenca, tiene lugar en el Pleistoceno superior, inmediatamente después del depósito del segundo de los episodios marinos con *S.bubonius* mencionados más arriba, es decir todavía durante el último período interglaciar (OIS5). En la actualidad los episodios marinos correspondientes a los OIS 7 y 5e, descritos más arriba, presentan una distribución de alturas bastante irregular (BARDAJÍ, 1999; ZAZO *et al.*, 2003), lo que evidencia una reactivación de las fallas N120°E que delimitan los bloques estructurales sobre los que se desarrollan. Esta reactivación provocó no sólo el levantamiento sino también el basculamiento diferencial de dichos bloques, y fue previa al depósito del último episodio con *Strombus bubonius* registrado en la Cuenca, considerado como un segundo highstand del OIS5e (ZAZO *et al.*, 2003), ya que éste se encuentra encajado en los depósitos previos, y no presenta variaciones importantes de altura que evidencien ese basculamiento. Paralelamente el levantamiento relativo, la reactivación de la Falla de la Galera, produjo el levantamiento del bloque situado al Norte de la misma, provocando la difluencia hacia el Sur de la Rambla de Cuesta del Gos, y favoreciéndose así el desarrollo de abanicos aluviales en el bloque meridional.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

Los procesos geológicos activos dentro de la Hoja de Cope, son principalmente los relacionados con los procesos de inundación, erosión, procesos ligados a la dinámica litoral, así como los relacionados con la neotectónica y, en menor grado, sismicidad. Estos procesos han sido parcialmente catalogados en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (IGME-CARM, 1995).

3.5.1. Procesos de inundación y sedimentación

Las características climáticas de todo el sector litoral que se extiende desde Cartagena hasta la provincia de Almería, presentan una media de precipitación anual que raramente supera los 300 mm, con unas temperaturas medias anuales de entre 17 y 20°C. Estos valores sitúan a la zona de Cope dentro de un clima desértico, caracterizado por el predominio de meses secos, con máximos pluviométricos esporádicos y torrenciales, ligados por lo general a situaciones de "gota fría" (CASTILLO REQUENA, 1982; LÓPEZ GÓMEZ Y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Por otro lado, las ramblas que atraviesan la Cuenca de Cope, presentan un recorrido bastante corto, no llegando a 10 km la de mayor longitud (Rambla de la Cuesta del Gos) debido a las reducidas dimensiones de la Cuenca, y la cercanía de los relieves circundantes. Esto impide la captación y acumulación de grandes cantidades de agua en las principales ramblas, y consecuentemente picos de caudal suficientemente altos como para generar grandes desastres.

La suma de estos dos factores, hace que los procesos de inundación en la Hoja de Cope, constituyan fenómenos aislados y de escasa entidad. De hecho no existen referencias históricas de desastres asociados a este tipo de procesos en esta zona, quizás también debido a la falta de núcleos urbanos de importancia en la cuenca. De hecho los Mapas de Peligrosidad incluidos en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la CARM (IGME-CARM, 1995), no incluyen ningún grado de atención especial en esta zona.

No obstante, las características geomorfológicas de esta Cuenca, así como de las principales ramblas, nos sirven como criterios a tener en cuenta a la hora de establecer zonas con diferente nivel de atención. La rambla de la Cuesta del Gos, nos marca el límite entre dos zonas con diferente comportamiento. Hacia el Norte, por lo general, los cauces de las ramblas (Rambla del Garrobillo; Rambla de La Galera) se encuentran encajados en los depósitos que atraviesan, por lo que los riesgos asociados a su desbordamiento son muy bajos. Hacia el Sur, las ramblas no presentan un encajamiento tan marcado, por lo que en estos casos aumenta el nivel de atención ante riesgos de inundación de los terrenos que atraviesan. Un caso especial lo constituye la Rambla de Cuesta de Gos, que, como ya hemos comentado más arriba, se encuentra deflectada hacia el Sur como consecuencia del levantamiento relativo del bloque estructural situado al Norte de la misma, haciendo que aumente ligeramente el nivel de atención en esta zona.

3.5.2. Erosión e inestabilidad de laderas

El relieve, o mejor dicho, las diferencias altitudinales, de la Hoja de Cope no son muy marcadas si exceptuamos el propio Cabo Cope. Por otro lado, la litología de los materiales béticos que afloran, y que en realidad constituyen la mayoría de los relieves aislados que se distribuyen a lo largo de la Hoja, presentan por lo general unas características litológicas de alta visibilidad. Si exceptuamos de nuevo, al Cabo Cope, la mayoría de los materiales béticos, están consistidos por filitas y esquistos, con un alto grado de esquistosidad, lo que aumenta considerablemente su erosiónabilidad. No obstante, ambos factores, se contrarrestan, por lo que no podemos decir que los riesgos ligados a la erosión e inestabilidad de laderas sea muy elevado en esta Hoja, salvando dos excepciones, el Cabo Cope y los relieves monoclinales, distribuidos paralelamente a la línea de costa, y constituidos por depósitos marinos pleistocenos fuertemente cementados. El Cabo Cope está constituido por calizas tableadas, y calizas y dolomías grises masivas, lo que unido a su altura hace que toda la zona que le rodea, sea especialmente sensible a la caída de bloques. En el caso de los relieves monoclinales que jalona la costa, la litología arenosa y muy poco cementada que subyacen a la secuencia de episodios marinos y continentales pleistocenos fuertemente cementados, favorece su erosión y consecuentemente el desplome de bloque por descalce, fundamentalmente en los vértices interiores de dichos relieves, ya que se encuentran suavemente inclinados disminuyendo en altura hacia el mar.

3.5.3. Procesos ligados a la dinámica litoral

La dinámica litoral en todo el sector costero de la Hoja de Cope, y fundamentalmente los procesos ligados a dicha dinámica, están ligados a tres factores: deriva litoral, aporte sedimentario de las ramblas principales y tipología de la costa. En primer lugar la deriva litoral está condicionada por los vientos dominantes, que en este sector como en todo el levante y SE peninsular, soplan fundamentalmente del Este (Levante) y del Sudeste; al llegar a la costa, estos vientos generan un oleaje dominante de igual dirección, promoviendo una corriente de deriva litoral hacia el SO.

En segundo lugar, el aporte sedimentario de las ramblas principales. Como ya hemos visto, el régimen hidráulico de estas cuencas se caracteriza por la inactividad de los cursos fluviales, no sólo durante meses, sino también en la mayoría de los casos, durante años. Este es el caso de las ramblas que drenan la cuenca de Cope, cuyo funcionamiento, no sólo está muy espaciado en el tiempo debido a la escasez de precipitaciones, sino que también cuando funcionan, el corto recorrido de las mismas no permite que se generen grandes picos de caudal, siendo por lo tanto el aporte de sedimentos a la costa muy reducido. Esto tiene dos repercusiones importantes, en primer lugar la escasez de grandes playas en todo el sector, ya que éstas se reducen a pequeñas calas, desarrolladas en su mayoría en las desembocaduras de las ramblas principales. La segunda repercusión importante, es la consiguiente inexistencia de áreas donde predominen los procesos de acreción activa.

El tercer factor al que se ha hecho referencia, es el tipo de costa. Todo este sector, desde el Lomo del Bas al Norte, hasta el Cabo Cope, se caracteriza por ser un tipo de costa acantilada, en general constituida por lo que puede denominarse "acantilados duros", es decir, formados

por rocas compactas, resistentes a la erosión. Tanto los relieves circundantes, como son el Lomo del Bas y Cabo Cope, como todo el litoral de la propia cuenca pliocena-pleistocena, presentan una fachada al mar de tipo acantilado. En el primer caso los materiales del sustrato bético que los constituyen generan acantilados importantes, de altura superior a los 100 m, y en el segundo, la intensa cementación de los depósitos cuaternarios que afloran a lo largo de todo el litoral, generan también acantilados, aunque en este caso de menor altura, ya que no llegan a superar los 20 m. En ambos casos, la existencia de estos "acantilados duros" favorecen la resistencia a la erosión, frenándose por lo tanto el retroceso de la línea de costa, que en general se está dando en la mayoría de las costas españolas.

La suma de estos dos aspectos (ramblas y acantilados duros), hace que el aporte de sedimentos total a este tramo costero sea muy bajo, o prácticamente nulo. Consecuentemente la deriva litoral, al no tener material para transportar, no genera zonas de acreción de especial relevancia.

El resultado final, en cuanto a la especial incidencia de los procesos ligados a la dinámica litoral en esta Hoja, es que se trata de una costa estable, con tasas de retroceso costero muy bajas, al tratarse fundamentalmente de una costa acantilada, labrada sobre materiales resistentes. Los escasos episodios erosivos, se concentran en las calas y pequeñas playas que se distribuyen entre los promontorios acantilados, y estarían ligados a la incidencia de tormentas con carácter estacional.

3.5.4. Neotectónica y actividad de fallas

Los principales rasgos neotectónicos asociados a la actividad de fallas que presenta la hoja de Cope, son los relacionados con el dispositivo geomorfológico de las unidades morfosedimentarias cuaternarias así como algunas anomalías relacionadas con la red de drenaje.

En lo que se refiere al dispositivo geomorfológico de abanicos aluviales, cabe resaltar el basculamiento a contrapendiente observado en los abanicos aluviales más antiguos asociados al frente del Lomo del Bas, o el dispositivo en offlap de los abanicos telescopicos desarrollados a espaldas de Playa Larga. No obstante, los rasgos de actividad neotectónica más relevantes son los relacionados con el dispositivo geomorfológico de unidades marinas. El dispositivo en offlap que presentan, manifiesta un levantamiento progresivo de la cuenca desde el Pleistoceno inferior. Las tasas calculadas en función de la altura a la que se encuentran en la actualidad los depósitos marinos correspondientes al último interglacial (ZAZO *et al.*, 2003), es del orden de 0,0038 mm/año, asumiendo una posición del nivel del mar a +2 m por encima del actual durante el OIS 5e (MURRAY-WALLACE & BELPEIRO, 1991; NEUMANN & HEARTY, 1996) así como un levantamiento constante en los últimos 130.000 años. Paralelamente a este levantamiento generalizado, el funcionamiento de las fallas N120°E que delimitan los distintos bloques estructurales donde se conservan estos depósitos, ha provocado las marcadas diferencias en altura que se observan a lo largo de la costa en los niveles marinos (BARDAJÍ, 1999; ZAZO *et al.*, 2003).

En cuanto a las anomalías relacionadas con la red de drenaje, cabe resaltar la difluencia de la rambla de la Cuesta del Gos, que a su salida del relieve presenta una desviación hacia el

Sur. Inicialmente esta rambla se ajustaba al paso de la Falla de la Galera, de dirección N120°E, cuyo movimiento con carácter normal, produjo el hundimiento relativo del bloque situado al Sur de la misma, provocando por tanto el desplazamiento o difluencia de dicha rambla, en el Pleistoceno superior.

En lo relativo a la actividad de las fallas, los principales sistemas representados en esta Hoja, son los de dirección N60°E y N120°E. Ambos sistemas pueden catalogarse como de actividad pleistocena, ya que afectan a materiales pliocenos y pleistocenos. Algunas de las fallas de ambos sistemas presentan incluso actividad adscribible al Pleistoceno superior, como es el caso de la Falla de la Galera y la del Garrobillo (N120°) o la lineación del Cine de Cope, y la Falla del Frente de Cuesta de Mula (N60°E).

3.5.5. Sismicidad y Paleosismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Magreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana, que según los datos más recientes convergen en dirección SE-NO a 4mm/año (ANDEWEG, 1999; CLOETHING *et al.*, 2002; STICH *et al.*, 2003). Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BUFFORN *et al.*, 1990). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Desgarre de las Béticas Orientales, el cual constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIERE *et al.*, 1991), 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). Este Corredor constituye en realidad la zona periférica de un complejo sistema estructural, que incluye además la zona convexa, fuertemente plegada y arqueada durante el Neógeno, conocida como el Arco de Águilas (GRIVEAUD, 1989; COPPIER *et al.*, 1989), el cual está limitado por el sistema de fracturas de Palomares, de dirección N10°E, y el Sistema Moreras-El Saladillo, de dirección N100°E.

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

Por otro lado, la mesozonación sísmica realizada en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (IGME-CARM, 1995) asignan a la Cuenca de Cope una aceleración sísmica más alta, entre 0.12 y 0.13 g. Además es necesario apuntar que teniendo en cuenta los factores de amplificación considerados en la NCSE-02 los valores de aceleración podrían incluso superar 0.18-0.20 g (c.a. VIII MSK) en zonas con rellenos cuaternarios poco consolidados, como es la cuenca de Cope, tal y como viene referenciado en el Mapa Integrado de Peligrosidad Sísmica (IGME-CARM, 1995), en el que se considera como Zona con Vibración Incrementada por factores de amplificación sísmica local.

4. TECTÓNICA

En la Hoja de Cabo Cope aparecen macro y microestructuras características de la Zona Interna Bética. En esta Hoja, al igual que en las adyacentes de Mazarrón y Cartagena con las que configura gran parte del sector más oriental de dicha Zona Interna, se encuentran representados los tres complejos principales de la misma, sin embargo y como se describirá más adelante representa al mismo tiempo uno de los sectores más adelgazados tectónicamente de la cordillera, faltando en la vertical la mayor parte de las unidades que constituirían la pila tectónica original.

La estructura de este sector fue estudiada por ÁLVAREZ (1987), quien lo incluyó en el más meridional de los tres dominios que diferenció en el sector de Terreros-Águilas-Mazarrón, el cual estaba delimitado al Sur por el litoral (Águilas-Cabo Cope- Ciscar) y al Norte por la falda Sur del Lomo de Bas. Dentro de este dominio definió 5 unidades tectónicas, una del complejo Maláguide (unidad de Cabo Cope), tres del complejo Alpujárride (unidades del Cantal, Palomas, Águilas) y una unidad del complejo Nevado-Filábride (unidad del Lomo de Bas), pero tal y como se indicó en GARCÍA TORTOSA *et al.*, (2000) y tras los trabajos realizados para esta memoria, la unidad de las Palomas pertenece en parte o son exactamente los mismos materiales que determinados tramos de la unidad de Águilas en el sector más occidental y, que la unidad del Cantal en el sector más oriental de la Hoja, por lo que tan sólo tendríamos dos unidades alpujárides, la del Cantal y sobre ella la de Águilas.

4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

Al sur del Lomo de Bas, ocupado por la unidad nevadofilábride de su mismo nombre, aflora la unidad del Cantal, de asignación dudosa según diferentes autores al complejo Alpujárride o Nevado-Filábride, pero que incluimos en este trabajo dentro del Alpujárride y, que engloba en este trabajo, no sólo a la antigua unidad del Cantal de ÁLVAREZ (*op cit.*), sino también parte de su unidad de las Palomas como se ha indicado anteriormente, como es el caso del afloramiento de la misma que se encuentra en la zona del Cuartel de Ciscar en la parte más oriental de la Hoja. Esta unidad, que presenta el grado de metamorfismo más alto dentro del Alpujárride de todo el sector oriental de la Zona Interna Bética, ocupa la posición más baja dentro de la pila tectónica del Alpujárride-Maláguide del sector. Hacia el Oeste, la unidad del Cantal aflora en una amplia franja con forma arqueada, al Sur de la continuación occidental de la unidad del Lomo de Bas, hasta las inmediaciones de Terreros. Esta franja está com-

puesta tanto por lo que ÁLVAREZ (1987) consideró la unidad del Cantal como por los afloramientos de las Escalericas y de gran parte de lo que fue incluido en la unidad de las Palomas, concretamente, por la formación de micaesquistos y cuarcitas de la misma, los afloramientos de la Cuesta de las Mulas, Barranco de Baladre, Cabezo de Majastre, etc., así como el afloramiento de esquistos al S de la terminación occidental del Collado de Alcáibar.

Sobre la unidad del Cantal y formando el contacto meridional de la misma aflora la unidad de Águilas, desde el Noreste de Cabo Cope hasta Terreros. Esta unidad está compuesta por la unidad de Águilas y por parte de la unidad de las Palomas de ÁLVAREZ (op cit). Describe el mismo arco que la unidad del Cantal hacia Terreros y sobre ella aparece la unidad más alta en la pila tectónica del sector, la unidad de Cabo Cope, que aflora en el cabo del que toma el nombre y que atribuimos, manteniendo las asignaciones de Álvarez, al complejo Maláguide, aunque hacemos hincapié en su carácter maláguide atípico por tratarse de una unidad predominantemente carbonatada y pelágica en su parte triásica, lo que la diferencia de las unidades maláguides de sectores cercanos.

Es de destacar el hecho de que al Norte del Lomo de Bas, en lo que serían los dominios Central y Septentrional de ÁLVAREZ (1987), las unidades alpujárrides que aparecen no conservan su zócalo paleozoico y, sí conservan su cobertura mesozoica bastante desarrollada, mientras que por el contrario, al Sur del Lomo de Bas, las unidades alpujárrides que aparecen conservan bien su zócalo paleozoico, mientras que no conserva en el caso de la unidad del Cantal nada de sus términos triásicos, o apenas se conservan los términos carbonatos triásicos de la unidad de Águilas.

