

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

CARTAGENA

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 977 (Cartagena), 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, 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 S.L.)
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-Vizcaíno (U. de Jaén)
J. M. Fernández Soler (U. de Granada)
F. J. García Tortosa (U. de Jaén)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA S.L.)

Geología económica.

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

Paleontología

L. F. Granados y Granados (CADÓMICA)
J. A. Martín Pérez (CADÓMICA)

b.	Cuarcitas beige y cuarzoesquistos plateados (7). Paleozoico Formación de micaesquistos verdes-azulados. Miembro de cuarzoesquistos y cuarcitas beiges	25
c.	Esquistos y micasquistos claros (azulados-plateados) (8). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide	25
d.	Metaevaporitas (9). Paleozoico. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas	26
e.	Mármoles (10). Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada	27
2.2.2.	Complejo Alpujarride	28
2.2.2.1.	Unidad de Peñas Blancas	33
2.2.2.1.1.	Filitas (11). Yesos y calcoesquistos (12). Triásico Inferior-Medio. Formación Detrítica	33
2.2.2.1.2.	Diabasas (13). Triásico Inferior-Medio	33
2.2.2.1.3.	Calizas y dolomías (14). Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado	34
2.2.2.2.	Unidad de Cabo Tiñoso	35
2.2.2.2.1.	Filitas (15). Yesos (16). Triásico Inferior-Medio. Formación detrítica	36
2.2.2.2.2.	Diabasas (17). Triásico Superior	36
2.2.2.2.3.	Calizas (18c) y dolomías (18d) con metapelitas intercaladas (19). Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado	36
2.2.2.3.	Unidad de San Julián	37
2.2.2.3.1.	Metapelitas (20). Yesos (21). Triásico Inferior-Medio. Formación detrítica	38
2.2.2.3.2.	Carbonatos (22) con metapelitas intercaladas (23). Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado	39
2.2.3.	Complejo Maláguide	40
2.2.3.1.	Unidad de los Simones	41
2.2.3.1.1.	Pelitas, areniscas y conglomerados (24)	41
2.2.3.1.2.	Calizas y dolomías (25)	44

2.3. CUENCAS NEÓGENAS.....	45
2.3.1. Unidad de El Portús	50
2.3.1.1. Conglomerados rojos (26). Burdigaliense superior	50
2.3.1.2. Conglomerados, areniscas, limos y margas de color amarillento (27). Lanhiense-Serravaliense.....	52
2.3.2. Unidad de la Sierra de La Muela.....	54
2.3.2.1. Conglomerado homométrico, cementado, masivo, granosoportado y polimíctico de color ocre a rojizo (28). "conglomerado de Portús-Escarihuelas". Tortoniense Inferior	54
2.3.2.2. Conglomerados matrizsoportados, con fuerte heterometría, masivos y polimícticos de color pardo- grisáceo (29) "Conglomerados de la sierra de La Muela". Tortoniense Medio-Superior	56
2.3.2.3. Areniscas, conglomerados, limos y margas de color amarillo grisáceo a rojizo. (30) Tortoniense Medio- Messiniense Inferior	59
2.3.3. Unidad de Las Canteras	68
2.3.3.1. Conglomerado de las Canteras. (31). Messiniense Inferior	68
2.3.3.2. Arenas, areniscas calcáreas bioclásticas y calizas arenosas de color amarillo y blanco amarillento (32). Messiniense.....	69
2.3.3.3. Limos amarillentos y margas blanquecinas con ostreidos y yesos. (33) "Margas de Ostreas". Messiniense.....	71
2.3.4. Rocas volcánicas del Mioceno Superior y Pliocuatrnario	72
2.3.4.1. Volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico. Traquiandesitas y latitas. (34)	72
2.3.4.2. Volcanismo basáltico alcalino (35). Plioceno-Pleistoceno	73
2.4. CUATERNARIO	74
2.4.1. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie (36). Pleistoceno inferior	75
2.4.2. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie (37). Pleistoceno medio.....	75
2.4.3. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie (40). Pleistoceno medio-superior	76
2.4.4. Cantos y bloques angulosos y heterométricos con arenas y arcillas, algo cementados. (38 y 41). Depósitos de piedemonte. Pleistoceno medio.....	77
2.4.5. Bloques y gravas redondeados, heterométricos y cementados	

con perforaciones de litófagos (39). Terraza marina. Pleistoceno medio.....	78
2.4.6. Gravas y arenas sueltas o débilmente cementadas (42 y 53). Terrazas fluviales. Pleistoceno superior-Holoceno.....	78
2.4.7. Gravas, arenas y arcillas, débilmente cementadas (43 y 47). Abanicos aluviales. Pleistoceno superior-Holoceno	79
2.4.8. Limos y arenas con niveles de gravas y cantos (44 y 48). Glacis. Pleistoceno superior-Holoceno	80
2.4.9. Arenas finas, limos y arcillas (45). Depresión endorreica. Pleistoceno superior.....	81
2.4.10. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (46). Aluvial-fondos de valle colgado. Pleistoceno superior.....	81
2.4.11. Arenas finas, limos y arcillas negras (49). Lagoon. Pleistoceno superior-Holoceno	82
2.4.12. Limos y arcillas con cantos y bloques angulosos y heterométricos (50). Coluviones. Pleistoceno superior-Holoceno	82
2.4.13. Arenas y limos con cantos dispersos (51). Fondo aluvial. Holoceno	83
2.4.14. Bloques, gravas y arenas (52). Fondo de rambla. Holoceno	83
2.4.15. Gravas heterométricas, arenas y arcillas, sin cementar (54). Abanicos de rambla. Holoceno	84
2.4.16. Arenas finas y limos negros (55). Rellenos de origen antrópico. Holoceno.....	84
2.4.17. Arenas, cantos y gravas bien redondeadas (56). Cordón litoral y playa actual.....	85
2.4.18. Escombreras (57).....	85
3. GEOMORFOLOGÍA.....	86
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....	86
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	87
3.2.1. Estudio morfoestructural.....	88
3.2.2. Estudio del modelado	89
3.2.2.1. Formas estructurales	89
3.2.2.2. Formas gravitacionales	90
3.2.2.3. Formas fluviales.....	91
3.2.2.4. Formas endorreicas y semiendorreicas	94
3.2.2.5. Formas litorales	95
3.2.2.6. Formas poligénicas.....	96
3.2.2.7. Formas antrópicas.....	97
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	98
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	99