4.2. RASGOS GEOMÉTRICOS MÁS IMPORTANTES DE LA ESTRUCTURA

Se pretende describir de manera general la geometría, sobre todo, de los contactos entre las unidades.

Al Sur del Lomo de Bas aparece mediante un contacto muy verticalizado afectado por fallas de desgarre, la unidad del Cantal, siendo frecuente en todo el sector que muchos contactos aparezcan verticalizados debido a la actuación de fallas de desgarre, afectando estas fallas a los contactos entre unidades y en su caso, a los contactos de formaciones de una misma unidad tectónica.

En este corte (Fig. 4.1) se observa como los materiales de la unidad de Águilas describen anti-formas y sinformas, probablemente relacionadas con el levantamiento y formación del Lomo de Bas. También se muestra que la unidad de Águilas está afectada por las fallas de desgarre mencionadas, que en ocasiones superponen partes más bajas de la misma sobre partes más altas, estructura ésta que también puede observarse en la Hoja de Mazarrón y, que entre otras cosas, influyó en la definición de la unidad de las Palomas de ÁLVAREZ (1987). Hacia el Norte pero fuera de la presente Hoja se conservan restos de la cobertura carbonatada, que aparece muy adelgazada y basculada tal como queda representada en el corte.

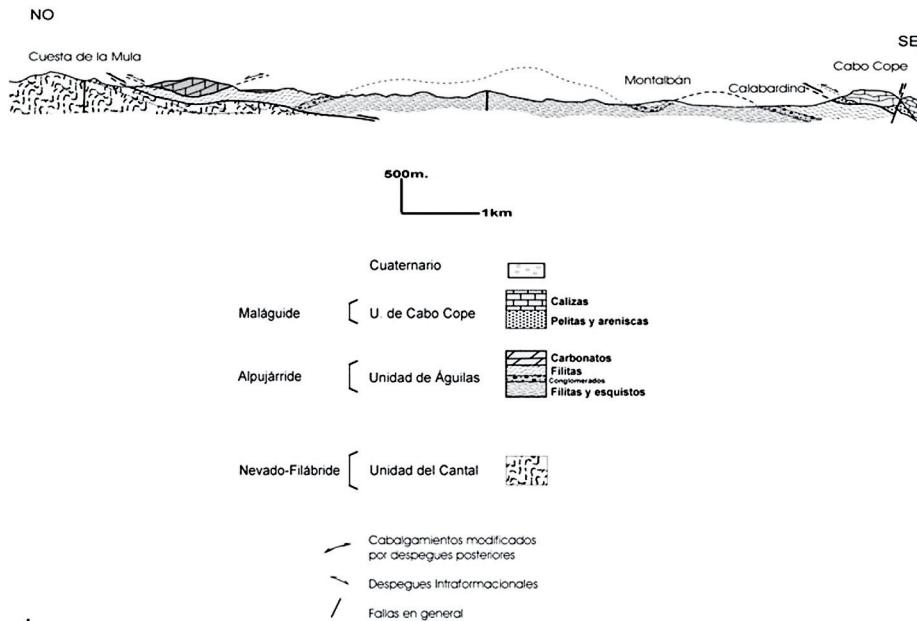


Figura 4.1. Corte estructural en la transversal Lomo de Bas y Cabo Cope.

A diferencia de sectores adyacentes no se han observado pliegues de doble vergencia, sí apareciendo las mismas estructuras de extensión que modifican los contactos originales entre unidades y que son las responsables de la ausencia de un gran número de unidades, hasta el punto que, en algunos sectores muy próximos a la Hoja casi llegan a ponerse en contacto materiales maláguides con nevadofilábrides.

4.3. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS

La superposición inicial de las unidades nevadofilábrides, alpujárrides y maláguides se originó mediante cabalgamientos e imbricaciones cuyos contactos han sido posteriormente afectados por diferentes movimientos, en especial los de extensión, que serán descritos más adelante, hasta el punto de haber obliterado sus rasgos originales, lo que supone tener que reinterpretar la mayoría de los contactos entre unidades y complejos como contactos extensionales. No obstante, las traslaciones de los cabalgamientos que originaron la superposición original de complejos y unidades pueden deducirse en parte mediante criterios paleogeográficos y estructurales.

Micropliegues apretados y/o isoclinales con ejes orientados hacia el NNE. Se trata de pliegues desenraizados y aislados que aparecen fundamentalmente en la parte inferior de las sucesio-

nes metapelíticas alpujárrides, con planos axiales paralelos a la foliación principal y vergencias hacia el Oeste. Estos micropliegues podrían haberse originado durante el evento colisional que produjo el metamorfismo de alta presión y posiblemente las primeras superposiciones tectónicas en la Zona Interna de la Cordillera Bética. Sin poder afirmar esta relación, al menos sí que se pueden encuadrar de manera general estas estructuras con la traslación del bloque de Alborán hacia el Oeste.

Lineación de estiramiento de dirección ENE-OSO. A parte de las estructuras anteriores e igualmente de origen dudoso, otra de las microestructuras más antiguas que se reconocen en casi todas las unidades del sector es una lineación de estiramiento de dirección ENE-OSO (ÁLVARO-REZ, 1987) que según este mismo autor indicaría una dirección de transporte o traslación en esa misma dirección. No obstante, esta lineación puede estar relacionada con el evento que origina la foliación principal de las unidades alpujárrides y que se ha descrito en otros muchos sectores (BALANYA *et al.*, 1997) como un evento de adelgazamiento isotérmico previo al apilamiento principal de unidades y posterior al primer episodio de colisión continental.

Pliegues de ejes comprendidos entre N60°E y E-O. La dirección de emplazamiento hacia el N o NO de las unidades parece avalada por los macropliegues y los micropliegues asociados de dirección aproximada E-O y NE (orientación comprendida entre N60°E y E-O, aunque a veces pueden estar afectados por estructuras posteriores como fallas de desgarre, etc., que modifican esta dirección). Estos pliegues son asimétricos, de abiertos a cerrados y de vergencia Norte, con planos axiales subparalelos a la foliación principal. Desarrollan una esquistosidad de crenulación sobre foliación principal. Su origen estaría relacionado con la estructuración principal de los contactos entre complejos así como con la superposición de unidades. Estos pliegues se pueden correlacionar con los descritos por otros autores en unidades alpujárrides del tercio central de la Zona Interna Bética, como la fase D3 de CAMPOS *et al.* (1984), CUEVAS Y TUBÍA (1984), etc., con direcciones de cizallamiento hacia el NNE, orientación predominante NE y vergencia hacia el NO, y también la tercera fase de deformación descrita por BALANYA *et al.*, (op cit.). Los micropliegues se reconocen fundamentalmente dentro de las formaciones metapelíticas de las diferentes unidades, mientras que los pliegues de mayor escala se observan mejor en las formaciones carbonatadas. No obstante, las características reológicas de los mármoles nevadofilábrides hacen que se puedan originar en ellos pliegues con morfologías que no se correspondan con las originadas en los micaesquistos de este complejo. Los pliegues de esta generación quedan reflejados en la cartografía de manera que los contactos entre las diferentes unidades y complejos están orientados fundamentalmente según esa dirección, aunque esto es también debido en parte a fallas de salto en dirección que serán descritas más adelante. Los pliegues de igual dirección a los que se acaban de describir pero con vergencias hacia el Sur, observados tanto en el Complejo Alpujárride como en el Nevado-Filábride podrían interpretarse como estructuras retrovergentes generadas durante esta misma fase de deformación.

4.4. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN Y ADELGAZAMIENTO. PRINCIPALES DIRECCIONES DE TRASLACIÓN

Estas estructuras están ampliamente representadas en este sector, el cual se presenta junto con la continuación del mismo hacia el Este como una de las zonas más adelgazadas descritas hasta el momento en la Cordillera Bética. Gracias a la estratigrafía y sin olvidar los criterios estructurales y el grado de metamorfismo, se ha podido tener un cierto control de las unidades y términos omitidos por la extensión, de manera que se ha podido cuantificar en parte o al menos cualitativamente (número de unidades) este fenómeno. Esta cuantificación habría sido muy difícil de realizar sin los datos estratigráficos, ya que, al existir intercalaciones estratigráficas de metapelitas entre carbonatos de una misma unidad y despegues extensionales asociados al contacto entre formaciones de diferente competencia, es frecuente en muchos sectores de la Zona Interna Bética encontrar descritas más unidades de las que realmente existen, separando como de diferentes unidades formaciones que pertenecen a una misma unidad tectónica.

Tal y como se ha descrito en diferentes sectores de la Zona Interna Bética, las estructuras de compresión anteriores han sido modificadas por una reestructuración de la pila de mantos, como consecuencia de una tectónica extensional caracterizada por superficies de cizalla de bajo ángulo y traslaciones tanto de componente Norte como Sur.

Estas estructuras extensionales aparecen en prácticamente todos los contactos entre diferentes unidades tectónicas.

El contacto entre el Alpujárride representado por la Unidad del Cantal y el Nevado-Filábride representado por la unidad del Lomo de Bas, a pesar de aparecer actualmente muy verticalizado como consecuencia de la actuación de las fallas de desgarre ya mencionadas, se corresponde con la falla normal de bajo ángulo y movimiento del bloque de techo hacia el S-SSO equivalente a las descritas en otros sectores como Falla de Mecina (ALDAYA *et al.*, 1986; GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1986; GALINDO-ZALDIVAL, 1986; JABALOY op cit, etc).

Las estructuras miloníticas asociadas a esta extensión pueden observarse en toda la unidad del Cantal, constituyendo ésta una importante zona de cizalla ligada al contacto entre los dos complejos afectados y que ha laminado por completo al Manto del Mulhacén dentro del Nevado-Filábride.

Al Norte del Lomo de Bas, fuera ya de la Hoja, el contacto entre la unidad con dicho nombre (Manto del Veleta) y los materiales suprayacentes viene caracterizado por una amplia zona de cizalla de varias decenas de metros de espesor, a la que ÁLVAREZ (1987), le dio entidad de unidad tectónica, pero que en nuestro caso, se considera, al igual que este mismo autor hiciera más tarde, como una importante zona de cizalla en la que se encuentran estructuras dúctiles que indican sentido de movimiento del bloque de techo hacia el Norte, afectadas a su vez por estructuras frágiles-dúctiles que indican sentidos de translación similares.

Estructuras extensionales frágiles se observan además de en los contactos entre diferentes complejos o unidades tectónicas, en los contactos entre diferentes formaciones de una mis-

ma unidad, fundamentalmente entre los carbonatos y las metapelitas infrayacentes, formándose una banda cataclástica. Dentro del Alpujárride las metapelitas acaban presentado estas estructuras desde el techo hasta el muro, ya que llegan a unirse ambas zonas de cizalla (entre unidades y entre formaciones de una misma unidad), como puede observarse en el sector de Cabo Cope dentro de la unidad de Águilas.

El contacto entre esta última unidad y la malágide de Cabo Cope constituye igualmente un contacto extensional que omite gran parte de los términos suprayacentes de la unidad de Águilas (incluido todo el Grupo Carbonatado), así como los términos infrayacentes de la unidad de Cabo Cope, si bien, tal y como ya se ha planteado en apartados previos, no faltarían tantos términos si se suponen ambas unidades tectónicas pertenecientes a una misma unidad tectonoestratigráfica afectada por despegues internos.

Otros rasgos extensionales con movimiento hacia el Este o en otras direcciones, se muestran como reajustes aparentemente de menor importancia.

4.5. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL

Existen varios juegos de fallas que afectan a las estructuras originadas por la compresión y por la extensión principal. Algunas de ellas pueden ser en parte coetáneas o la prolongación de las etapas de extensión antes citadas. Estas fallas comenzaron a actuar durante el Serravallense pero sobre todo son posteriores. De los diferentes juegos de fracturas que actúan tras la etapa extensional el más antiguo y el más importante desde el punto de vista de su influencia en la configuración actual de los conjuntos de materiales es el siguiente:

Fallas de desgarre dextrorsas ENE-E-O. En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N70°E y N115°E, que desarrolla planos de fractura subverticales con estrías subhorizontales, almendras tectónicas y harinas de fallas muy características, que permiten ver claramente su sentido de movimiento, cuya componente principal es de desgarre dextrorso. Este juego de fracturas afecta y retoca gran parte de los contactos entre unidades descritos anteriormente, como por ejemplo entre las Unidades de Lomo de Bas y la del Cantal, así como entre ésta y la de Águilas.

Las fallas dextrorsas de dirección aproximada E-O contribuyen o forman parte de la traslación del bloque de Alborán hacia el Oeste, pero de manera selectiva, según determinados segmentos y se superpone a la anterior extensión que podría encuadrarse igualmente en el contexto de dicha translación y en la apertura de la Cuenca de Alborán. De acuerdo con los sedimentos a los que afecta y con los sedimentos que las fosilizan, su edad es aproximadamente Serravallense - base del Mioceno superior.

Este juego de fracturas pudo evolucionar hacia un régimen compresivo-transpresivo que originaría antiformas o relieves tales como el propio Lomo de Bas o Sierra Almenara, así como suaves sinformas como las que se observan dentro de la unidad de Águilas, la cual aparece también muy afectada por estas fallas de desgarre, cuya componente inversa en algunos

sectores contribuyó a dividirla en dos unidades, la de Águilas y la de las Palomas (ÁLVAREZ, op cit).

El resto de estructuras que pueden observarse como los juegos de fracturas NE-SO, NNE-SSO y ESE-ONO son más modernas, de edad neotectónica “*sensu lato*” por lo que se describen en apartados posteriores.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS ÍGNEAS

En los materiales que afloran en el área de esta Hoja no se han encontrado rocas ígneas.

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Materiales del Complejo Alpujárride

5.2.1.1. *Unidad del Cantal*

a. Cuarcitas y cuarzoesquistos con granate (1)

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, granate, clorita.

Minerales accesorios: minerales opacos, turmalina.

Descripción de las rocas

Los niveles más pelíticos de esta formación son micaesquistos claros con abundantes porfiroblastos de granate. La esquistosidad está marcada por la alternancia de niveles más ricos en cuarzo y textura granoblástica y niveles más ricos en cristales y agregados de *mica incolora* y *clorita* con orientación preferente paralela a la esquistosidad (textura lepidoblástica). Los cristales de los minerales opacos y de turmalina también están mayoritariamente orientados paralelamente a la esquistosidad. En las rocas más deformadas los niveles ricos en cuarzo presentan texturas miloníticas típicas: granos de cuarzo estirados, extinción ondulante y textura en mortero. Los *porfiroblastos de granate* aparecen como cristales de xenomorfos a hipidiomorfos con numerosas inclusiones de cuarzo y parcial o totalmente reemplazados por un agregado de cristales de clorita y minerales opacos oxidados.

En esta formación se pueden encontrar todos los términos intermedios entre micaesquistos y cuarcitas. Éstas raramente son puras desde el punto de vista mineralógico y, junto al cuarzo mayoritario, contienen siempre cantidades variables de mica incolora, clorita, granate y turmalina.

b. Micaesquistos grisáceos con estaurolita y granate (**2**). Intercalan cuerpos de gneises (**gn**) y de carbonatos (**c**)

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, biotita, granate, andalucita, estaurolita, (distena), (albita).

Minerales accesorios: grafito, minerales opacos, turmalina.

Descripción de las rocas

Las rocas más abundantes de la Unidad del Cantal son micaesquistos grafitosos con abundantes intercalaciones de capas cuarcíticas. Los micaesquistos están constituidos por una alternancia de niveles más ricos en *cuarzo* con textura granoblástica y niveles más ricos en *mica incolora y biotita* con textura lepidoblástica. En las rocas más deformadas se observan texturas miloníticas en los niveles cuarzosos y un intenso plegamiento en los niveles micáceos. El *grafito* se concentra preferentemente en las micas y en los numerosos porfiroblastos de granate, estaurolita y andalucita que son característicos de esta formación.

Los porfiroblastos de *granate* de mayor tamaño (1 mm) aparecen como cristales xenomórficos y, frecuentemente, muy poiquilo-blásticos (ricos en inclusiones de cuarzo). Presentan sombras de presión que indican su origen claramente precinemático con respecto a la foliación principal de la roca Fig. 5. 1. Pueden estar parcialmente transformados a un agregado de cristales de biotita y minerales opacos. Se observan también granates de menor tamaño (< 0,18 mm), hipidiomorfos o xenomorfos, concentrados en niveles que también contienen cristales de estaurolita. En ocasiones aparecen como inclusiones dentro de porfiroblastos de mayor tamaño de este mismo mineral. En algunas rocas se encuentran también porfiroblastos precinemáticos de albita.

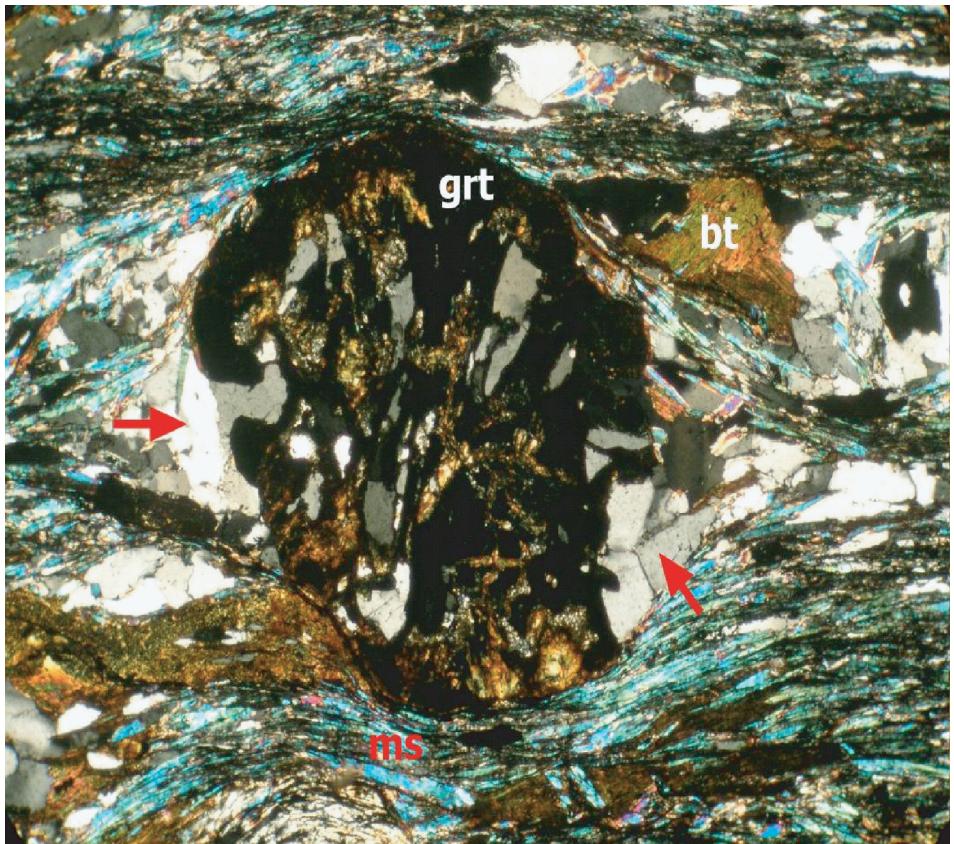


Figura 5.1. Unidad del Cantal. Porfiroblasto precinemático de granate. Sombras de presión indicadas con flechas rojas. Nícoles cruzados. bt: biotita, grt: granate, ms: moscovita. Ancho 2,01mm

Los porfiroblastos de *andalucita* y *estaurolita* presentan relaciones texturales muy similares entre sí. Aparecen como cristales tabulares o prismáticos, de tamaño muy variable (hasta 2-3 mm de longitud), xenomorfos a hipidiomorfos, y con inclusiones muy abundantes de cuarzo y grafito fundamentalmente. Las relaciones geométricas de los porfiroblastos de andalucita y estaurolita con respecto a la foliación indican su carácter sincinemático (sombra de presión acompañadas de foliación interna rotada, Fig. 5.2a) o poscinemático (continuidad de la foliación interna con la foliación externa, Fig. 5.2b).

La *distena* es un mineral menos abundante que los anteriores. Se concentra en algunos niveles como cristales prismáticos de pequeño tamaño orientados paralelamente a la foliación.

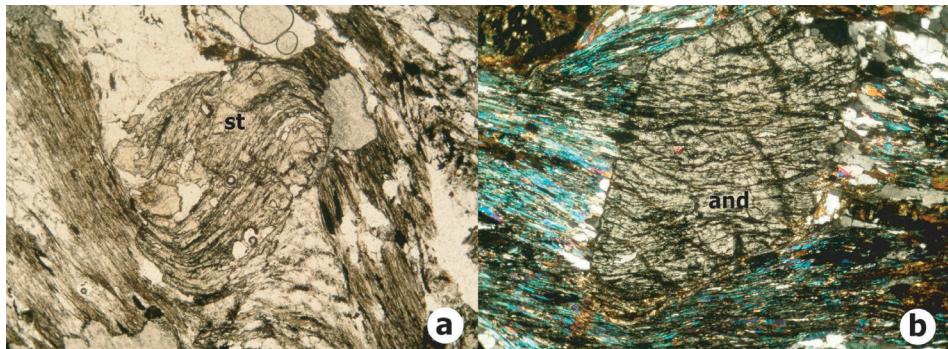


Figura 5.2. Esquistos grafitosos de la Unidad del Cantal. a Porfiroblasto sincinético de estaurolita. Se observa la rotación de la foliación dentro del cristal y la continuidad con la foliación externa. Nícoles paralelos. Ancho de la fotografía: 1,82 mm. b Porfiroblasto sincinético de andalucita superpuesto a la foliación. Nícoles cruzados. Ancho de la fotografía: 2,1 mm. and: andalucita, st: estaurolita

- Gneises (gn)

Composición mineralógica

Minerales principales: feldespato potásico, cuarzo, moscovita, granate.

Minerales accesorios: biotita, turmalina, minerales opacos.

Descripción de las rocas

Los gneises de esta unidad presentan numerosas evidencias texturales de una intensa deformación. Los antiguos fenocristales ígneos de *feldespato potásico* aparecen como porfiroclastos de gran tamaño (Fig. 5.3a) que, aunque muy alterados, conservan todavía las maclas y la textura pertítica originales. La *muscovita* se encuentra como grandes cristales tabulares con extinción ondulante (Fig.5.3b) o, en las rocas más deformadas, como "peces" aislados (Fig. 5.3b) en una matriz formada mayoritariamente por cuarzo milonitizado con textura en mortero.

Entre los minerales de origen metamórfico destaca el *granate*. Éste aparece como pequeños cristales xenomorfos y hábito redondeado o alargado, bien dentro de la matriz, bien como inclusiones dentro de la moscovita. En este último caso se puede observar un borde de biotita en el contacto entre granate y moscovita (Fig. 5.3b).

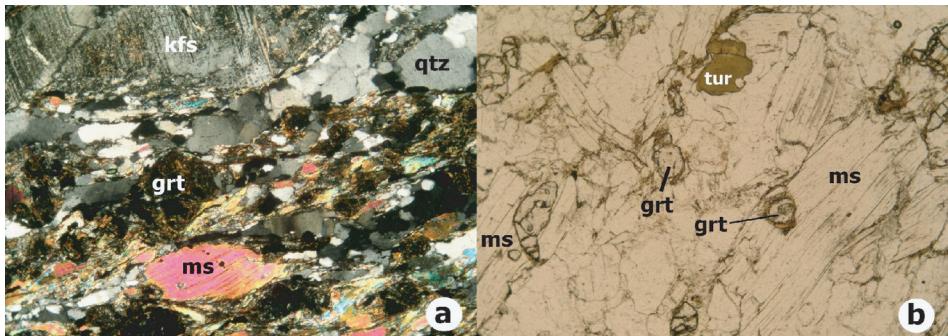


Figura 5.3. Gneises de la Unidad del Cantal. a Gneis muy deformado con un gran porfioblasto de feldespato potásico (zona superior de la fotografía), peces aislados de moscovita (zona inferior de la fotografía) y pequeños cristales alterados de granate (centro). Nícole cruzados. Ancho de la fotografía: 1,66 mm. b Gneis con cristales tabulares deformados de moscovita y pequeños cristales de granate dentro y fuera de la moscovita. Nícole paralelos. Ancho de la fotografía: 2,1 mm. Grt: granate, kfs: feldespato potásico, ms: moscovita, qtz: cuarzo, tur: turmalina.

- Rocas carbonatadas (c)

Composición mineralógica

Minerales principales: carbonatos, (flogopita, tremolita).

Minerales accesorios: grafito.

Descripción de las rocas

Las intercalaciones de niveles de mármoles de poco espesor son frecuentes en las rocas de esta unidad. Los procesos tardíos de carbonatación de las litologías pelíticas (en forma de venas irregulares de carbonatos) son también muy abundantes.

Los mármoles más puros aparecen como rocas muy deformadas con grandes porfioclastos de carbonato en una matriz de menor tamaño con textura en mortero y cortada por venas muy irregulares de una nueva generación de carbonato.

Se han encontrado también algunos niveles de mármoles grafitosos más impuros que contienen flogopita y nódulos con agregados radiales de cristales de tremolita muy alterada.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Cope, están representados materiales con edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cuaternario actual.

Para intentar una aproximación objetiva a una reconstrucción palinspástica previa, que situara en su posición de origen cada una de las unidades, sería necesario tener en cuenta las diversas fases de deformación, compresivas y extensionales, así como las deformaciones frágiles recientes que han afectado a la cadena, las magnitudes y direcciones de los acortamientos, los sentidos de desplazamiento, las rotaciones, etc., cuestiones muchas de ellas que siguen discutiéndose en la actualidad por numerosos investigadores de la Cordillera, por lo que desde la reducida extensión de una hoja y los datos que puedan aportarse, difícilmente se puede abordar la tarea de dicha reconstrucción, por lo que se atenderá a las propuestas fundamentadas en estudios regionales y más coherentes con los datos obtenidos en esta Hoja.

Son muy escasos los datos que aportan los escasos afloramientos del registro sedimentario atribuible al Ciclo Hercínico. Las grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas de la Unidad 11 son depósitos de plataforma con dominio de tormentas y posiblemente puedan ser correlacionables con los depósitos de la Formación Almogía HERBIG, H. G., (1983), atribuidos regionalmente al Carbonífero Inferior, sobre los que se tienen los depósitos rojos (conglomerados y argilitas) de la Unidad 12. Aunque normalmente el contacto entre ambas unidades está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero. Por ello en esta Hoja dicho contacto discordante separaría los Ciclos Hercínico y Alpino. Como es lógico con los datos que se tienen es evidente que poco se puede decir sobre evolución geodinámica del Ciclo Hercínico. En sectores cercanos donde los afloramientos del paleozoíco son mucho más extensos, en estas series pretriásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores y unos pliegues de gran radio (plurikilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia Sur.

Aunque normalmente el contacto entre estos materiales y los depósitos permo-triásicos está muy mal expuesto y a menudo mecanizado, es evidente que los unos son depósitos de carácter marino incluso profundo y los otros lo son de carácter continental o marino somero.

Existen diferentes propuestas de reconstrucción paleogeográfica; DURAND DELGA (1980), MARTÍN ALGARRA (1987), DERCOURT *et al.*, (1993), DURAND DELGA y TEFIANI (1994), SANZ DE GALDEANO (1997), SANZ DE GALDEANO *et al.*, (2001), basadas en datos estratigráficos y relaciones tectónicas, en las que se sitúan los dominios principales de las Zonas Bético-Rifeñas (Z.I.B.R) a partir del Triásico, así como con otros dominios circundantes como la Calabria.

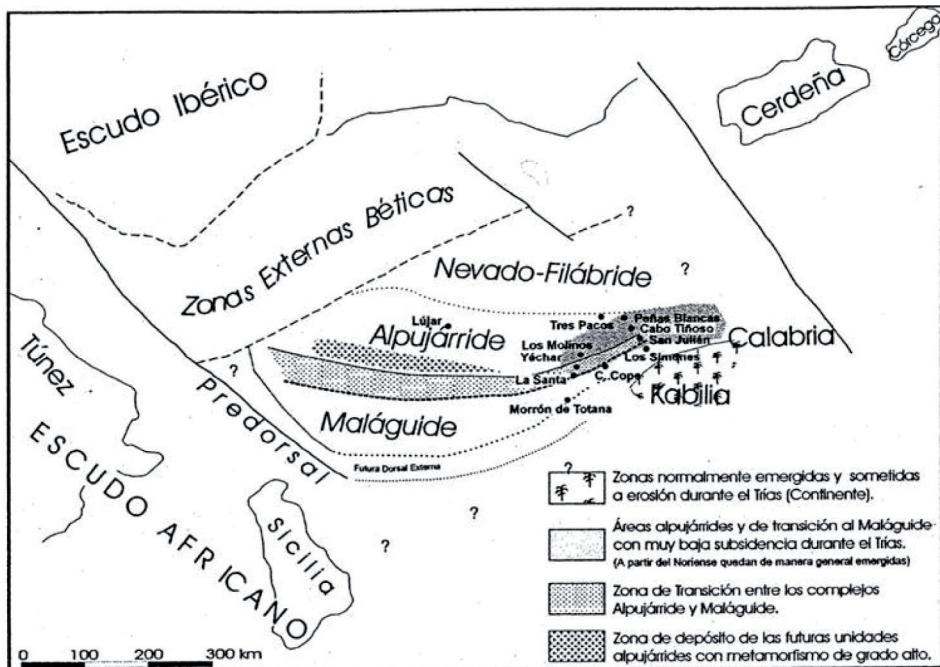


Figura 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCÍA TORTOSA 2002. Modificada de SANZ DE GALDEANO et al., 2001.

Una posible situación de partida a finales del Pérmico, es la de la Figura 6.1 GARCÍA TORTOSA F. J., (2002), donde se propone un nuevo modelo paleogeográfico en el que se sitúan los diferentes dominios del sector occidental del Tethys. Una de las diferencias principales con las propuestas anteriores, es la situación de la Dorsal externa respecto al Maláguide, así como el acuñamiento hacia el Este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabilide y Calábride. Estos dominios representaban un microcontinente que debió ser el área fuente de los sedimentos detritivos constitutivos de las series estudiadas en esta área. Tal como se refleja en dicha figura, el sector estudiado ocupaba un área poco subsidente y sin depósito a partir del Noriense, que a su vez separaba dos zonas subsidentes cuya son la del Alpujárride central y algunos sectores de la Calabria con series similares a los Alpujárrides orientales pero con un registro sedimentario del Noriense bien desarrollado.

La evolución sedimentaria del Triásico de las Z.I.B podría resumirse como sigue: durante el Scytiense y la mayor parte del Anisiense se instalaron, de manera generalizada, ambientes fluviales y costeros sobre los materiales paleozoicos previos. Los depósitos de dichos ambientes de carácter siliciclástico se corresponden, de manera general, con las formaciones detriticas inferiores de las distintas unidades tectónicas descritas.

La evolución sedimentaria que se deduce de las secuencias de depósito mejor conservadas en el área de estudio, indica una progresiva disminución de la energía hacia techo junto a un ascenso relativo del nivel del mar. Durante este período se comienza la fracturación del Tethys occidental en su contacto con el Escudo Ibérico. La homogeneidad de las potencias en las formaciones detríticas en esta área, lleva a considerar que esta fracturación es aún muy débil y genera escasa subsidencia diferencial. Es a finales del Anisiense y principios del Ladinense, cuando el proceso de fracturación se acentúa, generándose un aumento de la subsidencia en determinados sectores, lo que se traduce en diferencias considerables, en cuanto al espesor de los depósitos de esta edad, entre las distintas unidades descritas. Es este período, los sistemas fluviales retrogradan debido a la transgresión marina que instaura ambientes mareales, con depósitos de tipo sabka, quedando los sistemas fluviales restringidos a los paleosectores meridionales de las unidades maláguide (Morrón de Totana).

No fue hasta bien entrado el Ladinense cuando se alcanzó el nivel de mar alto (HST), que inundó de manera generalizada los dominios, dando lugar a medios de plataforma carbonatada somera en la que pueden identificarse zonas de mayor subsidencia. (Unidades de Tres Pacos, Morrón de Totana, etc.). De manera general puede indicarse que en los depósitos de esta edad, los ambientes más someros y los menores espesores se encuentran el Maláguide respecto al Alpujárride. Las facies representativas de los depósitos finales de este período, ya en el tránsito al Carniense, muestran una ralentización de la subsidencia, acompañada de la instalación de ambientes con depósitos más someros, en los que se intercalan capas de tempestitas con acúmulos de bivalvos y braquiópodos. Estas capas de tormenta se han encontrado en todas las unidades, a excepción de las maláguide donde las facies se corresponden a ambientes supramareales y/o subaéreos.

Un nuevo evento tectónico aconteció en el límite Ladinense-Carniense y cuyos primeros resultados son la presencia de importantes masas de rocas subvolcánicas y por una nueva reestructuración de la cuenca. Se originan nuevos relieves que en determinadas áreas pueden actuar como "altos fondos" en algunos de los cuales se da erosión y karstificación (Águilas) mientras que en sectores próximos a las áreas generalmente emergidas se depositan potentes series detríticas (Morrón de Totana). En este contexto aconteció un nuevo episodio de nivel de mar alto (HST), generalizándose un medio de plataforma mixta (carbonatada-siliciclastica). En este período debieron acentuarse los sistemas de fracturación que comenzaron a funcionar en el Triásico inferior, de manera que se llegó a una fuerte individualización de bloques (surcos y umbrales), lo cual explica en parte la formación de depósitos gravitacionales (tipo debris flow y facies asociadas) generados por la existencia de pendientes entre los altos fondos y los surcos. Dentro de esta individualización pueden identificarse al menos tres sectores que pudieron estar delimitados por zonas de fractura. El más meridional se correspondería con el Morrón de Totana al Norte del cual se ubicaba un área habitualmente emergida con sedimentación eventual de tipo maláguide que, hacia el Norte, daba paso a un sector a su vez estructurado en subcuencas más o menos subsidentes y por tanto con mayor o menor influencia marina y que se correspondería, a grandes rasgos, con las áreas de depósito de las denominadas "unidades intermedias". El sector más septentrional, a su vez estructurado en subcuencas, es el más subsidente y con depósitos marinos generalizados. Se correspondería con el área de depósito del Alpujárride en el que, durante este período, el sector de la Sierra de Almagro debió ser el de mayor subsidencia dentro de los estudiados.