3.5. PROCESOS ACTIVOS	100
3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas	100
3.5.2. Procesos gravitatorios y de ladera.....	101
3.5.3. Procesos erosivos	102
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.....	103
3.5.5. Procesos ligados a la dinámica litoral.....	104
3.5.6. Sismicidad y Paleosismicidad	105
4. TECTÓNICA	106
4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES	106
4.2. ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL APILAMIENTO DE COMPLEJOS Y UNIDADES TECTÓNICAS	113
4.3. ESTRUCTURAS DE EXTENSIÓN Y ADELGAZAMIENTO. PRINCIPALES DIRECCIONES DE TRASLACIÓN	114
4.4. JUEGOS DE FALLAS POSTERIORES EN GENERAL A LA ETAPA EXTENSIVA PRINCIPAL	117
5. ROCAS IGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	119
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS.....	119
5.1.1. Rocas ácidas de La Unión. Traquiandesitas-latitas con xenolitos corticales (34).....	120
5.1.1.1. Localización	120
5.1.1.2. Antecedentes y Edad.....	121
5.1.1.3. Tipo de Afloramientos.....	121
5.1.1.4. Descripción Petrográfica	124
5.1.1.5. Composición.....	127
5.1.2. Rocas Basálticas Pliocuaternarias (35).....	129
5.1.2.1. Localización	129
5.1.2.2. Antecedentes y Edad.....	129
5.1.2.3. Tipo de afloramientos	130
5.1.2.4. Descripción Petrográfica	130
5.1.2.5. Composición.....	132
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS	134
5.2.1. Materiales del complejo Nevado-Filábride	134
5.2.1.1. Manto del Veleta.....	134
5.2.1.1.1. Esquistos grafitosos, cuarcitas y micasquistos (1). 135	
5.2.1.2. Manto del Mulhacén.....	136
5.2.1.2.1. Esquistos oscuros con granates (6)	136
5.2.1.2.2. Formación de micaesquistos verde-azulados con cloritoide (3) y (8)	136

5.2.1.2.3. Metaevaporitas (9)	137
5.2.1.2.4. Anfibolitas, esquistos anfibólicos y rocas básicas (4).....	138
a. Anfibolitas	138
b. Rocas básicas con restos ígneos	139
5.2.1.2.5. Mármoles (5 y 10).....	141
6. HISTORIA GEOLÓGICA	141
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	153
7.1. RECURSOS MINERALES	153
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	153
7.1.2. Minerales energéticos	164
7.1.3. Rocas industriales	164
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	165
7.2.1. Características climáticas e hidrogeológicas.....	165
7.2.2. Características hidrogeológicas	166
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	174
9. BIBLIOGRAFÍA	175

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Cartagena, está situada, geográficamente, en los sectores centro meridionales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados en su sector occidental y costero, conocida de manera genérica como Sierra de Cartagena, donde se encuadran las Sierras de las Victorias al Oeste y las Sierras de la Muela, Atalaya, Gorda y Santi Spiritus en los sectores centro orientales. La depresión conocida como Valle de Escombreras separa las Sierras Gorda y Santi Spíritu de la Sierra de la Fausilla que se extiende desde la Punta de Los Aguilones en Escombreras a Punta Galera en la Bahía de Portman.

Estos relieves, que ocupan la mitad de la superficie de la Hoja, circundan una penillanura septentrional que a su vez constituye parte del borde meridional de la Cuenca del Campo de Cartagena. La red fluvial es escasa y tiene como principal cauce la Rambla de Guía y su prolongación como Rambla de Benipila que desemboca en Cartagena recogiendo por su margen derecha las Ramblas del Talego y la de Peñas Blancas que proceden de la Sierra de las Victorias. En la vertiente meridional de esta sierra se encuentra la Rambla del Cañar que desemboca en la Playa de San Ginés. De las vertientes Sur de las Sierras de La Muela y Atalaya vierten al Mediterráneo las Ramblas del Campillo, de la Muela y del Portús y de Sierra Gorda y Santi Spíritu vierten los Barrancos de Escombreras, del Chanco y la Rambla del Aldaque.

La Hoja está atravesada por los Canales del Trasvase Tajo-Segura en su ramal del Taibilla y del Campo de Cartagena.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Cartagena situado en el sector costero central y, en sus alrededores y a lo largo del trazado de la N-301 se encuentra una orla de población integrada por municipios o barrios colindantes como: San Antonio Abad, Los Barreros, Los Dolores, Llagostera, Santa Ana, San Cristóbal, La Vereda, Barrio del Peral, Santa Lucía, etc., que constituyen un conjunto urbano continuo. En el sector occidental, La Azohía y La Chapineta con su urbanización de San Ginés, Las Palas, El Portús, Las Canteras, Marfagones y La Magdalena constituyen los principales asentamientos y el sector oriental Escombreras, Ajumbres, La Unión y El Algar son los municipios de mayor importancia.

La red viaria es importante. Cabe destacar la Autovía de Murcia-Cartagena que en el nudo de Los Maestres enlaza con la Autovía Cartagena-Alicante. A su vez, de esta última y ya muy próximo al límite septentrional de la Hoja, en el nudo de El Periñan/El Algar, enlaza con la Autovía de La Manga del Mar Menor. Además de estas vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras entre las que destaca la N-301 que discurre subparalela y al Oeste de la Autovía Murcia-Cartagena y la N-332 que cruza toda la Hoja con dirección subparalela a la costa y por la vertiente septentrional de las sierras costeras. De estas vías de comunicación a su vez, se derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de

los casos, que dan acceso al resto de los núcleos de población así como a las explotaciones industriales, agrícolas o ganaderas. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporcionan, la propia N-332, las carreteras de El Portús, la que accede a Cabo Tiñoso, la de Escombreras y la de Portman.