El descenso relativo del nivel del mar iniciado en el comienzo del Noriense, deja la mayor parte del área de estudio emergida y con procesos de karstificación y depósito de series condensadas en los que quizás esté representado el Noriense (pro parte), esto ocurre de manera generalizada salvo en la Unidad de Morrón de Totana donde MAKEL (1985) atribuye su último miembro al Noriense-Retiense, de modo que sería el único sector de las Z.I.B, en el que continua la subsidencia y el depósito durante el Triásico superior y en períodos prolongados del Jurásico y Terciario.

Como ya se ha citado con anterioridad, estudios geofísicos recientes indican que la corteza continental, en este sector, es anómala en cuanto a su poco espesor (20 a 27 Km). Parte de esta attenuación cortical puede asociarse al rifting mesozoico durante el cual el área de la Z.E.B se encuadraba en un margen pasivo que rodeaba la Placa Ibérica por su borde meridional. VERA (1981), DE RUIG (1992). Este margen se individualizó tras la etapa de rifting intracontinental iniciada en el Lías medio GARCÍA HERNÁNDEZ (1976, 1986 a), y evolucionó a un margen convergente durante el Paleógeno, para deformarse en el Mioceno inferior y medio MARTÍN ALGARRA (1987). Sigue, por tanto, una secuencia de acontecimientos análogos a los propuestos por diversos autores para los Alpes y los Apeninos en las cuencas del océano Ligur.

Los argumentos en los que se basa la atribución de este margen durante el Mesozoico a un modelo pasivo o Atlántico y no a un tipo transformante, se deducen de la distribución de facies litológicas, la reconstrucción palinopástica y la evolución paleogeográfica, comparada con márgenes sin deformación de otros dominios alpinos, considerados a su vez como antiguos márgenes pasivos, por comparación con los márgenes actuales sin deformar del Atlántico.

El estudio, reciente, de las anomalías oceánicas aporta nuevos datos para la historia del Océano Atlántico, novedades que también son de especial interés a la hora de dilucidar la historia de este margen: la diacronía entre los procesos de apertura del Atlántico Central y del Atlántico Norte -el de éste más tardío que el de aquél- implica que se produjeran movimientos relativos entre África, Iberia y Europa. En la reconstrucción que OLIVET *et al.*, (1982, 1984) hacen de estos movimientos se contemplan dos accidentes mayores -uno localizado al Norte de África; otro, hacia la posición actual de la cadena pirenaica- que habrían separado Iberia del continente africano y del resto del continente europeo, respectivamente.

En la evolución tectónica de este margen pueden identificarse todas las fases que definió BOILLOT (1984) en la evolución de los márgenes. La subsidencia se inició en el Triásico Medio, inducida por la extensión cortical en los dominios más meridionales (Z.I.B), y condicionó el depósito de las potentes series de sedimentos evaporíticos y siliciclásticos triásicos; pero el primer gran evento sobrevino a comienzos del Jurásico, coincidiendo con la apertura del Atlántico central, y no fue sino una gran transgresión cuyos primeros estadios quedaron registrados en sedimentos marinos del Jurásico temprano en las que se ha denominado "Unidades Intermedias" -intermedias entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Maláguide-; el cambio paleogeográfico fue, no obstante, mucho más generalizado y notable, de forma que el régimen marino quedó instalado en toda el área de las Z.E.B. y en sectores del área de las Z.I.B. (unidades alpujárrides de la hoja 997 bis; Unidad maláguide del Morrón de Totana,

en las hojas 911, 912 y 933), situación que se mantuvo durante el resto del Mesozoico y el Terciario Inferior.

Así, ambientes que en el Triásico Superior eran continentales con episodios costeros se convirtieron en ambientes de plataforma carbonatada somera de características similares a la de las Bahamas: depósitos (oolíticos) de barras de alta energía y facies mareas hacia techo; esta plataforma, por otra parte, alcanzó dimensiones muy superiores a las de cualquier plataforma carbonatada somera actual: series liásicas del Complejo Maláguide (Z.I.B.) en Sierra Espuña son similares a las coetáneas descritas (NIETO *et al.*, op cit) en el Subbético de la Sierra de Ricote (Z.E.B.). Un segundo e importante suceso ocurrió en el Lías medio (180 Ma): la fragmentación de esa gran plataforma y, como consecuencia, la individualización de los dominios Prebético, donde persiste el régimen de plataforma carbonatada, y Subbético, más profundo, en el que la sedimentación se hace claramente pelágica. Este hecho se relaciona con un nuevo episodio de apertura del Atlántico y la subsiguiente formación de una banda de fondo oceánico entre las placas europea y africana; los basaltos doleríticos de la F. Zegri (Hoja 912, Mula) son ilustrativos a este respecto.

El tercer evento, también generalizado y que tuvo lugar al final de Dogger (152 Ma), se define como una etapa de expansión con subsidencia del margen continental: fue responsable de la fragmentación de la plataforma carbonatada prebética y de la individualización de surcos y umbrales en la cuenca subbética; surcos y umbrales que permanecieron bastante estables durante el Malm.

Durante el Jurásico Superior y el Cretácico inferior el rifting continental afectó progresivamente a las partes más externas del margen, alcanzando su fase álgida entre el Oxfordiense Superior y el Valanginiense (150-125 Ma); el resultado fue la acentuación de la subsidencia y la formación de dominios sedimentarios, limitados por fracturas distensivas y alargados en dirección NO-SE, que condicionan la sedimentación desde el Jurásico terminal hasta el Oligoceno: de ambientes poco profundos (depósitos continentales y carbonatos de plataforma) en el NO a ambientes cada vez más profundos hacia el SE, hasta facies de talud.

En los distintos modelos de evolución de márgenes pasivos que se han propuesto se admite una cierta contemporaneidad entre el final del rifting, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de las Cordilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos -afloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B.- a favor del modelo propuesto, sí los hay indirectos: la discontinuidad Bathoniense Superior-Calloviana, que afecta a toda la Zona Subbética, y la presencia sincrónica de depósitos condensados de hemipelagitas en el ámbito del Prebético y de diques neptúnicos en los materiales previos a aquella discontinuidad. [La génesis de estos diques neptúnicos ha sido relacionada (VERA *et al.*, 1984) con la existencia de fracturas con salto en dirección, afines a fallas transformantes].

Considerando que todos estos procesos sedimentarios están registrados y documentados en otros dominios alpinos ya citados -como es el caso del Ligur (Alpes y Apeninos), donde sí hay evidencias directas de un primer fondo oceánico que se desarrolló en sincronía con los

eventos descritos- se puede pensar que la fase de deriva debió iniciarse hacia el límite Dogger-Malm, época del Jurásico en la que fue dominante la subsidencia térmica, en contraste con el carácter eminentemente tectónico de los primeros estadios de la subsidencia.

Fue durante el Malm cuando culminó la diferenciación de surcos y umbrales en la cuenca de las Z.E.B. En el Prebético, adyacente al continente, se depositaron facies de plataforma interna, evolucionando a facies mareales. En el Subbético, el cuadro es más complejo, aunque en líneas generales se puede describir así: en los surcos se acumulan radiolaritas, ritmitas carbonatadas (a veces con sílex) y turbiditas calcáreas; en los umbrales se depositan calizas nodulosas con tempestitas interestratificadas, en series condensadas con frecuentes discontinuidades estratigráficas, superficies de erosión, fondos endurecidos, diques neptúnicos y, localmente, notables intercalaciones de rocas volcánicas submarinas (COMAS, 1978; PUGA y RUIZ-CRUZ, 1980).

Durante el Neocomiense cambia sustancialmente la morfología de los dominios sedimentarios y, por ende, la distribución de facies. En el Prebético, el área cercana al continente emergió, y en la cuenca restante se acumularon potentes series en facies marino-someras y mareales. En el dominio Subbético los depósitos son de ritmitas carbonatadas con frecuentes estructuras de deslizamiento e intercalaciones de conglomerados y brechas (formaciones Miravetes y Carretero), secuencia característica de una cuenca inestable de pendientes accentuadas; las áreas más internas del Subbético funcionaron como umbral pelágico: emersiones y discontinuidades frecuentes, diques neptúnicos, procesos kársticos.

El intervalo Barremiense-Albiense Inferior es un complejo ciclo expansivo hacia el borde de cuenca: potentes series en facies urgonianas se depositaron en las áreas externas del Prebético, mientras que en las internas lo hicieron secuencias de somerización progradantes hacia el interior de la cuenca; en las áreas internas del dominio Subbético hay muy poca (o ninguna) sedimentación, pero en el resto se acumularon desde potentes series de turbiditas terrígenas (F. Cerrajón) a ritmitas calcáreas y, localmente, facies euxínicas.

Entretanto, la posición relativa de África e Iberia cambió de forma notable desde el Lías hasta el Aptiense: ambas se desplazaron hacia el E, pero a diferentes distancias: 1.500 km el blo-que africano, 150 km Iberia (OLIVERT *et al.*, op cit).

El registro sedimentario del Cretácico Superior es mucho más uniforme: en el Prebético comienza con las facies Utrillas, en un dispositivo expansivo, y continúa, hasta el Senonense, con depósitos de plataforma carbonatada somera; en la cuenca subbética se depositaron materiales en facies pelágicas (formaciones Represa, Capas Rojas, Quipar-Jorquera, etc), esencialmente calizas con sílex y margas. No obstante, en los sectores más internos del dominio Subbético, antes (durante el Albiense superior-Vacroniense) y sobre las superficies de discontinuidad descritas, se habían formado costras de estromatolitos pelágicos fosfatados, que se han interpretado como depósitos bioconstruidos en condiciones de muy baja o nula velocidad de sedimentación, en una fase estática de un ciclo de nivel del mar en ascenso (TST) y bajo la acción de las corrientes de "upwelling"; los materiales que se depositan hasta el final del Cretácico son de facies similares a las del resto del dominio pelágico, facies que, consiguientemente, han fosilizado el umbral de las áreas más internas de la cuenca. [Los fos-

fatos de Sierra Espuña, también en el Cretácico Superior (bien que del Complejo Maláguide Z.I.B.), son el ejemplo más conocido de mineralización sinsedimentaria de fosfatos en aquellos depósitos bioconstruidos].

Desde el final del Dogger hasta el Cretácico terminal fue, pues, una etapa de oceanización. En el marco del modelo (de subsidencia térmica) propuesto, las bruscas variaciones laterales de facies y de espesor de los sedimentos indican que el margen fue repetidamente afectado, durante el Cretácico inferior, por fallas distensivas de direcciones NO-SE y NE-SO, paralelas a las directrices Ibérica y Bética respectivamente; durante el Cretácico superior la geometría del margen estuvo condicionada localmente por fallas de pequeña escala.

Es difícil precisar el momento en el que margen sudibérico dejó de actuar como margen pasivo para convertirse en margen activo o convergente, es decir, cuándo comenzó la subducción del fondo oceánico -muy probablemente acompañado de algún retazo de corteza continental- hacia el Sur y bajo el bloque de Alborán; ese momento, final de una etapa distensiva e inicio de otra compresiva, debió ser el tránsito del Cretácico al Paleoceno, cuando también comenzó la etapa de subducción en los Alpes occidentales. Una tal cronología se fundamenta en criterios tectónicos locales (episodios compresivos a lo largo del Paleógeno, descritos por varios autores) y sedimentológicos generales: cambio sustancial en la geometría de la cuenca -por el que gran parte de la plataforma carbonatada del Cretácico superior quedó completamente emergida- acompañado por una acentuación del talud continental y la subsiguiente aparición de turbiditas terrígenas y de olistostromas en las áreas de cuenca; estos primeros eventos datan 60 M.a (DE RUIG, 1992) y son el reflejo de los movimientos tectónicos verticales de un flanco de la cuenca sujeto a compresión.

Como consecuencia del levantamiento tectónico de la plataforma, la sedimentación marina quedó bastante restringida durante el Eoceno y Oligoceno, de forma que la línea de costa coincidía con el paleotalud continental. En general, los depósitos de este periodo son margas y calizas pelágicas con intercalaciones de turbiditas y otros depósitos gravitacionales, evolucionando a depósitos turbidíticos, detríticos y siliciclásticos en la mayoría de las áreas.

La actividad compresiva había sido poco relevante durante el Paleoceno, pero lo fue más entre el Eoceno medio-superior y el Oligoceno inferior, como lo reflejan la fracturación sinsementaria y el repetido basculamiento de los depósitos de plataforma.

En este período prosiguió el desplazamiento de África hacia el E, en tanto que se acentuaba la rotación levógira de Iberia respecto al continente europeo y se desplazaba hacia el NE. Estos movimientos, que coincidieron con importantes eventos tectónicos en todas las Cordilleras Alpinas y con el desarrollo del metamorfismo, pudieron ser los responsables del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Alborán y Z.I.B) mediante grandes líneas de deslizamiento que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para que se produjeran deformaciones sinmetaformórficas en condiciones dúctiles.

La fracturación distensiva subsecuente durante el Oligoceno superior-Aquitaniense basal (25-23 M.a.), se correlaciona con el rifting de la Cuenca de Valencia y la Provenza. En numerosas áreas del Prebético, la ruptura parcial de la cobertura sedimentaria desencadenó el diapirismo

de las masas evaporíticas del Triásico, que perforaron el suprayacente a favor de fracturas normales subverticales.

En este tiempo continúa la expulsión hacia el Oeste del “Bloque de Alborán” mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de Cádiz-Alicante o Nor-Bético. Estos accidentes juegan como desgarres dextros arrastrando, no sólo a las Z.I.B, sino también a gran parte de las Z.E.B hacia el Oeste.

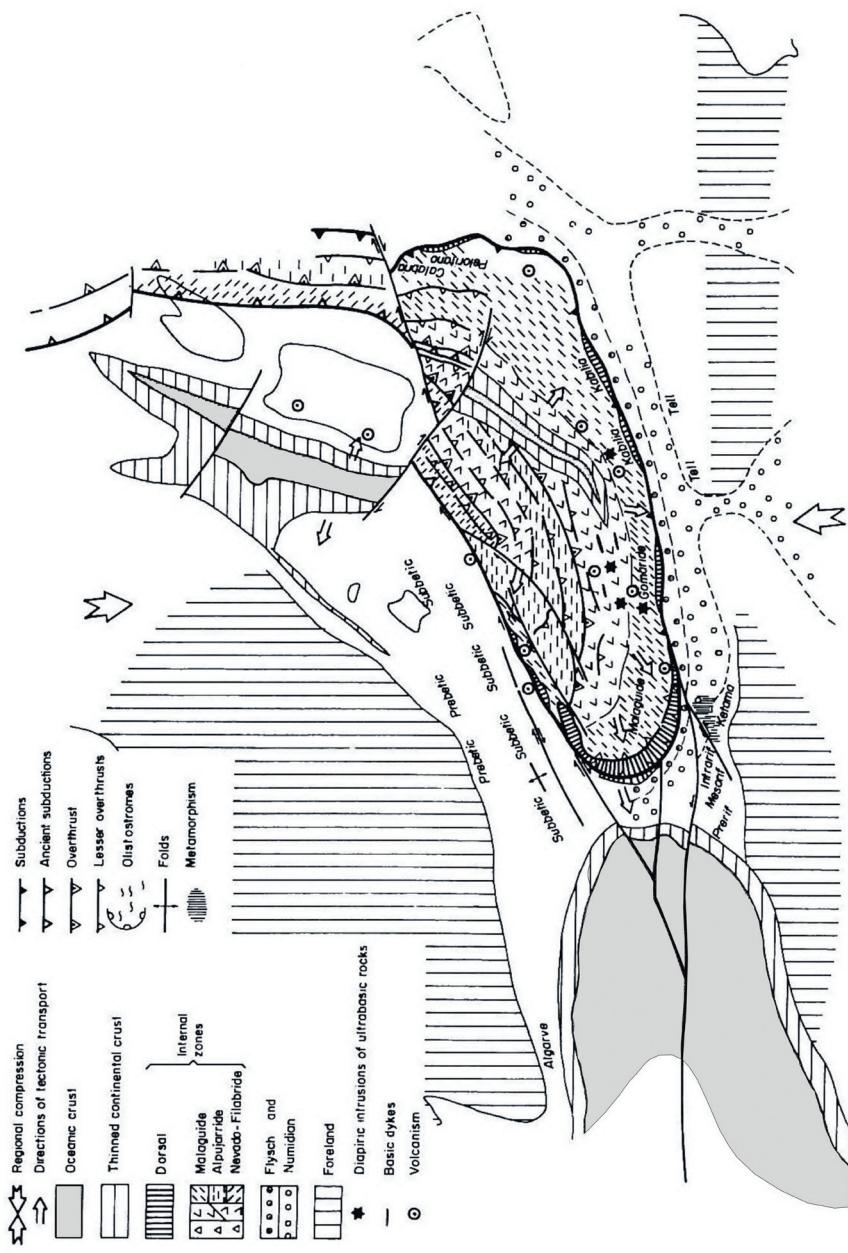


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO et al., 1990.

Una transición rápida de distensión regional a compresión, ocurrida en el Aquitaniense Superior-Burdigaliense basal, se asocia con el emplazamiento del Manto Bético sobre el margen meridional ibérico Fig. 6.2. El margen Mesozoico-Paleógeno se invirtió y se transformó en un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Desde este momento, ambas zonas funcionaron como un único sólido en su evolución geodinámica posterior. Los paleoesfuerzos indican que la dirección de compresión máxima era N-S a NNO-SSE, al principio de plegamiento. La localización y orientación de los grandes pliegues, fue sin embargo controlada por las fallas normales preexistentes. Coinciendo con este evento compresivo, se observan importantes engrosamientos corticales en los límites entre zonas, debido a la incrustación de ambos bloques continentales. En este área de estudio este hecho se traduce en subcabalgamientos de las Z.E.B sobre las Z.I.B, con expulsiones de pequeños testigo de estas sobre aquellas.

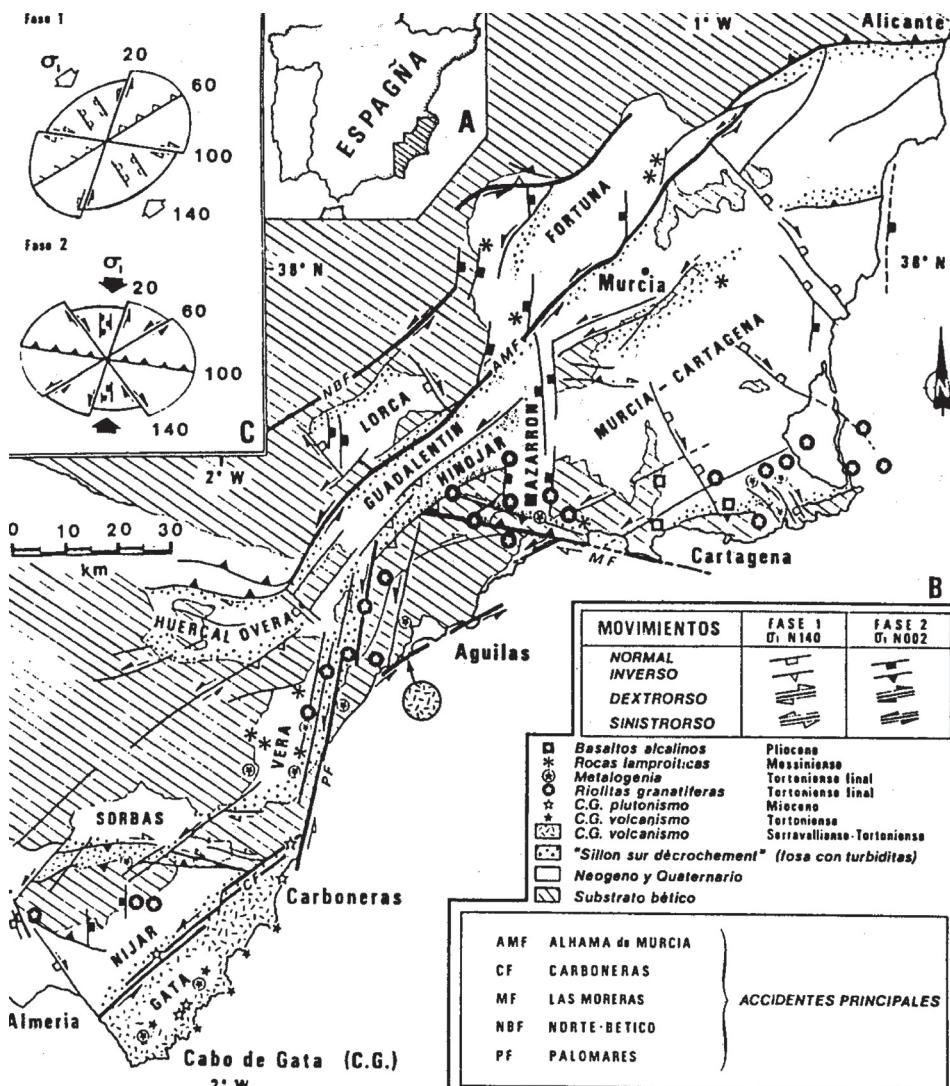
La sedimentación durante el Mioceno inferior estuvo confinada a cuencas sinclinales ENE, mientras que las charnelas anticlinales eran erosionadas y flankeadas por pequeñas plataformas carbonatadas donde se depositaron calizas algales cuya datación isotópica indica que la primera serie de pliegues se desarrolló secuencialmente entre 23,6 y 19 M.a. Este registro finalizó con un periodo de mar alto generalizado y un plegamiento coaxial subsecuente datado entre 21,5 y 17,2 M.a. En el resto del Mioceno inferior y medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dextras con dirección N60/70E. En las Z.E.B continua el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético así como la expulsión de materiales olistostómicos al Norte y Suroeste hacia donde se ha trasladado el depocentro de la cuenca de antepais, inducido por la carga en el margen ibérico de láminas cabalgantes procedentes del Sur. En este periodo, comienza a formarse la parte principal de la cuenca o Mar de Alborán como consecuencia del adelgazamiento y estiramiento de las Z.I.B asociado a estos movimientos trastensivos. Esto está confirmado por la fracturación extensional en y entre los Complejos que se definen el las Z.I.B. Este proceso de estiramiento tuvo lugar entre el Burdigaliense superior y el Serravallense, a lo de casi 9 M.a. Durante este periodo, el estiramiento que sufrió la Zona Subbética hizo que desapareciera como dominio sedimentario diferenciado al ser arrastrada en la zona frontal del Bloque de Alborán. El volcanismo más antiguo se corresponde con esta edad.

Parece reconocerse que, a finales del Mioceno medio, esta dinámica dextrorsa que de manera tan intensa había deformado las Z.E.B, en especial al Subbético, quedó prácticamente bloqueada operando a partir de este momento un nuevo contexto geodinámico.

A partir del Tortoniano, en lo que se ha venido denominando época neotectónica para esta región, la compresión giró de NNO-SSE a ONO-ESE y NNO-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno Superior y Cuaternario, en consonancia con la compresión general entre Iberia y África (Figura 6.3). Con ello las fallas N60/70E quedan bloqueadas o bien actúan como desgarres levógiros como ocurre con el accidente de Cádiz-Alicante en su sector de Bullas-Archena. La importante diferencia de espesor cortical que se pone de manifiesto en los bloques septentrional y meridional del Corredor del Guadalentín BANDA y ANSORGE (1980), encaja bien con el movimiento levógiro citado que afecta a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este hecho de, indudable trascendencia tectónica, es también de gran importancia ya que se produjo un incremento del flujo térmico en la región y cuando la distensión E-O lo permitió, determinó la salida de importantes masas de material volcánico mantélico, durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno.

Durante el Mioceno superior las fallas de dirección E-O, no llegan a bloquearse y aún mantienen, aunque amortiguados, movimientos de desgarre dextrorso.

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NO-SE y las NE-SO a NNE-SSO las que van a presentar movimientos muy importantes. A destacar entre estos sistemas en el área de estudio el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o del Guadalentín y las del Segura Medio. Para entender su complejo funcionamiento, es necesario recordar que, durante este tiempo, no sólo se produce una compresión NNO-SSE sino que además y de manera sincrónica existe una notable distensión casi E-O. Por estas razones estos sistemas de fracturación conjugados NO-SE y NE-SO, no sólo van a presentar movimientos de desgarre dextrógiros o levógiros respectivamente sino que, en muchos casos, estos van a ser oblicuos o incluso normales. El juego combinado de ambos sistemas con desplazamientos normales, ocasiona en su conjunto una extensión aproximada E-O.



Las grandes fallas de Bullas-Archenas y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento de Afrecha a Iberia, tienden a quedar bloqueadas de manera que la deformación se concentra de manera preferente en los sectores de intersección de este sistema con el de dirección NO-SE del Corredor de Segura Medio que desplaza y

oblitera al primer sistema. En estos sectores de intersección se localiza una notable actividad sísmica y numerosas surgencias termales.

Finalmente el levantamiento que se produce en algunos sectores durante el Plioceno, origina que al sistema de esfuerzos ya descrito con una compresión aproximada NNO-SSE y una tensión casi perpendicular, se le suma dicha componente dando lugar a una extensión de tipo radial. Por ello algunas fracturas de dirección próxima al E-O, pueden presentar movimientos verticales importantes.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Son escasos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, especialmente en lo que se refiere a minerales metálicos y a las rocas industriales.

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Cope son de hierro (Fe) en la Rambla del Cantal, Los Pozos Colorados y Casa de Ginés y de estaño (Sn)- plomo (Pb)- hierro (Fe)- cobre (Cu), en las Minas Cantal y Cuprosa. Todos estos indicios, en la actualidad inactivos, se encuentran en la vertiente meridional del Lomo de Bas en el sector NE de la Hoja entre la Rambla del Cantal y Pozos Colorados. En el Cuadro 7.1 se resumen los datos de estos indicios mineros.

Minas Cantal y Cuprosa. Este grupo minero se encuentra en la proximidad de las Casas del Cantal (634,55; 4151,90). Se trata de un indicio con morfología filoniana N130°E y subvertical cuya paragénesis está constituida por gohetita, hematites, casiterita, cerusita, jarosita, piritita, galena, baritina, malaquita, natroalunita y cuarzo. El filón de aspecto brechoide y potencia entre 2-3 m, encaja en los micasquistos grisáceos con estaurolita y granate (2) del Complejo Alpujárride. Tanto por su dirección como por su morfología brechoide este indicio se sitúa en la falla de la Rambla del Cantal, perteneciente a uno de los sistemas conjugados de fracturación tardíos.

Rambla del Cantal. Este indicio se encuentra aguas abajo del anteriormente descrito y en la margen derecha del cauce (635,30; 4150,90). Es de morfología filoniana N130°E y subvertical. Su paragénesis está constituida por gohetita, hematites y cuarzo. El filón es brechoide con varias venas subcordantes y encaja igualmente en los micasquistos grisáceos con estaurolita y granate (2) del Complejo Alpujárride, muy próximo al contacto mecánico con la unidad de las metapelitas grisáceas (5). Tanto por su dirección como por su morfología brechoide este indicio se sitúa en la falla de la Rambla del Cantal perteneciente a uno de los sistemas conjugados de fracturación tardíos.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS							
INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/ Término Municipal	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	Observaciones
	X	Y					
1	634550	4151400	Sn-Pb-Fe-Cu	Águilas	Goetita, hematites, casiterita, cerusita, jarosita, pirita, galena, barita, malaquita, cuarzo, natroalunita.	Filoniana	Minas Cantal y Cuproja.
2	635300	4150900	Fe	Águilas	Goetita, hematites, cuarzo	Filoniana	Rambla del Cantal
3	636450	4151250	Fe	Águilas	Goetita, hematites, jarosita cuarzo	Filoniana	Los Pozos Colorados
4	637450	4151600	Fe	Águilas	Goetita, hematites, cuarzo	Filoniana	Casa de Ginés

Cuadro 7.1

Los Pozos Colorados. Situado en el paraje de esta denominación (636,45; 4151,25), se trata de un indicio de morfología filoniana N140°E subvertical y cuya paragénesis esta constituida por gohetita, hematites, jarosita y cuarzo. Se explotaron dos filones subparalelos con una corrida de 500 m y espesores inferiores al metro. El encajante son los micaesquistos grisáceos con estaurolita y granate (2) del Complejo Alpujárride.

Casa de Ginés. El indicio se encuentra al NE de la Casa de Ginés (637,45; 4151,60) y se trata de un indicio de morfología filoniana N130°E buzando 70-80SE. Su paragénesis esta constituida por gohetita, hematites y cuarzo. Se explotaron dos filones subparalelos con una corrida de 500 m y espesores inferiores al metro. El encajante son las cuarcitas y cuarzoesquistos con granate (1) del Complejo Alpujárride.

Las mineralizaciones filonianas de hierro, grupo en el que se integran todos los indicios de esta Hoja, a excepción de unas poco importantes labores de prospección ubicadas al Oeste del Cabo de Palos, se concentran en el arco que, condicionado por el accidente sinistrorso de Palomares, se extiende desde el Pilar de Jaravia (Hoja Nº 997) y la Punta de Calnegre (Hoja Nº 976) pasando por las estribaciones del Lomo de Bas donde afloran los materiales de las series paleozoicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride. Los filones suelen estar mejor conformados cuando encajan en tramos con facies cuarcíticas o de cuarzoesquistos siendo con frecuencia "filones en dirección" subparalelos a las capas y/o esquistosidad principal. En cualquier caso son bastante irregulares y discontinuos con potencias desde centimétricas a métricas y longitudes desde métricas a hectométricas. En algunos indicios son verdaderos stockwork de venas centimétricas en zonas de fractura de hasta varios metros de potencia. El relleno filoniano es casi siempre brechoide en el que fragmentos de la roca de caja, se encuentran cementados por una mineralización en la que predominan minerales secundarios de hierro a los que acompañan escasos sulfuros, carbonatos de cobre, baritina ocasional y cuarzo.

MOLINA y RUIZ MONTES 1993, los interpretan como productos de relleno epitermal de fracturas distensivas tardías, invocando incluso mecanismos per descensum y apuntando que las variaciones paragenéticas son reflejo de ciertas peculiaridades (litológicas, geoquímicas, etc.) del entorno geológico y de la conexión más o menos estrecha con otros procesos como, por ejemplo, el volcanismo terciario tan bien desarrollado en el sector oriental de la Cordillera.

Según estos autores, estos yacimientos pueden ser homologados al tipo SIEGERLAND, ampliamente representado en la Europa hercínica y alpina. Los susodichos autores definen dos subtipos: Filabres para hacer referencia al grupo genérico de mineralizaciones de hierro con sulfuros y el Gergal para aquellos con muy escasa proporción de sulfuros.

En la Sierra del Lomo de Bas, es frecuente la presencia accidental de minerales de estaño en las numerosísimas labores abiertas sobre las mineralizaciones filonianas de hierro y sulfuros. Sin embargo, son muy pocos los indicios que tienen contenidos anómalos de estaño. Uno de ellos, posiblemente el más importante, son las Minas del Cantal y la Cuprosa, en las que la casiterita es mineral fundamental. Análisis de todo/uno en muestras de estas labores (IGME-ENADIMSA) dieron contenidos máximos del 1%.

Los yacimientos de estaño de la región de Murcia, no sólo son diferentes a los del resto de la Península, sino que son el único ejemplo europeo de mineralizaciones estanníferas de edad terciaria, resultado de los procesos epitermales derivados de las fases postreras del volcanismo neógeno desarrollado en el SE peninsular. Cuando la relación de los filones es muy estrecha con las rocas volcánicas (Minas de La Crisoleja, Hoja N° 977) los yacimientos se han asimilado al tipo Mexicano en tanto que cuando se trata de filones mayores, no encajados en rocas volcánicas tal como ocurre en esta área del Lomo de Bas, los rasgos se aproximan más al tipo Boliviano.

7.1.2. Minerales energéticos

No se tiene constancia de la existencia en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales energéticos.

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera no han tenido, en el área comprendida en esta Hoja, aprovechamiento como materiales de construcción. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas, mármoles, rocas básicas, yesos, etc.), no existe constancia histórica de explotaciones industriales.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Cope queda encuadrada íntegramente en el ámbito de la cuenca del Segura, cuyos 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

Segura en su desembocadura, así como 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 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 18°C en el Campo de Cartagena y Vegas Mediana y Baja del Segura y 10°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 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, siendo el resto 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 Segura). Aguas abajo de la confluencia entre ellos los cauces de la margen izquierda son, en general, ramblas sin aportaciones permanentes y con fuertes aparatos torrenciales (ramblas del Judío, Moro, Tinajón, etc.), mientras que los de la margen derecha son ríos propiamente dichos, con caudales exigüos pero permanentes.

El clima en la Hoja de Cope, según la clasificación de Köppen, se incluiría dentro del estepario seco, próximo al desértico (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ, 1987), con temperatura media anual de 18°C, precipitación media de 200 mm/año (la mínima de la cuenca del Segura) y una tasa de evapotranspiración potencial superior a 900 mm/año.

Desde el punto de vista fluvial, el ámbito territorial de esta Hoja está caracterizado por cauces con desagüe directo al mar que son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del 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 post-orogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unidades mencionadas. Estos materiales post-orogénicos 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.