Salvo las áreas montañosas del sector occidental que aún permanecen en un mejor estado de conservación, y en su mayor parte recubiertas de bosques de tipo mediterráneo, en el resto de la Hoja las explotaciones mineras han sido de tal magnitud que el relieve y la cubierta vegetal han sido profundamente modificados. El sector septentrional, integrado en el Campo de Cartagena, está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas. En los últimos años, la industria de conservas vegetales y de zumos de frutas, ya muy consolidada, ha crecido de forma notable especialmente en los polígonos industriales de Cartagena.

La actividad turística, tan intensa en gran parte del litoral murciano queda, en esta Hoja, bastante restringida al sector occidental, en especial a La Azohía y San Ginés, dentro de la Bahía de Mazarrón y al propio entorno de Cartagena. El resto del litoral muestra un perfil muy accidentado, con playas de escasas dimensiones y difícil acceso o bien, como ocurre en todo el área oriental, con una industria pesada en su entorno.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18° y 300 mm respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio. El agua aportada por el Trasvase Tajo-Segura intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque los años o periodos de baja pluviometría se constata la imposibilidad de tal equilibrio, lo que ha ocasionado en años precedentes graves impactos en la agricultura de la zona.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

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 cobertera 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 EGUELER y SIMÓN (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 SIMÓN (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), y BOOTH-REA (2000, 2001, 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 Pre-

bético 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 esta 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 triásicos 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 Cartagena, 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 esta Hoja, viene caracterizado por varias problemáticas diferenciadas. De una parte, la presencia en las sierras costeras 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 variado registro sedimentario del Neógeno Superior y Cuaternario afectado por una actividad neotectónica muy importante.

Los materiales pliocenos y cuaternarios ocupan una gran extensión en la Hoja de Cartagena. En la banda meridional afloran los materiales del sustrato metamórfico del edificio bético correspondientes a las sierras costeras. Estos relieves se encuentran orlados por los materiales del Mioceno Medio y Superior, Pliocenos y Cuaternarios que ocupan, en gran medida, la franja septentrional de la Hoja, constituyendo, a su vez, los afloramientos meridionales del relleno neógeno de la cuenca del Campo de Cartagena.

En claro contraste con la extensión cartográfica de estos materiales, el análisis geológico de los materiales del Plioceno y Cuaternario de este sector, son los 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 *op. cit.* 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 lumaquéllicos 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. Por lo general estos autores abusaron de la correlación con las unidades lito-estratigráficas 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, Hoja Nº 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, donde se cartografiaron y definen los Mantos del Complejo Nevado-Filábride, distintas unidades del Complejo Alpujarride y una unidad nueva atribuida al Complejo Maláguide (Los Simones). De la misma forma se cartografiaron y definen las unidades sedimentarias 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 cobertera 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 es-

tratigráfica 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:

SIMÓN, 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 el 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 (1977), 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, entre 1979 y 1980, publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias. BAE-NA y JEREZ-MIR (1982), realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la infor-

mación 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.

ELIZAGA (1994), lleva a cabo un importante análisis de las facies sedimentarias de los depósitos lacustres del Neógeno Superior de la Zona Prebética.

Los trabajos de investigación realizados por ENRESA durante la década de los 90 en el Prebético también constituyen un interesante soporte y avance en el conocimiento del subsuelo de la región.

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., (1996), 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 este Hoja, obliga a realizar una descripción de las distintas unidades litológicas diferenciadas en cada una de las Zonas (Complejos o Dominios) para posteriormente 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 Cartagena, afloran materiales del Complejo Nevado-Filábride en el sentido de EGUELER (1963); PUGA *et al.*, (1974,1976); DÍAZ DE FEDERICO (1971,1980), del Complejo Alpujárride según su definición clásica de EGUELER Y SIMÓN (1969); KOZUR *et al.*, (1974, 1985); ALDAYA (1979); SANZ DE GALDEANO (1979); GARCÍA -TORTOSA (2000, 2002, etc.) y materiales del Complejo Maláguide atendiendo a su definición desde BLUMENTHAL (1927); CHALOUAN Y MICHARD (1990); BALANYÁ (1991); LONERGAN (1991); JOHNSON (1993); NIETO (1994); SANZ DE GALDEANO *et al.*, (2000), 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 y las Maláguides. Esta conjunción de caracteres ocasionó el que dichos autores las describiesen como "*Unidades Intermedias*" cuya existencia no es restrictiva a las Béticas orientales ya que se citan ejemplos similares desde la Zona Interna Bético-Rifeña DURÁN-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 tránsito paleogeográfico entre ambos complejos lo que significa que este límite no fue obviamente brusco sino gradual, a diferencia de lo que opinan MÄKEL *et al.*, (1979) y MÄKEL (1981); NIETO *et al.*, (1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias.

En esta tesis, BOOTH-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 cobertera 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).

De todo lo anteriormente expuesto, es evidente que los autores que han trabajado en esta área mantienen dos posturas diferenciadas. La divergencia profunda se da cuando unos autores piensan que estas unidades son la representación del nexa paleogeográfico de las series triásicas entre el Alpujárride y el Maláguide y otros no lo admiten restringiendo su definición a razones basadas exclusivamente en el grado metamórfico.

En el cuadro adjunto se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollara en esta memoria.

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

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

2.2.1. Complejo Nevado-Filábride

El término Nevado-Filábride fue propuesto por EGELER (1963) y, dentro de este complejo se pueden distinguir dos mantos, uno inferior, el del Veleta y otro superior, el del Mulhacén (PUGA *et al.*, 1971; PUGA *et al.*, 1974, 1975; PUGA Y DÍAZ DE FEDERICO, 1976; DÍAZ DE FEDERICO, 1971, 1980; DÍAZ DE FEDERICO Y PUGA, 1976). A su vez, de una forma simplificada se puede decir que el manto del Mulhacén se divide en dos tipos de unidades. Las más bajas son menos metamórficas y se engloban bajo el nombre de unidades tipo Calar Alto (o Nevado-Lubrín), mientras que las de encima, más metamórficas, se pueden englobar bajo el nombre de unidades tipo Bédar-Macael (GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988).