Siguiendo criterios geológicos e hidrogeológicos y atendiendo a razones de eficacia administrativa, se definieron en el Plan hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) 57 unidades hidrogeológicas que agrupaban los 234 acuíferos definidos 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, siendo el cumplimiento de los objetivos medioambientales, el control de la evolución del recurso y la adopción de medidas de protección y restauración exigencias aplicables a todas y cada una de las masas identificadas como tales por los Estados miembros. 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.

Partiendo 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 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 950-1.000 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 1.960 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 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, destacando las Vegas del 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.

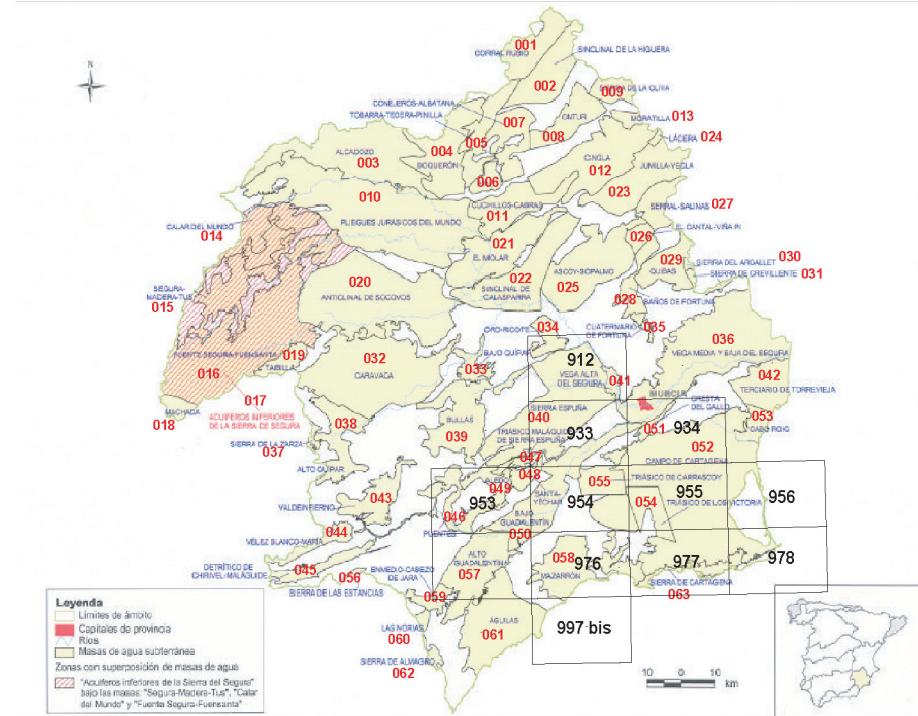


Figura 7.1. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005).

En la Figura 7.1, tomada del Mapa de Masas de Agua subterránea (MMA 2005), se refleja la distribución geográfica de dichas masas de agua en el ámbito de la 1ª fase del Proyecto de actualización y revisión geológica de la Región de Murcia.

En el Cuadro 7.2. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativos en el ámbito de esta Hoja.

Atendiendo a esta identificación, la única Masa de Agua Subterránea presente en el ámbito de la Hoja es la 070.061.- Águilas, coincidente con la Unidad Hidrogeológica homónima 07.33. 070.061.- Águilas (U.H.- 07.33).

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE MUN.	DES_NAT	PROF	DESCRIPCION UTILIZACION	VOLUMEN
2739	2	0003	30	671951	4170781	85	CARTAGENA	POZO CON SONDEO	127	AGRICULTURA	123
2739	3	0052	30	681452	4170397	26,5	CARTAGENA	POZO CON SONDEO	80	AGRICULTURA	130
2739	3	0065	30	680241	4169207	35	CARTAGENA	SONDEO	70	AGRICULTURA, INDUSTRIA Y GANADERIA	400
2739	3	0067	30	676888	4169086	50	CARTAGENA	POZO CON SONDEO	84	AGRICULTURA	90
2739	4	0043	30	688089	4170888	24,5	CARTAGENA	POZO	34,9	AGRICULTURA	
2739	4	0051	30	684334	4163129	78	CARTAGENA	SONDEO	200	INDUSTRIA	1099
2739	4	0078	30	684136	4164943	74,66	CARTAGENA	SONDEO	330	AGRICULTURA	216

Cuadro 7.2. Puntos de agua seleccionados

Esta masa de agua subterránea coincide con la unidad hidrogeológica del mismo nombre, aunque con unos límites geográficos algo diferentes para adaptarse mejor a los de los acuíferos que la componen. Su extensión superficial es de 379 km², de los que 320 km² pertenecen a la Región de Murcia y el resto a la Comunidad Autónoma de Andalucía (provincia de Almería). La ocupación general del suelo en el año 2000 era del 40% agrícola (78% en cultivos de regadío y el resto en secano), 3% urbano y 57% como suelo forestal. En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos del Parque Regional de Cabo Cope y el Paisaje Protegido de Cuatro Calas.

Se localiza en el extremo Sur de la Región de Murcia, en el límite con la provincia de Almería. Limita al sureste con el Mar Mediterráneo y se extiende hasta englobar la Sierra de Carrasquilla al NO y parte de la Sierra de Almenara al N. El límite Suroeste se localiza en las proximidades de la población de Pulpí y el límite Noreste entre las poblaciones de Campico de Lirias y Garrobillo. Geológicamente, los límites de la masa se definen por el contacto de los materiales del acuífero con el basamento impermeable, constituido por el Paleozoico de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride y las margas miocenas; al SE se localiza en el mar Mediterráneo.

La elevada complejidad geológica de esta zona 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. En la tabla 1 se indican la litología, edad y extensión superficial de los 19 acuíferos que integran esta masa o unidad.

Nº	ACUÍFERO	LITOLOGÍA Y EDAD	EXTENSIÓN (km ²)
90	Cabezo del Pozo	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	1
92	Escarihueta	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	3
93	Las Zorras	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
94	Losilla	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	1
95	Cubeta de Pulpí	Gravas (Plioceno y Cuaternario)	25
119	Águilas-Cala Reona	Calcareitas (Mioceno), Areniscas y conglomerados (Plioceno y Cuaternario)	51
120	Atalaya-Tejedo	Calizas y Dolomías del Triásico Alpujárride	4,5
121	Cabezo de La Horma	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
122	Casa de Las Lomas	Calizas y Dolomías del Triásico Alpujárride	1
123	Cope-Cala Blanca	Areniscas y conglomerados (Plioceno y Cuaternario)	51
124	Mojón	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	0,3
125	Puerto del Carril	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	2
126	Rambla de los Arejos	Areniscas y conglomerados (Plioceno y Cuaternario), Areniscas (Mioceno)	20
127	Rambla de los Bolos	Calizas y Dolomías del Triásico Alpujárride	0,7
128	San Isidro	Arenas del Cuaternario	2
129	Tébar		4
131	Vértice Palomas	Mármoles triásicos (Complejo Nevado-Filábride)	4
172	Sierra de los Pinos y del Aguilón	Calizas y Dolomías del Triásico Alpujárride	4,3
173	Pilar de Jaravia	Calizas recristalizadas del Triásico Alpujárride	1,7

Tabla 1. Acuíferos en la unidad de Águilas: litología predominante, edad y extensión

La recarga procede de la infiltración de la lluvia y de retornos de riego, habiendo sido estimada entre 3,2 y 6,1 hm³/año (ITGE, 1989; DGOHCA, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997). La descarga se produce fundamentalmente por la explotación mediante bombeo, evaluada en el periodo 1980-87 entre 6,8 y 12,1 hm³/año (ITGE, 1989; DGOHCA, 1996; CHS, 1997; DGOH-ITGE, 1997). En acuíferos costeros como Águilas-Cala Reona y Cope-Calablanca hay que tener en cuenta, además, las salidas al mar. Como puede observarse, a escala de toda la unidad hidrogeológica la extracción por bombeo sería aproximadamente el doble de las en-

tradas, por lo que se procedió a la declaración de sobreexplotación por la Junta de Gobierno de CHS (acuerdo de 6/04/2004).

Casi la totalidad del agua subterránea extraída es utilizada para riego, pero no resulta suficiente para cubrir la demanda existente, por lo que se importa agua del acuífero Alto Guadalentín. El uso para abastecimiento urbano e industrial es mucho menor.

En la Hoja de Cope el único acuífero representado es el denominado Cope-Cala Blanca, cuya práctica totalidad se sitúa dentro de este ámbito geográfico.

Acuífero Cope-Cala Blanca

Situado al Este de Águilas, ocupa la zona costera al Norte de Cabo Cope, desde Calabardina hasta las ramblas de El Garrobillo y El Cantal. Está delimitado por los afloramientos paleozóicos del Complejo Alpujárride que actúan como impermeable de base, salvo al Este, donde limita con el mar Mediterráneo. Las formaciones acuíferas se componen de areniscas, arenas y conglomerados del Plioceno y Cuaternario, que llegan a alcanzar un espesor máximo conjunto de 130 metros (ITGE, 1990).

La recarga del acuífero se produce principalmente por la infiltración del agua de lluvia, y en menor medida por la de la escorrentía superficial proveniente de las estribaciones montañosas (IGME, 1981); la recarga media estimada es de 0,2 a 1,1 hm³/año (ITGE, 1989; ITGE, 1990; DGOHCA, 1996; DGOH-ITGE, 1997; CHS, 1997). La descarga tiene lugar por extracciones por bombeo y por salidas subterráneas al mar. Según los datos de que se dispone, la explotación del acuífero ha experimentado una significativa disminución a lo largo del tiempo, pasando de 1,34 hm³ en 1980, a 0,98 hm³ en 1986 y 1 hm³ en 1988 (ITGE, 1990); en el Plan hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) se considera como representativa una cifra media de extracciones de 1 hm³/año.

La evolución piezométrica parece reflejar la disminución de la explotación, observándose un ascenso casi continuo de niveles desde 1991 hasta 2005 (del orden de 35 m), aunque posteriormente se ha producido un descenso de 8 metros hasta mediados de 2007 debido, posiblemente, a un incremento de las extracciones.

El agua subterránea es de facies predominantemente clorurada sódica, en ocasiones clorurada-sulfatada sódico-magnésica. La mineralización es elevada, con valores que oscilan entre 2000 y 6000 µS/cm.

Los principales focos potenciales de contaminación son las actividades agropecuarias y, en determinados sectores, los procesos de intrusión marina como consecuencia de los bombeos.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Mazarrón-Águilas y en la ladera septentrional del cerro Montalbán. (PIG 1) En el área de la Hoja de Cope, se propone como Punto de Interés Geológico, el que se denomina Casa del Escribano, junto a la carretera Mazarrón-Águilas y en la ladera Norte del cerro Montalbán.

PIG 1. En las proximidades de la Casa del Escribano, hay unos afloramientos de fácil acceso y excelente calidad, en los que pueden observarse niveles de conglomerados, con espesores entre tres metros y algunos decímetros, constituidos por cantes redondeados de cuarzo, cantes de cuarcitas versicolores, cantes de liditas e intraclastos de areniscas. Los cantes tienen dimensiones que a veces superan los diez centímetros de diámetro, aunque se presentan deformados y estirados. Dentro de los conglomerados, se observan diferentes estructuras sedimentarias, como imbricaciones y gradaciones de cantes, muros erosivos, etc. A veces, estos niveles tienen gran continuidad lateral, superando la decena de metros, a modo de paleocanales que se relevan lateralmente y hacia arriba.

El afloramiento de conglomerados en una posición estratigráfica a techo de los materiales atribuidos al Paleozoico de la Unidad de Águilas (C. Alpujárride) es de gran importancia al aportar datos básicos para entender la evolución tectoestratigráfica de los ciclos Hercínico y Alpino en este sector de las Cordilleras Béticas.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; PASSINI, G. (1985).- "The Plio-Pleistocene Boundary". *Episodes*, 8, 2: pp. 116-120.
- ALABERT, J. (1973).- "La province Plombo-Zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale)". *Essai Typologique*, 148 p. (No publicado).
- ALDAYA, F. (1969).- "Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada". *Tesis Univ. Granada*. 527 p. (No publicada).
- ALDAYA, F. Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1972).- "Síntesis del Mapa Geológico de España" E 1:200.000. Hoja 79, Murcia. I.G.M.E. Madrid.
- ALFARO, P.; DELGADO, J.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M. AND YÉBENES, A. (2002).- "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*, 186, 337-349.
- ALLERTON, S.; PLATT, J. P.; PLATZMANN, E. S.; MCCLELLAND, E.; LONERGAN, L. (1992).- "Paleomagnetic study of Tectonic rotation Rotations in the Eastern Betic Cordillera, Souther Spain". En: *Física de la Tierra. Paleomagnetismo y Tectónica en las Cordilleras Béticas* (M. L. Osete y M. Calvo, edits.) Ed. Complutense, Madrid, 4, pp. 185-204.
- 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, 147-167.
- ÁLVAREZ, F. (1984).- "Las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides en el Sector Águilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales)". In: "El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas". Granada, pp. 30-32.
- ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1985).- "Las Unidades de la Zona Bética en la región de Águilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 41, pp. 139-146.
- ÁLVAREZ, F. (1987).- "La Tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas". *Tesis Univ. Salamanca*, 371 págs.
- ÁLVAREZ, F. (1987).- "Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Minaros units. Eastern Betic Zone (Spain)". *Geol. Mijnb*, 66, pp. 101-110.

- ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F.; NAVARRO-VILA, F. (1989).- "Miocene extensional deformations in the region of Águilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol.* 45, pp. 369-374.
- ARAGÓN, R.; SOLÍS, L.; GARCÍA-LAZARO, U.; GRIS, J.; RODRÍGUEZ, 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 a 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 a 45. Madrid. 1999.*
- ARAGÓN, R. (2003).- "Las aguas subterráneas de la cuenca del Segura: problemática y oportunidades". *Hidropres, 39, agosto-octubre 2003. Madrid. pp 52-62.*
- 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. 1-144.*
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANCA Y GARCÍA DUEÑAS, V. (1997).- "Continental collision, crustal thinnig an nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)". *Journal of Structural Geology, Vol. 19, No. 8, pp 1055 to 1071.*
- AZEMA, J. (1966).- "Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France (7), 8, pp. 80-86.*
- AZEMA, J. (1967).- "Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Thèse Sc., Univ. P. Et M. Curie, Paris, VI, 395 págs.*
- BAENA, J.; JEREZ, L. (1982).- "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética". (s. str.). *Colección-Informe. Instituto Geológico y Minero de España.*
- BAENA, J.; BARRANCO, L.M.; BARDAJÍ, T.; ESTÉVEZ, A.; GOY, J.L.; RODRÍGUEZ, T.; SANZ DE GALDEANO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1993).- "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia". *E. 1:200.000 y 1:100.000. IGME-CARM, Madrid, 99 págs.*
- 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. 48-54.*

BAENA, J.; ÁLVAREZ, F.; BARDAJÍ, T.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.A.; GOY, J.L.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANTISTEBAN, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1993).- "Mapa geológico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia". *E 1:200.000. IGME-CARM.*

BAKKER, H.E.; DE JONG, K.; HELMERS, H. Y BIERMANN, 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, 359-381.

BALANYA, J.C. (1991).- "Estructura del dominio de Alborán en la parte Norte del arco de Gibraltar". *Tesis Univ. Granada*. 232 pp. (No publicada).

BANDA, E. (1979).- "Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Univ. Barcelona*, 235 págs.

BANDA, E.; UDIAS, A. (1979).- "Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental". *Tecniterrae*, 27, pp. 34-41.

BANDA, E.; ANSORGE, J. (1980).- "Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera". *Journ. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 63, pp. 515-532.

BARDAJÍ, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1986).- "Gemorfolología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)". In: F. LÓPEZ-BERMÚDEZ; J.B. THORNES (Eds). *Estudios sobre geomorfología del Sur de España. I. G. U., Univ. Murcia y Bristol*, pp. 11-16.

BARDAJÍ, T.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1987).- "Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain." *Trab. Sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp. 79-93.

BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J. (1988).- "Small scale sea level changes on the analysis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula". *Abstract, Int. Workshop in Fan-Delyas with emphasis on Gilbert type system, Univ. Calabria*, 3-4.

BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J. (1990).- "Pleistocene Fan deltas in southern Iberian Peninsula: sedimentary controls and sea level changes". *IAS Spec. Publ.*, 10, pp. 129-151.

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)". *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.

- BARDAJÍ, T., (1994).- "Evolución Geodinámica de la Cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el Cuaternario". *Tesis Doctoral UCM, Madrid.* 527 pp
- BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (2003).- "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)". En: *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.).* 129 –134.
- BEDU, P. (1988).- "Evolution des environnements sedimentaires dans un couloir de décrochement: les bassins néogénés du domaine bétique oriental (Espagne)". *These Univ. Caen.*
- BEKKALI, R., (1987).- "Les Ostracodes du lac Smir (Maroc nord-occidental)". *Tesis Univ. Mohamed V. Rabat.* 183 págs.
- BELLON, H. (1976).- "Séries magmatiques néogènes et cuaternaires du pourtour de la Méditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques". *Thése Sc., Univ. Orsay,* 367 págs.
- BELLON, H.; BORDET, P.; MONTENAT, Ch. (1983).- "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 24, pp. 205-217.
- BIERMANN, C. (1995).- "The Betic Cordilleras (S.E. Spain) Anatomy of a dualistic collision-type orogenec belt". *Geol. Mijnb,* 74, 167-182.
- BLUMENTHAL, M. (1927).- "Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien". *Ed. Geol. Helv.,* 20: 487-592.
- BLUMENTHAL, M. (1933 c).- "Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalouise". *C.R.Acad.Sc. Paris,* 197, 1-138.
- BON, A.; BIERMANN, C.; KOENEN, D.B. Y SIMON, O.J. (1989).- "Middle Miocene strike-slip tectonics in the Águilas-Mazarrón region, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 143-157.
- BOOTH-REA, G.; 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.
- BOOTH-REA, G. (2001).- "Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán". *PhD. Thesis, Granada Univ., Granada, Spain,* 239 págs.

BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J.M. (2002).- "Extensional attenuation of the Malagueño and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics)". *C. R. Geoscience* 334 pp.557-563.

BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GOFFÉ, B.; VIDAL, O.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (2002).- "High-pressure, low-temperature metamorphism in Alpujarride Units of southeastern Betics (Spain)". *C. R. Geoscience* 334 pp. 857-865.

BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (2002).- "Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain". *Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada*.

BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AUGIER, R.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (2003).- "A 'core-complex-like structure' formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain)". *C. R. Geosciences* 335 pp 265-274.

BOUSQUET, J.C. Y MONTENAT, Ch. (1974).- "Présence de décrochements NE-SO plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), estension et signification générale". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278. 2617-2620.

BOUSQUET, J.C. Y PHILIP, H. (1976).- "Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France.*, (7), t. XVIII, 3, 711-724.

BOUSQUET, J.C. ; MONTENAT, Ch. 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*, 59-74.

BOUSQUET, J.C. (1979).- « Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain ». *Tectonophysics*, 52, pp. 277-286.

BRAGA J.C. Y MARTÍN J.M. (1987).- "Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujarride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 475-489.

BUSNARDO, R. (1964).- "Hypothèse concernant la position des unités structurales et paléogeographiques de la transversale Jaén-Granada (Andalousie)". *Geol. Mijn.*, 43, pp.264-267.

CALMEL-ÁVILA, M. (2000).- "Geomorphogenèse Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrional, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.

- CALVO, M.; OSSETE, M.L. Y VEGAS, R. (1994).- "Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain". *Geophysical Research*, Vol. 21, No. 9. 761-764.
- CALVO, M.; VEGAS, R.; OSSETE, M.L. (1996).- "Paleomagnetismo y deformación reciente en la zona interna de las Béticas orientales". *Geogaceta*, 20 (5), pp. 1050-1053.
- CALVO, M.; VEGAS, R. Y OSSETE, M.L. (1997).- "Paleomagnetic Results from upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain)". *Tectonophysics* 00, 1-13.
- CAMARAS BELMONTE, A. (2002).- "Crecidas e inundaciones", Capítulo 46. En: Riesgos Naturales (F.Ayala y J. Olcina, Coords.). *Editorial Ariel S.A. Barcelona*. 859-879.
- CARBONELL, G. (1990).- "Les Ostracodes du néogène recent Bétique". *Doc. et travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CAUSSE, Ch.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, Cl. (1993).- "Potentiel chronologique (Th/U) des faunes Pléistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses marines des régions de Murcie et Alicante (Sud-Est de l'Espagne)". *Geodinamica Acta*, 6, 2, 121-134.
- CHS. 1997. "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto).
- CONESA GARCÍA, C. (1987).- "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- CONESA GARCÍA, C. (1995).- "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". En: *River Geomorphology* (E. J. Hickin, Ed.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192.
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1989).- "Example of Neogene tectonic indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Águilas (South-eastern Spain)". *Geodinámica Acta*, 3, pp. 37-51.
- CORBELLA MARTÍ, H. (1964).- "Étude géologique de la Sierra de las Moreras près de Mazarrón". Tesis 2º ciclo, Paris, Lab. Géol. appl., 158 p.
- CUENCA PAYA, A.; POMERY, R. Y WALKER, M.J., (1986).- "Palaeoclimatological oscillations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia". In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F. López Vera Ed.). Univ. Autónoma de Madrid. 353-364.

- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SANTISTEBAN, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; BAENA, J.; SILVA, P.G. (1991).- "Neogene and Quaternary fan-delta deposits in southeastern Spain". *Field Guide. Cuadernos de Geología Ibérica*, 15, pp 327-400.
- DE JONG, K., (1991).- "Tectono-metamorphic studies and Radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area". *Thesis Univ. Amsterdam*, 204 p.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J.M.; MARTÍN-ALGARRA, A. (1981).- "Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujárrides (Cordillera Bética)". *Estudios Geol.*, 37, pp. 45-57.
- DE SMET, M.E.M. (1984).- "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics* 107, pp 57-79.
- DGOH-ITGE, 1997.- "Catálogo de acuíferos con problemas de sobreexplotación o salinización".
- DÍAZ DE FEDERICO, A.; GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; TORRES ROLDÁN, R. (1979).- "Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 8: 37-60.
- DIDON, J. ET GARCÍA DUEÑAS, V. 1976.- "Les Cordillères Bétiques Centrales et Orientales". *Bull. Soc. Géol. France*, 583-599.
- DUMAS, B., (1977).- "Le Levant espagnol. La génèse du relief". *Thèse d'Etat, Paris*.
- DURAND-DELGA, M. (1960).- "Introducción à la séance sur les Cordillères Bétiques". *Bull.Sc. Géol. France* (7), T, III, pp. 236-266, Paris.
- DURAND-DELGA, M. Y FONTBOTÉ, J.M. (1960).- "Le problème de l'âge des Nappes Alpujarrides d'Andalousie". *Revue de Géog. Phys. et de Géol. Dynamique*, (2), III, 181 a 187.
- DURAND-DELGA, M. ; ESCALIER DES ORRES, P. Y FERNEX, F. (1962).- "Sur la présence de Jurassique et d'Oligocène a l'ouest de Carthagene (Espagne méridionale)". *C.R. Acad.Sc. Paris*, 255, 1755-1753.
- DURAND-DELGA, M. (1968).- "Coup d'oeil sur les unités malagueñas des Cordillères bétiques". *C.R. Ac.Sc. Paris*, 266, 190-193.

- DURAND-DELGA, M. Y FOUCault, A. (1968).- "La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques au bord Sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, (7), 9, 723-728.
- DURAND-DELGA, M. (1980).- "La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci". *Mém. Soc. Geol. France*, 10, pp. 203-224.
- EGERER, C. G. (1963).- "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras". *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGERER, C. G.; SIMON, O. J. (1969 a).- "Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne)". *Verh. K.Ned. Akad. Wet.*, 1-25 (3), 90 p.
- EGERER, C. G.; SIMON, O. J. (1969 b).- "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures". *Geol Mijnbouw*, 48 (3). pp. 296-305.
- EGERER, C.G. Y FONTBOTÉ, J.M. (1976).- "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordilleres Bétiques". *Bull. Soc. géol. France*. T.XVIII, n° 3, 571-582.
- ESPINOSA GODOY, J. Y CASTELLS LÓPEZ (1971).- "Tectónica de la Sierra de Cartagena y su relación con las mineralizaciones". *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, 163-170.
- ESPINOSA GODOY, J.; GORDILLO MARTÍN, A. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España", E 1:50.000, I.G.M.E., Hoja 997 (Águilas). Memoria de 22 p.
- ESPINOSA GODOY, J.; HERRERA LÓPEZ, J.L. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España", E 1:50.000, Hoja 997 bis (Cope). Memoria de 10 p.
- ESPINOSA GODOY, J.; MARTÍN VIVALDI, J.M.; HERRERA LÓPEZ, J.L.; PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España", E 1:50.000, hoja 976 (Mazarrón), I.G.M.E. Memoria de 26 p.
- FALLOT, P. (1930).- "Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques". *Livre Jubilaire Cent. Soc. géol. France*, 279-305. Rectificación en: 1931. C.R.somm. S.G.F., p. 66.
- FALLOT, P. (1948).- "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geol.*, 4, pp. 83-172, Madrid.
- FERNEX, F. (1962).- "Les unités de la Sierra de Enmedio près de Puerto Lumbreras". *Ext. des Archiv. des Scienc. Gèneve*, 15, 2, 363-371.

- FERNEX, F. (1964).- "Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales". *C.R. Ac.Sc. Paris*, 258, 5918-5921.
- FERNEX, F. (1964).- "Sur le jeu de la tectonique postérieure aux nappes dans l'Est des zones bétiques (Espagne méridionale)". *Arch. Sc. Genève*, 17, 1, 39-46.
- FERNEX, F. (1964 a).- "Essai de correlation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas". *Geol. Mijnb.*, 43 pp.326-330.
- FERNEX, F. (1964 b).- "Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales du la transvesale de Lorca-Aguilas". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258 pp. 5678-5681.
- FERNEX, F. (1965).- "L' origine probable de certains éléments structuraux des zones internes des Cordillères Bétiques orientales (Espagna meridionale)". *Bull. Soc. Géol. France*, 7,pp. 203-211.
- FERNEX, F. (1968).- "Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagna meridionale) ". *These, Univ. París VI*, 949 págs.
- FERNEX, F. ; MAGNE, J. (1969).- "Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques orientales". *Bol. Geol. y Min.*, LXXX-III, pp. 203-211.
- FONTBOTÉ, J.M. (1970).- "Sobre la historia pre-orogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol. Granada*, 1, 71-78.
- FORNACIARI, E.; RIO, D. (1996).- "Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region". *Micropaleontology*, 42, 1-19.
- FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J.; GUÉZOU, J.C., (1991).- "Cinématique des chevauchements néogénés dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France* 162 (4), pp. 611-626.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J.; FERMOZO, M.L. (1967 b).- "Las rocas lamproíticas del sureste de España". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. AND JABALOY, A. (1991).- "Geometry and kinematics of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 10, 130-134.

GARCÍA DUEÑAS, V. (1967).- "La zona Subbética al Norte de Granada". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada (Inédita)*.

GARCÍA DUEÑAS, V. (1969 b).- "Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la depresión de Granada (Zona Subbética)". *Acta Geol. Hisp. T. IV num 1 pp 9-13.*

GARCÍA DUEÑAS, V. Y LINARES, A. (1970).- "La serie estratigráfica de Alta Coloma. Serie de tipo Subbético Medio en la transversal de Granada". *Cuad. Geol. Univ. de Granada. T. I. pp 193-210.*

GARCÍA DUEÑAS, V. Y MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1988).- "Sobre el adelgazamiento mioceno del dominio cortical de Alborán. El despegue extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta, 5, 53-55.*

GARCÍA ROSELL, L. (1973).- "Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada 483 pp.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000 a).- "Présence du complexe tectonique Malaguide à l'est de Carthagène, (zone interne Bétique, Espagne)" *C. R. Acad. Sci. Paris, 330: 139-146.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000 b).- "Las Unidades de Cabo Tiñoso y Peñas Blancas: revisión y caracterización estratigráfica de las unidades alpujárrides del sector entre Mazarrón y Cartagena (Murcia, España)". *Estudios Geológicos, 56, pp.31-40.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2000 c).- "Las unidades alpujárrides y malaguides entre Cabo COPE y Cabo de Palos (Murcia, España)". *Geogaceta, 28, pp.67-70.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J. (2002).- "Los Complejos Tectónicos Alpujárride y Malaguide en el Sector Oriental de la Zona Interna Bética. Estratigrafía, Relaciones Tectónicas y Evolución Paleogeográfica durante el Triásico". *Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 414 págs.*

GARCÍA-TORTOSA, F.J.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C. (2002).- "Estratigrafía y Estructura de la Unidad de los Tres Pacos: Controversia en Alpujárride y Almágride en la Sierra de Almagro (Almería, España)". *Revista de la Sociedad Geológica de España.*

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, 139-142.*

GONZÁLEZ-DONOSO, J.M. (1967).- "Estudio geológico de la Depresión de Granada". *Tesis Univ. Doctoral. de Granada. (Inédita)*

GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; Y VERA, J.A. (1971).- "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuad. de Geol. Iber.*, vol 2, pp 55-90.

GONZÁLEZ-DONOSO, J.M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SERRANO, F. Y VERA, J.A. (1980).- "Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortonense de Montefrío (Granada)". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 78. pp. 101-111.

GONZÁLEZ-DONOSO J.M.; LINARES, D.; Y MOLINA, E. (1981).- "Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)* 79. pp. 103-113.

GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. (1986).- "Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): en control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas". *Est. Geol.*, 42, pp.439-443.

Goy, J.L.; Zazo, C.; Somoza, L.; Dabrio, C.J. (1989).- "Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería)". In: C. ZAZO; C.J. DABRIO y J.L. GOY (ed.), *Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. Iª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales, Madrid*. 99 págs.

Goy, J.L.; Zazo, C.; Somoza, L.; Dabrio, C.J. (1989).- "The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Paleogeographical meaning of the 'Conglomerates of the Segura' ". *Bull. INQUA Neotectonic Comm.*, 12, pp. 14-17.

Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardají, T.; Somoza, L.; Causse, C.; Hillaire-Marcel, C. (1993).- "Elément d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.

GRIVEAUD, P. (1989).- "Etude géologique du secteur d'Aguilas (Sud-est de l'Espagne) : Exemple de Poinçonnement néogène dans la zone Bétique interne orientale". *Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon 1, 198pp.*

GUILLÉN-MONDEJAR, F. (1994).- "La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos básicos". *Tesis. Doctoral Univ. Murcia.*

HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. Y VAIL, P. (1988).- "Mesozoic and Cenozoic Chronoestratigraphy and Eustatic Cycles. In Sea - Levels changes - An integrated approach". (C.K. Wilgus, B.S. Hastings., C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. ROSS y J.C. Van Wagoner, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 42* , 71-108.

- HARVEY, A.M. (1990).- "Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain". In: *Alluvial fans, a field approach* (A.H.Rackocki & M.J.Church Eds.). Wiley & Sons, New York. 247-269.
- HERMES, J.J. (1985).- "Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Est. Geol.*, 41, 157-176.
- Hsü, K.J.; MONTADERT, L.; BERNUILLE, D.; CITA, M.B.; ERICKSON, A.; GARRISON, R.E.; KIDD, R.B.; MÉLIÈRES, F.; MÜLLER, C.; WRIGHT, R. (1977).- "History of the Mediterranean salinity crisis", *Nature* 267 pp. 399-403.
- IACCARINO, S. (1985).- "Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera" (En: *Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds.) Plankton Stratigraphy*, cap. 8, 283-314.
- IGME (1981).- "Los Recursos Hídricos Subterráneos de la Comarca de Mazarrón-Águilas". *Situación actual y perspectivas futuras. Tomos I-IV.*
- ITGE (1989).- "Explotación, usos, demandas y propuesta de normas de actuación en las aguas subterráneas de la comarca de Mazarrón-Águilas (Murcia)".
- ITGE (1990).- "Racionalización y optimización de las redes de control hidrogeológico en la Cuenca del Segura". *Tomo VI/VII. Unidad Hidrogeológica del Bético de Murcia.*
- IGME-CARM, (1995).- "Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de Murcia".
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992).- "The Mecina extensional system: Its relation with the Post-Aquitanian piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain) ". *Geo-Marine Letters*, 12, 2/3, 96-103.
- JABALOY, A. (1993).- "La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada. Colección monográfica Tierras del Sur. 2 vol. 200 p.*
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1993).- "The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of Structural Geology*, 15, 3-5, 555-569.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A., et al., (1974).- « Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *Inst. Geol. y Min. de España*.

KAMPSCHUUR, W. (1972).- "Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation" *Thèse, GUA Pap. Geol.*, 1 (4): 114 págs

KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W.; RONDEL, H.E. (1973).- "Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain". *Estudios Geológicos*, v. XXIX, pp. 209-222.

KAMPSCHUUR, W.; RONDEL, H.E. (1975).- "The origin of the Betic Orogen, Southern Spain". *Tectonophysics*, 27 pp. 39-56.

KRIJGSMA, W.; GARCES, M.; AGUSTÍ, J.; RAFFI, I.; TABERNER, C. Y ZACHARIASSE, W. J. (2000).- "The Tortonian salinity crisis of the eastern Betics (Spain)". *EPSL* 181, pp. 497-511.

LAROUZIERE, F.D. (1985).- "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiques internes. Espagne)". *Thèse Geol. Univ. Paris VI*, 316 págs.

LAROUZIERE, F.D.; DE MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; GRIVEAUD, P. (1987).- "Evolution simultanée de basins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Centre rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 11, vol. 1, pp. 23-38.

LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNYÉZ, J.; MONTENAT, C. Y OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics*, 152. 41-52.

LAROUZIERE, F.D. Y OTT D'ESTEVOU, P. (1990).- "Les Bassins d'Hinojar et de Mazarrón. Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 207-220.

LEINE L. (1968).- "Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain". *Tesis Univ. Amsterdam*.