En la Hoja de Cartagena el complejo Nevado-Filábride está representado por materiales de sus dos mantos (Veleta y Mulhacén), si bien, en la mayoría de los afloramientos suele faltar en la misma vertical alguno de los dos. El manto del Veleta aflora en la parte más oriental de la Hoja, al Este de Cartagena en la denominada Sierra Minera, mientras que el del Mulhacén aflora tanto en la parte occidental como en la oriental, apareciendo mejor representado que el anterior.

Es generalizado en todo el Sector Oriental de la Zona Interna Bética, allí donde aflora el Nevado-Filábride, ver en la bibliografía existente la asignación incorrecta de materiales nevado-filábrides al complejo Alpujárride. En gran medida esta confusión se debe al insuficiente estudio de este complejo dentro del sector más oriental de la Zona Interna Bética. Así, cuando sobre micaesquistos nevadofilábrides aparecen directamente materiales alpujárrides, han sido asignados los primeros a formaciones paleozoicas alpujárrides, DURAND DELGA *et al.*, (1962); FERNEX (1964); ESPINOSA GODOY *et al.*, 1974 y ALDAYA *et al.*, (1979); OVEJERO *et al.*, (1976) corrigen la mayor parte de asignaciones incorrectas de materiales nevadofilábrides al alpujárride en la presente Hoja, las cuales se deben fundamentalmente a la ausencia entre ellos y las unidades alpujárrides suprayacentes de una secuencia característica y bien desarrollada del Manto del Mulhacén, tal y como aparece en otros sectores de la Zona Interna Bética.

En la mayoría de las sierras con materiales nevadofilábrides, como el sector de Perín-Tallante al Norte de Peñas Blancas o en el sector de la Sierra Minera de Cartagena-La Unión, afloran sólo materiales del manto del Mulhacén. Este manto en la Hoja de Cartagena y al igual que en las hojas adyacentes con materiales asignables al mismo, puede ser dividido a su vez en dos unidades, con un aparente mayor grado metamórfico la suprayacente, la cual aparece normalmente en contacto con la unidad alpujárride más baja de cada sector.

2.2.1.1. *Manto del Veleta*

Como se ha dicho anteriormente aflora tan sólo en la parte oriental de la Hoja, en la Sierra Minera de Cartagena y se continuará con mayor amplitud hacia la Hoja de Llano del Beal, en la que los materiales de este manto predominan sobre los del Mulhacén. Dadas las malas

condiciones de afloramiento que presentan por lo general las sucesiones del Manto del Veleta en la Hoja de Cartagena, ya que sus sucesiones están afectadas por numerosas superficies de cizalla, la descripción de los mismos se apoya en las observaciones realizadas en áreas adyacentes de las Hojas de Mazarrón y Llano del Beal.

Este manto está formado por una potente y monótona sucesión de varios centenares de metros constituida fundamentalmente por esquistos oscuros con grafito, micaesquistos y cuarcitas grisáceas y beigeas con abundantes micas, muy parecida a la sucesión del Manto del Veleta en Sierra Nevada. El color predominante de estos materiales es el gris oscuro debido al grafito, si bien, también es frecuente el color marrón y rojizo debido a la presencia de óxidos de hierro entre los planos de esquistosidad de los niveles cuarzoesquistosos.

2.2.1.1.1. Esquistos grafitosos, cuarcitas y micaesquistos **(1)**. Paleozoico

Forman parte de una sucesión en la que alternan esquistos de grano fino cuya gama de color va desde el gris plateado al gris oscuro o casi negro, además de tonos azulados, cuarzoesquistos marrones y niveles cuarcíticos de color beige o gris, predominando los primeros el resto de litologías. Los niveles más cuarcíticos son menos ricos en grafito que el resto y son minoritarios respecto a los niveles grafitosos. Se reconocen posibles cambios de facies laterales entre unas y otras litologías que en conjunto alcanzan varios centenares de metros de espesor. Los niveles de cuarcitas son los menos abundantes y su espesor es variable, desde pocos centímetros a unos pocos metros. Son frecuentes los óxidos de hierro entre los planos de esquistosidad, lo que le confiere al conjunto un tono marrón rojizo característico.

2.2.1.2. *Manto del Mulhacén*

Tal y como ya se ha adelantado anteriormente dentro de este manto podemos diferenciar cartográficamente dos unidades en la parte occidental de la Hoja (Norte de Peñas Blancas), con tan sólo ligeras diferencias en cuanto a las proporciones de unas u otras litologías dentro de cada unidad.

La dos unidades del Manto del Mulhacén, que se denominan, de abajo arriba, Inferior y Superior respectivamente, básicamente presentan las mismas sucesiones de materiales si bien, la unidad superior, contiene la formación de esquistos grafitosos con granates, tiene una mayor desarrollo lo que le confiere, tan sólo de visu, un aspecto de aparente mayor grado metamórfico, que permite diferenciarla cartográficamente de la unidad infrayacente. En la parte oriental de la Hoja los materiales del Manto del Mulhacén están muy mecanizados y afloran formando parte de importantes bandas de cizalla en las cuales es muy difícil hacer distinciones o asignaciones a una u otra unidad para dichos materiales.

2.2.1.2.1. Unidad Inferior

a. Micasquistos oscuros con granates **(2)**. Paleozoico. *Formación de esquistos oscuros con granates*

Esta formación está muy mal representada en la Unidad Inferior del Manto del Mulhacén en este área, de igual forma que ocurre en las Hojas adyacentes a la de Cartagena, de modo que tan sólo aparecen algunos afloramientos de micaesquistos con granates que tienen tonos plateados **(2)** y que constituyen los tramos más bajos en la sucesión de la unidad inferior del Manto del Mulhacén (sector al Sur de Tallante), que podrían relacionarse con esta formación.

b. Esquistos verdes-azulados con cloritoide, cuarzoesquistos y micaesquistos plateados **(3)**. Paleozoico. *Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide*

Esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc.). Aflora ampliamente en la Hoja de Cartagena y en otras adyacentes como la de Mazarrón o la de Torre-Pacheco. Así, los materiales de esta formación son los que constituyen la mayor parte de las sierras que van desde Peñas Blancas hasta el Lobosillo en la Hoja de Torre-Pacheco, ocupando por tanto una gran extensión superficial.

Su sucesión está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarcitas. Los micaesquistos tienen predominantemente tonos verdes azulados. Las tonalidades verdes están producidas por la alta presencia de clorita. Las menas opacas se suelen concentrar en capas de espesor milimétrico, por lo que las rocas tienen en ocasiones un aspecto bandeado.

En los micaesquistos de la formación que se está describiendo el mineral más representativo es el cloritoide, mientras que el granate es raro en esta unidad.

c. Anfibolitas, esquistos anfibólicos y rocas básicas **(4)**. Paleozoico-Triásico

Los afloramientos de estas rocas en la Hoja de Cartagena son escasos al contrario de lo que ocurre en la adyacente Hoja de Mazarrón donde aparecen algunos de los mejores afloramientos de este tipo de rocas dentro del Complejo Nevado-Filábride, tanto por su gran extensión como por la potencia de los mismos, como por ejemplo, los afloramientos de los sectores del Lomachón, Oya de los Morenos o el sector de las Canteras Victoria al Oeste de la Sierra del Algarrobo, todos ellos muy cercanos a la presente Hoja. Estas rocas aparecen fundamentalmente en el contacto entre la formación que se acaba de describir y la Formación de Mármoles y Calcoesquistos. Las rocas básicas aparecen como relictas entre las anfibolitas y se pueden diferenciar gabros, de tonos muy oscuros, que aparecen como "bolos" dentro de las anfibolitas sin que se reconozcan bien las relaciones originales con las rocas encajantes. Algunos de estos "bolos" de gabros presentan xenolitos de hasta varios centímetros de diámetro, como los descritos por GÓMEZ PUGNAIRE y MUÑOZ (1990, 1991) en otras partes más occidentales del

Nevado-Filábride, con cristales de andalucita. Además de los gabros aparecen también rocas porfídicas de grano fino y color verde, con abundantes fenocristales de plagioclasa de hábito tabular y tamaño milimétrico. No obstante, las litologías anteriores suelen estar muy deformadas y metamorfizadas, de modo que los minerales que predominan en estos afloramientos son metamórficos, perdiéndose por completo la mineralogía y la textura original de las rocas básicas y constituyendo así amplios y potentes paquetes de anfibolitas con una foliación muy penetrativa. Los relictos de gabros poco deformados o poco metamorfizados suelen aparecer cerca del contacto entre la parte superior de la formación de micaesquistos verdes azulados y la base de la formación carbonatada.

d. Mármoles **(5)**. Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada

Está constituida fundamentalmente por mármoles entre los que se intercalan, sobre todo en la parte inferior de la formación, niveles poco potentes de calcoesquistos, micaesquistos, cuarzoquistos y anfibolitas. La deformación a la que están sometidos los materiales de esta formación hace muy difícil estimar su potencia, si bien, se puede decir que el espesor de los paquetes carbonatados supera en muchas verticales los trescientos cincuenta metros, potencia que se reduce lateralmente hasta desaparecer, tanto por cuestiones estratigráficas como tectónicas (predominando éstas), de modo que estos paquetes, tal y como se describe en el apartado de tectónica, suelen aflorar a modo de grandes boudines.

2.2.1.2.2. Unidad Superior

a. Esquistos oscuros con granates **(6)**. Paleozoico. *Formación de esquistos oscuros con granates*

Como se reseñaba con anterioridad, esta formación está muy mal representada en la unidad inferior del manto del Mulhacén. Los esquistos oscuros con granates propiamente dichos, aparecen sistemáticamente asociados a la unidad superior, siendo igualmente sus afloramientos reducidos y puntuales. Su contraste de color, grisáceo oscuro sobre el verdoso de la Formación de micaesquistos verdes-azulados, que se describe a continuación, facilita la diferenciación cartográfica de las dos unidades de este Manto. La formación de esquistos oscuros con granates está constituida por una alternancia de micaesquistos grafitosos con granate, cuarzoquistos y cuarcitas con granates, de tonos marrones a grisáceos oscuros, entre los que se intercalan finos niveles de carbonatos y finos niveles cuarzofeldespáticos que posiblemente se corresponden con metagranitos. Esta formación aflora en la hoja de Cartagena al igual que en hojas adyacentes muy adelgazada, siendo las potencias máximas observadas de unos pocos metros. Su contacto con la formación suprayacente aparece muy tectonizado. Se corresponde con los materiales más antiguos del Manto del Mulhacén, asignándosele una edad paleozoica. Se pueden correlacionar con la Formación Montenegro descrita en otros sectores del Complejo Nevado-Filábride (VOET 1967; GÓMEZ PUGNAIRE y FRANZ, 1988; etc.).

b. Cuarzitas beigeas y cuarzoesquistos plateados **(7)**. Paleozoico. *Formación de micaesquitos verdes-azulados. Miembro de cuarzoesquistos y cuarzitas beigeas.*

Como ya se ha descrito, esta formación se corresponde con la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc.).

Allí donde esta formación conserva bien los términos más bajos de la misma, puede observarse que comienza por un potente miembro de hasta varios cientos de metros de espesor constituido predominantemente por cuarzoesquistos y esquistos plateados en la unidad inferior, además de cuarzitas beigeas predominantemente en la unidad superior, que aparecen en bancos decimétricos a métricos, en los que parece reconocerse cierta ciclicidad entre los términos más y menos cuarcíticos, e incluso estructuras sedimentarias (gradaciones tanto de tamaño de grano como de espesor de los bancos, etc.). Este miembro aparece bien conservado dentro de la Unidad superior en el Sector al Oeste de Perú y Norte de Peñas Blancas, apareciendo directamente sobre los esquistos oscuros con granate de la formación anteriormente descrita.

c. Esquistos y micaesquistos claros (azulados-plateados) **(8)**. Paleozoico. *Formación de micaesquitos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de micaesquistos verdosos-azulados con cloritoide.*