LILLO, M.J. (1986).- "Consideraciones sobre los niveles eutirrenienses en la región de Murcia". En: *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*. Edit. Univ. de Murcia, pp. 87-91.

LONERGAN, L. (1991).- "The structural evolución of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain". *Phil. D. Thesis Univ . Oxford*, Oxford, England, 154 págs.

LONERGAN, L. (1993).- "Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of de Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics*, 12, 2, pp. 460-476.

- LONERGAN, L. Y SCHREIBER, B. C. (1994).- "Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain". *J. Geol. Soc. London*, 150, pp.719-727.
- LONERGAN, L. Y MANGE-RAJETZKY, A. (1994).- "Evidence for Internal Zone unroofing from fore-land basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of the Geol. Soc. London*, 151, 515-529.
- LONERGAN, L. Y PLATT, J.P. (1995).- "The Maláguide-alpujárride boundary: a major extensional contac in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Structural Geol.* 17, 12, 1655-1671.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C. Y ALONSO SARRIÁ, F. (2002).- "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". En: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 329-350.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980).- "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol.*, 36, pp. 5-63.
- LÓPEZ-RUIZ, J.; RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1984).- "El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español". En: El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. *Informe Proyecto CAICYT-CSIC*, pp. 115-122.
- MAKEL G.H. (1988).- "The geology of the Late Paleozoic sequences of the Betic-Rif and Tell Orogenes; implications for the paleogeography of the Western Mediterranean". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 251-276.
- MALLADA, L. (1904).- "Explicación del Mapa Geológico de España". *Mem. De ls Com. Del Mapa Geol. de España. t. V (Sistema Infracretáceo)*. Madrid.
- MARTÍN, J.M. (1980).- "Las dolomías de las Cordilleras Béticas". *Tesis Univ. Granada*, 265, 201 p.
- MARTÍN, J.M. Y BRAGA, J.C. (1987).- "Alpujarride carbonate deposits (Southern Spain) - Marine sedimentation in a Triassic Atlantic". *Palaeog., Palaeocl., Palaeoeco.*, 59, 243-260.
- MARTÍN-MARTÍN, M. (1996).- "El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)". *Estratigrafía y Evolución Paleogeográfica*. *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 97 págs.

MARTÍN-PÉREZ, J.A. (1997).- "Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (sector oriental)". *Tesis Doctoral Univ. Granada*, 329 págs.

MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; ALFARO, P. AND 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-MARTÍNEZ, J.M. Y AZAÑÓN, J.M. (1997).- "Mode of extensional tectonics in the south-eastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenetic system". *Tectonics*, Vol. 16 N° 2, pp. 205-225.

MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1978).- "El Mediterráneo Occidental. Esquema geológico". 1er Seminario de Tectónica Global. Madrid.

MATHER, A.E.; SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1992).- "The impact of neotectonic activity on late Quaternary aggradational and dissectional sequences in the Mula Basin (SE Spain)". Conference on Mediterranean rivers environments. Cambridge.

MEGÍAS, A. G.; LERET, G.; MARTÍNEZ, W.; SOLER, R. (1980).- "La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas. Análisis tectonosedimentario". *Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca*.

MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005).- "Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias".

MONTENAT, C. (1973).- "Les Formations néogènes et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia)". *Thèse Sci. Univ. Orsay*, 1170 págs.

Montenat, C. (1975).- "Le Néogène des Cordillères betiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique". *Rap. BEICIP, inédit*, 187 págs.

MONTENAT, C.; RENEVILLE, P.; BIZON, G. (1978).- "Le Néogène des environs d'Aguilas (Provinces de Murcia et d'Almeria), Cordillères Bétiques, Espagne". *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris*, 3, 511, *Sciences de la Terre*, 68, 37-54.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1985).- "Genèse et évolution de basins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L'exemple des basins néogènes bétiques (Espagne)". *Inst. Géol. Albert de Lapparent*, 31 págs.

- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MASSE, P. (1987).- "Tectonic-sedimentary characters of the béticas Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11. 1-22.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "Modalités de structuration synsédimentaire des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales". *Résumés communicatios, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics"*, Barcelona, 11-15, 34 págs.
- MORALES, S.; FENOLL, P. (1992).- "Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Águilas-Sierra Almagrera (SE de España)". *III Congr. Geol. de España y VIII Latino-Americanos, Actas, Tomo 3 pp. 200-204. Salamanca*.
- NAVARRO-VILA, F.; ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1984).- "La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales)". In: J. López Ruiz (ed.). *El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. C.S.I.C. Granada*, pp. 26-27.
- NAVARRO HERVAS, F. (1992).- "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos, 6. Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia. 256 pp.*
- NIETO, L.M. (1997).- "La Cuenca Subbética Mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas". *PhD thesis, Univ. Granada. España*.
- OSETE, M.L. (1992).- "Rotaciones paleomagnéticas y deformación en las Cordilleras Béticas". En "Física de la Tierra. Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas". M.L. Osete y M. Calvo Eds. *Editorial Complutense. Madrid, 151-163*.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1985).- "Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène". *C. R. Acad. Sci. París, T. 300, série II, n° 8, pp. 363-368.*
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1988).- "Cadre et environnement structuraux des basins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques". *Résumés communicatios, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics"*, Barcelona, 11-15, 33 págs.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F.D. (1988).- "Cuenca sedimentaria en régimen transcurrente en la Zona Bética". *II Congr. Geol. España Simposios, pp. 163-172.*
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J.P.; 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.*

- PAQUET, J. (1966).- "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie Espagne". *Tesis doctoral. Mém. Soc. Géol. France, Nouv ser., t. 48, Paris.*
- PAQUET, J. (1969).- "Etude Géologique de l'Ouest de la Province de Murcie". *Bull. Soc. Géol. France, 111, 270 págs.*
- PAQUET, J. (1974).- "Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en la Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr., 16 (1), pp. 58-71.*
- PAVILLON, M.J. (1966).- "Mise en évidence d'une relation spatio-temporelle entre un bombardement post-tectonique majeure et une richesse particulièrement grande en dolérites intrusives dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *Notas y Comns. Inst. Geol. y Min. Esp., 89, 75-78.*
- PAVILLON, M.J. (1966).- "Sobre el paso lateral del Trías de 'cobertera' al Trías metamórfico de la región Oeste de Cartagena (Cordillera Bética, España)". *Not. y Com., 91, 79.*
- PAVILLON, M.J. (1972).- "Paléogéographies, volcanismes, structures, mineralisations plombozincifères et héritages dans l'Est des Cordillères Bétiques (zones internes)". *Tesis. Univ. París, 623 p.*
- PÉREZ LÓPEZ, A.; MÁRQUEZ ALIAGA, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002).- "Ladinian Carbonates of the Cope Unit (Betic Cordillera, SE Spain)". *Tethys-Malaguide Paleogeographic Gateway. Facies.*
- PÉREZ LÓPEZ, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. (en prensa).- "Middle Triassic carbonate facies of the Cabo Cope unit (Malaguide Complex, Betic Internal Zone, SE Spain)".
- PEYRE, Y. (1960-62).- "Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga. Fait nouveaux, problèmes et hypothèses". *Livre a la Mem. Prof. Fallot. Soc. Geol. France. T.I., pp 199-208.*
- PLATT, J.P.; BEHRMANN, J.H.; MARTÍNEZ, J.M. Y VISSERS, R.L.M. (1984).- "A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras. S. Spain". *Geol. Rundschau, 73, 773-785.*
- 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, V. 17, NO. 5, 671-689.*

PLATT, J. P. (1998).- "Comment on 'Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar arc)' " by Balanyá et al.

PUGA, E. Y TORRES ROLDAN, R.L. (1989).- "Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (Eastern Betic Zone, southeastern Spain)". *Estudios Geológicos*, 45, 325-336.

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

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

RIVAS, P. (1972).- "Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías (Sector Central de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral Univ. de Granada*. (publicado un resumen 77 pp., *Scr. Publ. Granada* nº 29, 1973).

RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1973).- "Estudio preogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón (SE de España)". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 177 págs.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1986).- "La Neotectónica en la región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio". *I Jornadas de Estudio del Fenómeno sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, Murcia*.

RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; LILLO, M.J. (1986).- "Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Morenas (Murcia) y la de Almagrera (Almería)". En: *Jorn. de est. Del fenom. Sísmico y su inc. En la Ord. ETR*. Edit. F. LÓPEZ-BERMÚDEZ, J. B. THORMES, pp. 339-363.

RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. (1982).- "El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.

RONDEEL, H.E. (1965).- "Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain". *Tesis Univ. Rotterdam*, 161 p.

ROUCHY, J.M. (1981).- "La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée". *Thèse Sci. París*, 295 págs.

ROUCHY, J.M. (1982).- "La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée". *Mus. Nat. Hist. Nat. Mem. 50*, pp. 1-267.

ROUCHY, J.M.; TABERNER, C.; BLANC-VALLERON, M.M.; SPROVIERI, R.; RUSELL, M.; PIERRE, C.; DI ESTEFANO, E.; PUEYO, J.J.; CARUSO, A.; DINARES-TURELL, J.; GOMIS-COLL, E.; WOLF, G.A.; CESPUGLIO, G.; DITCHFIELD, P.; PESTREA, S.; COMBOURIEU-NEBOUT, N.; SANTISTEBAN, C.; GRIMALT, J.O. (1998).- "Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian". *Sedimentary Geology*, 121 pp.23-55.

RUIZ ORTIZ, P.A. (1980).- "Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril- prov. Granada y Jaén)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.

SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, V.L.; GÓMEZ-PUGNAIRE, M.T. Y FERNÁNDEZ-SOLER, J.M. (1991).- "Petrological features of some alpujarride, mafic igneous bodies from the Siera de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 3-4, 321-335.

SANTANACH, P. (2001).- "Fallas activas en España: Tasas de Movimiento y Recurrencia sísmica". *En: Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.). Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid*. 119-138.

SANZ DE GALDEANO, C. (1973).- "Geología de la transversal de Jaén-Frailes (provincia de Jaén)". *Tesis Doctoral. Univ. de Granada*.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Estudios geol.* 39, pp. 157-167.

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

SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J. A. (1992).- "Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Research*, 4, 21-36.

SANZ DE GALDEANO, C. (1997).- "La Zona Interna Bético-Rifeña (Antecedentes, unidades tectónicas, correlaciones y bosquejo de reconstrucción paleogeográfica)". *Monográfica Tierras del Sur, Univ. de Granada*, 316 págs

SANZ DE GALDEANO, C.; ANDREO, B.; GARCÍA-TORTOSA, F.J. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (2001).- "The Triassic paleogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic-Rif Internal Zone (S Spain, N Morocco)". *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 167 pp 157-173.

SANZ DE GALDEANO, C. Y GARCÍA-TORTOSA, F.J. (2002).- "Appartenance Alpujarride du préndu "Complexe Almagride" (Zones internes bétiques, prov. d'Almeria, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*.

SCHULTE, L. (2002).- "Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum". *Quaternary International*, 93-94, 85 – 100.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992 a).- "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta*, 12, pp. 7-10.

SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C. Y GOY, J.L., (1992 b).- "Geomorphology, Depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain)". *Z.F. Geomrph.*, 36-3. 661-673.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992 c).- "Discordancias progresivas y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, 11, pp. 67-70.

SILVA, P.G. (1994).- "Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral U.C.M.*, 642 págs.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. (1996).- "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, Se España)". *Geogaceta*, 20 (5), pp. 1100-1103.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; LARIO, J. AND BARDAJÍ, T. (1997).- "Paleoseismic indications along 'aseismic' fault segments in the Guadalentín Depression (SE Spain)". *J. Geodynamics*, 24, 105-115.

SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; CALMEL-ÁVILA, M.; GOY, J.L.; ZAZO, C. Y BORJA, F. (2003 a).- "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20,000 years". En: *Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs*, 24, 93-102. Santorini, Greece.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. AND BARDAJÍ, T. (2003 b).- "Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, 203-226.

SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1993).- "Compresión NNO-SSE tardía postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1,2, 23-25.

SIMON, O. J. (1963).- "Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain". *Thesis. Amsterdam*, 164 págs.

- SIMON, O. J. (1964).- "The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?". *Geol. Mijnbouw*, 43, pp. 331-334.
- SIMON, O. J.; WESTERHOF, A.; RONDEEL, H. (1976).- "A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bética (España méridionale); implications géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, n° 3, pp.601-605.
- SIMON, O. J. (1987).- "On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain)". *Cuadernos Geol. Ibérica*, 11, 385-402.
- SOLER, R.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A.G.; ABERGER, J.A. (1983).- "Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español". *Mediterránea Ser. Geol. N° 1* pp.71-82.
- SOMOZA, L. (1989).- "El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante). Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar". *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid*. 352 págs.
- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A. (1989).- "Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales (Alicante-Murcia, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, 3 (1-4), pp. 73-82.
- SOMOZA, L. (1993).- "Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico". *Instituto Español de Oceanografía* , 12, 237 págs.
- SOTO, J.I.; COMAS, M.C.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; BOOTH-REA, G. (2002).- "Morfología y Estructura de los Márgenes de Mazarrón y Palomares (SE España)". *3º Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia*.
- TEMPLADO, D. Y MESEGUR, J. (1953).- "Mapa geológico de España", E 1:50.000, hoja 976. Mazarrón.I.G.M.E.
- TENDERO, J.A.; MARTÍN-ALGARRA, A.; PUGA, E. AND DIAZ DE FEDERICO, A. (1993).- "Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filabride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 1115-1122.
- TENT-MANCLUS, J.E. (1998).- "El terciario del sector comprendido entre Zarzadilla de Totana y Bullas (Zonas externas béticas orientales, SE de España). Estratigrafía y evolución geodinámica". *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada* , 131 págs (ined)

- TORRES-ROLDÁN, R.L. (1974).- "El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra Almijara (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. de España)". *Cuad. Geol.*, 5, 21-77.
- TUBIA, J.M.; CUEVAS, J.; NAVARRO-VILA, F.; ÁLVAREZ, F. Y ALDAYA, F. (1992).- "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain)". *Journal of Structural Geology*, 14, 2, 193-203.
- VAN BEMMELLEN, R.W. (1927).- "Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada". *Thesis E.T.S., Delft*, 176 p.
- VEGAS, R.; BARRANCO, L.M.; VAZQUEZ, J.T. (1987).- "Tectónica de bloques en el SE de España: Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental". *Geogaceta*, 3., pp. 17-19.
- VENTURELLI, G.; CAPEDRI, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L.N.; CELESTINI, S. (1984).- "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos.*, 17, pp. 37-54.
- VERA, J. (1966).- "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Mem. I.G.M.E. LXXII.* 187p.
- VISSERS, R.L.M. (1981).- "A structural study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine Metamorphism". *Tesis Univ. Amsterdam. Gua Papers of Geology*, 1, 15, 154 p.
- WEIJERMARS, R. (1987).- "The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain". *J. Struct. Geol.*, 9, 139-157.
- WEIJERMARS, R. (1988).- "Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event", *Tectonophysics* 148, pp. 211-219.
- WESTERVELD, J. (1929).- "De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens". *Tesis. Proefschrift Delft*, 120 p.
- 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. 8-10.
- ZANINETTI, L. (1976).- "Les foraminifères du Trias". *Riv. It. Paleont. Strat.* 82/1, 1-258. Milano.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; AGUIRRE, E. (1984).- "Did Strombus survive the Last Interglacial in the Mediterranean". *Mediterranea*, 3, 131-137.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; DABRIO, C.J. (1987).- "Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain. State of knowledge and discussion". *Trabajos sobre Neog-Cuaternario C. S. I. C.*, 10, pp. 7-31.

ZAZO, C.; GOY, J.L. (1989).- "Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years". In: d. Scoot., P. Pirazzoli., G. Honing, (ed). *Late Quaternary correlations and applications*. Kluwer Academic Publis., 256, pp. 257-262.

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, 109-117.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; HILLAIRE-MARCEL, C.L.; GHALEB, B.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; SOLER, V. (2003).- "Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level high stands and climate changes". *Marine Geology*, 194, 103-133.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; HILLAIRE-MARCEL, C.L.; GHALEB, B.; GONZÁLEZ-DELGADO, J.A.; SOLER, V. (2003).- "Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes", *Marine Geology*, 194 (1-2) 103-133.

ZAZO, C.; GOY, J.L.; BARDAJÍ, T.; GONZÁLEZ, A.; HILLAIRE-MARCEL, C.L.; DABRIO, C.J.; LARIO; CIVIS, J.; DE LUQUE, L.; GHALEB, B.; BORJA, F.; SILVA, P.G.; GONZALEZ HERNÁNDEZ, F.M.; SOLER, V.; GILLOT, P.Y. (2004).- "El efecto de los ciclos climáticos en las variaciones del nivel del mar". En: *Miselánea en homenaje a E. Aguirre*. Vol. 1 (*Geología*), 156-167.

ZIEGLER, P.A. (1988).- "Posthercynian plate reorganization the Thetys and Arctic-North Atlantic domains. In: Triassic-Jurassic Rifting. Continental Break-up and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins" (W. Manspeizer, edit), part B, 711-755.