Por encima del miembro anterior, fundamentalmente cuarcítico, y de manera gradual, aparece otro miembro más esquistoso, si bien, son frecuentes los despegues entre ambos debido a sus diferentes competencias. Su sucesión está constituida por una alternancia de micaesquistos, cuarzoesquistos y cuarzitas. Los micaesquistos tienen predominantemente tonos verdes azulados, si bien, también son abundantes los tonos grises plateados, sobre todo en la Unidad superior **(8)**, más o menos oscuros dependiendo del contenido en menas opacas, que pueden llegar a ser muy abundantes. Las tonalidades verdes están producidas por la alta presencia de clorita. Las menas opacas se suelen concentrar en capas de espesor milimétrico, por lo que las rocas tienen en ocasiones un aspecto bandeado. Intercalados entre los términos anteriores es posible encontrar en ocasiones finos niveles carbonatados que suelen estar alterados a óxidos e hidróxidos de hierro (limonita), si bien, aparecen niveles carbonatados de forma más generalizada intercaldos entre los micaesquistos hacia la parte superior de la formación. Estos niveles carbonatados suelen presentar poca potencia, de varios decímetros a unos pocos metros de espesor y, presentan lo que parecen brechas sinsedimentarias, pues los niveles brechificados están claramente limitados a muro y techo por otros nada deformados. Asociados a estos niveles de mármoles aparecen también yesos y otras litologías que se describen más adelante y que en conjunto indican el paso gradual unas facies detríticas (pelíticas) a facies carbonatadas, cuya culminación viene representada por una potente formación carbonatada también descrita más adelante, que indicaría la transición de medios sedimentarios siliciclásticos continentales o de transición, hacia medios marinos someros, con depósitos de yesos y carbonatos.

En los micaesquistos de la formación que se está describiendo el mineral más representativo es el cloritoide, mientras que el granate es raro, si bien pueden aparecer granates de hasta tres o cuatro milímetros de diámetro, fundamentalmente en la Unidad superior y asociados a niveles ricos en cuarzo.

Por lo general la sucesión presenta una foliación bastante penetrativa, sobre todo en los términos más pelíticos, si bien, la abundancia de cuarzo y/o plagioclasa en algunos tramos de la formación le confieren a la misma un aspecto algo masivo en dichos tramos. La foliación principal está deformada por una crenulación bastante penetrativa.

Los materiales que se acaban de describir, son el constituyente principal de los relieves que conforman la parte septentrional de la Hoja desde Peñas Blancas hasta las Ramblas de la Azohía y del Talego.

d. **Metaevaporitas (9)**. Paleozoico. *Formación de micaesquitos verdes-azulados con cloritoide. Miembro de Metaevaporitas.*

Estos materiales afloran por encima de los anteriores y están constituidos por una asociación litológica que comprende mármoles impuros, yesos, cuarcitas y metapelitas de tamaño de grano muy fino, que han sido interpretados como una secuencia rica en material evaporítico (GÓMEZ PUGNAIRE y CÁMARA 1990). La presencia de yeso es característica de esta parte de la formación, pudiéndose incluir en este miembro los carbonatos con brechas sinsedimentarias antes citados. Los niveles pelíticos más finos, al igual que ocurre con los carbonatos, conservan estructuras sedimentarias originales. Aunque en ocasiones es difícil reconocer el contacto concordante con los términos infrayacentes descritos anteriormente, debido nuevamente a los despegues consecuencia de las diferentes competencias, diferentes datos cartográficos y estratigráficos, además de la observación directa a veces sobre el terreno de la concordancia entre uno y otro miembro, indican una relación sinsedimentaria entre ambos materiales, y la transición de medios siliciclásticos continentales o de transición hacia medios marinos someros, sometidos a una intensa evaporación, con la formación de minerales evaporíticos, que culminará con la sedimentación de la formación carbonatada suprayacente, que será descrita a continuación. Estos niveles son abundantes en el Sector del Cuco en la Sierra de las Moreras, en el Sector de los Izquierdos en la Sierra del Algarrobo, en el Sector de las Yeseras en la carretera que une Mazarrón y la Pinilla, en el sector de la Oya de los Morenos, etc. A los términos de este miembro de metaevaporitas están asociados cuerpos de metabasitas que intruyen cortando los contactos litológicos previos.

Las metapelitas de este miembro suelen ser masivas y su color varía entre gris y verdoso. Entre otros minerales es característica la presencia de escapolita que aparece como porfidoblastos redondeados u ovalados de varios milímetros de diámetro. Los niveles de mármoles suelen aparecer como niveles aislados de poco espesor, escasa continuidad lateral y frecuentemente brechificados. Dada la amplia representación y el fácil reconocimiento de este miembro dentro del manto del Mulhacén, tanto de este sector como de otros más occidentales, pude

considerarse al mismo como un nivel guía o de referencia que nos permite saber a que altura de la sucesión estratigráfica nos encontramos.

La formación de micaesquistos verdosos azulados acaba nuevamente con típicos niveles de micaesquistos ya descritos, por encima de los cuales y mediante la aparición gradual de cada vez más potentes niveles de calcoesquistos y mármoles, aparece la formación carbonatada suprayacente, constatándose el cambio definitivo a un ambiente sedimentario marino somero.

e. Mármoles **(10)**. Paleozoico-Triásico? Formación carbonatada.

De forma general, la sucesión de la formación carbonatada del Manto del Mulhacén, tanto en la presente hoja como en las adyacentes a la misma, comienza allí donde se conservan los términos más bajos, por niveles calcoesquistosos que intercalan micaesquistos verdosos y grises. Estos calcoesquistos representan por tanto el tránsito, en cierto modo gradual, entre los términos metapelíticos infrayacentes y los carbonatados. La sucesión se continúa con una alternancia de mármoles calcíticos blancos, mármoles grises-azulados bandeados (más o menos impuros) y mármoles dolomíticos amarillos, que en este sector, a diferencia de lo descrito en otras partes del Nevado-Filábride aparecen de forma más masiva que los anteriores. Entre estos niveles siguen intercalándose calcoesquistos y micaesquistos más o menos cuarcíticos, como los de la formación infrayacente. También son importantes, sobre todo a la base de la formación, las intercalaciones de rocas básicas de tonos verdes y/o anfibolitas, así como niveles de brechas carbonatadas. Esta alternancia de litologías se mantendría hacia arriba en lo que sería la mitad inferior de la formación, si bien, disminuiría el contenido en metapelitas y aumentaría hacia arriba la proporción de carbonatos.

Hacia arriba, y coincidiendo ya con la mitad superior de la formación, la sucesión se continúa fundamentalmente con mármoles, que pueden ser grises, blancos o amarillos, predominando este último color en la unidad superior del Manto del Mulhacén. Es característica de los mármoles amarillos la presencia de varios juegos de fracturas que aparecen cementadas y a partir de las cuales crecen dendritas de pirolusita. Son frecuentes los mármoles fajeados, en los que alternan, a escala milimétrica, centimétrica o decimétrica, bandas de mármoles claros y oscuros. Se pueden encontrar aún intercalaciones de calcoesquistos y de micaesquistos, a veces con granates.

Al igual que hacia la parte superior de la formación de micaesquistos infrayacente, en la parte basal de la formación carbonatada aparecen varios tipos de brechas carbonatadas, algunas de ellas posiblemente sinsedimentarias y que no hay que confundir con los niveles de brechas tectónicas asociadas a los despegues entre ambas formaciones, ni con las brechas asociadas a los cuerpos de rocas básicas que pueden estar originadas por la intrusión de las mismas. No obstante, es ciertamente difícil diferenciar unos tipos u otros, así como conocer con seguridad la génesis de las mismas, génesis que se lleva discutiendo desde hace ya muchos años en estos materiales (LEINE y EGELER, 1962; NIJHUIS, 1964; VOET 1967; LEINE, 1968; GÓMEZ

PUGNAIRE *et al.*, 1981b; PUGA *et al.*, 1984; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, 1984; JABALOY, 1991; MARTÍNEZ MARTÍNEZ y OROZCO, 1998).

2.2.2. 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 SIMÓN (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, 1969a 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 Hoja de Cartagena en relación con los materiales que ahora atribuimos al Complejo Alpujárride se centraron en las mineralizaciones que aparecen en la misma, motivo por el que se potenció su estudio. Entre otros, se pueden citar los trabajos de VILLASANTE (1892, 1899, 1913), PAVILLON (1965, 1966 y 1969), etc. Además de los numerosos trabajos que trataban sobre cuestiones mineras y otros trabajos ya citados en apartados anteriores, se pueden destacar los siguientes:

SIMÓN (1963) incluye en el “complejo Ballabona-Cucharón” a los materiales alpujárrides por su similitud litoestratigráfica con algunos de los que afloran en la sierra de Almagro.

PAVILLON (1966, 1969) distingue en la parte centro oriental de la Hoja un manto alpujárride formado por rocas de cobertera cabalgando sobre un substrato metamórfico. Interpreta muchas de las series como invertidas y, sin embargo, no diferencia algunas repeticiones tectónicas como tales, dándolas como estratigráficas.

ESPINOSA GODOY Y CASTELLS LÓPEZ (1971) y GORDILLO MARTÍN *et al.*, (1974), en el Mapa Geológico a escala 1:50.000 (hojas de Cartagena y Escombreras) diferencian en el sector dos unidades sobre los materiales del complejo Nevado-Filábride, de las cuales, la más baja, la incluyen en el "complejo Ballabona-Cucharón" y, la más alta, en el Alpujárride. Sin embargo, asignan al zócalo Alpujárride algunos afloramientos pertenecientes al Nevado-Filábride, formados por mármoles, micaesquistos y esquistos con granates, que aparecen por debajo de filitas alpujárrides.

OVEJERO *et al.*, (1976) corrigen esas asignaciones al Alpujárride, reconociendo como Nevado-Filábride los mármoles y esquistos anteriores. Describen dos unidades alpujárrides dentro de la presente Hoja, asimilando al Alpujárride la que anteriormente se había incluido dentro del Ballabona-Cucharón. La posición tectónica más baja la ocupa la unidad de San Ginés y por encima aparecería la de Portman.

GARCÍA TORTOSA *et al.*, (2000) estudian la estratigrafía de la unidad de Portman descrita por OVEJERO *et al.*, (1976). Este estudio les lleva a renombrar a la unidad de Portman como unidad de San Julián, pues parte de los afloramientos considerados como de la unidad de Portman pertenecían en realidad a la de San Ginés y, al contrario, mientras que en la zona del Castillo de San Julián, se pueden reconocer todos los términos litoestratigráficos que permiten realizar asignaciones más precisas a una u otra unidad. Los afloramientos de la unidad de San Ginés, allí donde no están confundidos con los de la de Portman, se van a incluir en la unidad de Cabo Tiñoso, descrita por GARCÍA TORTOSA *et al.*, (1999), por representar mucho mejor las características litoestratigráficas donde ha sido descrita esta última unidad.

En resumen y para sintetizar los antecedentes anteriores cabe destacar que en GARCÍA TORTOSA *et al.*, (2000c, 2002) se incluyen en el Alpujárride aquellos materiales que se habían atribuido al complejo Ballabona-Cucharón y se diferencian en esta hoja tres unidades alpujárrides que de abajo arriba son la unidad de Peñas Blancas, la unidad Cabo Tiñoso y por último la unidad de San Julián.

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 estos 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 Detrítico y un Grupo Carbonatado.

El **Grupo Detrítico** 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 Detrítica de edad triásica sobre la anterior. La Formación Metapelítica apenas aflora en la presente hoja, haciéndolo tan sólo en la unidad del Cantal que estaría totalmente representada por esta formación, de modo que su descripción se hace al hablar de dicha unidad.

La Formación Detrítica 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 detrítico 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 detrítico 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 Detrítica* junto con las estructuras sedimentarias que se observan indican fundamentalmente ambientes continentales que evolucionan hacia me-

dios 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-detrítico 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 recristalización 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 "packestone", 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 fucoides).

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 packestone, formados principalmente con restos muy recristalizados de algas dasycladáceas. La mitad superior del miembro se caracteriza por presentar nódulos centimétricos de sílex y niveles tableados, 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 tractivo 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, braquiópodos, 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 tableadas, 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 calcoesquistos 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.

2.2.2.1. Unidad de Peñas Blancas

La Unidad de Peñas Blancas aflora en su mayor parte en una franja continua desde Isla Plana hasta las inmediaciones de Perín, al Este de Peñas Blancas, limitando al Norte con materiales del complejo Nevado-Filábride sobre los que reposa tectónicamente y, al Sur, con materiales de la unidad Alpujárride de Cabo Tiñoso. Hacia el Oeste se continúa ya dentro de la vecina Hoja de Mazarrón en una franja continua a lo largo de todo el borde Sur de Sierra Almenara, mientras que hacia el Este de Perín desaparece y no vuelve ya a aflorar.

Los mejores afloramientos para realizar el estudio estratigráfico de esta unidad en la presente Hoja se encuentran en los alrededores del relieve denominado Peñas Blancas, donde es posible levantar varios cortes estratigráficos (Columnas 1, 2, 3 y 4) y establecer la sucesión estratigráfica de dicha unidad.

2.2.2.1.1. Filitas **(11)**. Yesos y calcoesquistos **(12)**. Triásico Inferior-Medio. *Formación Detrítica*.

Los términos metapelíticos **(11)** pertenecientes a la formación detrítica aparecen bien representados en diferentes puntos de la Hoja, siendo una de las sucesiones más representativas la de la Loma de las Carrascas. En el resto de afloramientos la sucesión metapelítica aparece muy adelgazada por cuestiones tectónicas, estando constituida por filitas azuladas con intercalaciones de cuarcitas verdosas, amarillentas, etc., localmente de decenas de metros de potencia. En zonas muy localizadas de la parte alta de las filitas se observan yesos y calcoesquistos intercalados dentro de las mismas **(12)**.

De manera sintética se puede decir de la Formación Detrítica de la unidad de Peñas Blancas que, aunque por lo general aparece muy tectonizada se reconocen sus dos miembros. El Miembro detrítico inferior presenta filitas de tonos grises y azulados, e intercalaciones de cuarcitas verdosas, amarillentas, etc., a veces de decenas de metros de potencia. El Miembro detrítico superior toma tonos más violáceos hacia el techo e intercala yesos y niveles carbonatados asociados a éstos y niveles calcoesquistosos a techo que hacen la transición hacia la formación suprayacente.

2.2.2.1.2. Diabasas **(13)**. Triásico Inferior-Medio

Los afloramientos de rocas básicas mesozoicas son muy abundantes en la Hoja de Cartagena y se les conoce como metabasitas en la bibliografía del sector. Son rocas ígneas básicas de hábito masivo con bajo grado metamórfico, cuyos relictos texturales y metamórficos indican que las rocas originales eran diabasas, generalmente desarrolladas como sills. La naturaleza intrusiva de estas masas está evidenciada por la aparición de bordes enfriados y por el metamorfismo de contacto en los sedimentos en los que se encajan. Por lo general se encuentran ubicadas entre las formaciones detríticas y carbonatada inferior, así como cerca del miembro carbonatado con sílex de la formación superior.

2.2.2.1.3. Calizas y dolomías (14). Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado

El *Grupo carbonatado* en la unidad de Peñas Blancas aparece muy recristalizado, con aspecto marmóreo en muchos de sus tramos, tal y como puede observarse en prácticamente todos sus afloramientos, en especial en el sector de Pastrana, donde puede resultar difícil la diferenciación entre mármoles nevadofilábrides y mármoles de la unidad de Peñas Blancas. Este hecho hace que los carbonatos de la unidad aparezcan como un paquete aparentemente homogéneo que supera en muchos cortes los 250 metros de potencia en los que apenas se pueden diferenciar tramos u otros conjuntos litoestratigráficos. La recristalización ha hecho que no se conserven niveles fosilíferos *a visu*, ni microfósiles en lámina delgada. Tan sólo se han encontrado dos niveles predominantemente pelíticos en los que se pueden reconocer “fantasmas de bivalvos y braquiópodos” y, que por la posición estratigráfica que ocupan y sus facies se pueden correlacionar con niveles datados como ladinienses en otras unidades menos recristalizadas. Por encima de estos niveles no siempre reconocibles o conservados, aparecen calizas grises y dolomías oscuras en las que pueden aparecer nódulos de sílex, de edad probable Carniense. La parte superior del grupo carbonatado está constituida por dolomías con brechas sinsedimentarias y niveles de “debris flows” y, en algunas verticales, intercalaciones de un tramo metapelítico. A estos últimos tramos se les correlaciona con facies similares datadas como Carniense en otras unidades, si bien, no se puede descartar la presencia de niveles norienses.

A continuación se describe de manera sintética las características del Grupo Carbonatado en la unidad de Peñas Blancas.

Formación carbonatada inferior. *Los miembros calizo y calizo-margoso* aparecen muy recristalizados, con aspecto marmóreo, reconociéndose en el segundo cierta ciclicidad entre carbonatos y niveles más calcoesquitosos. Los niveles carbonatados de toda la formación presentan una intensa bioturbación que aparece casi borrada por la recristalización, apareciendo a modo de un moteado azul que les da un aspecto masivo. Los únicos restos fósiles encontrados han sido bivalvos y braquiópodos muy recristalizados en algunos niveles pelíticos de la parte alta del miembro calizo-margoso.

Formación carbonatada superior. *El miembro carbonatado con sílex* está representado por calizas tableadas recristalizadas, a veces con finos niveles de pelitas amarillas y rosas, y con nódulos de sílex de varios centímetros de diámetro. Es frecuente encontrar niveles de brechas sinsedimentarias a la base de este miembro. *El miembro mixto carbonatado-siliciclástico* en su parte inferior está constituido por dolomías, calizas, calcoesquitos y pelitas amarillentas. Hacia arriba estas dos últimas litologías se hacen más abundantes pueden pasar a filitas. En tránsito con el anterior, pero por encima de manera general, aparece un *miembro calizo-dolomítico margoso*, constituido por calizas, dolomías masivas y brechas con intraclastos de dolomías, entre las que son abundantes los debris flows y facies asociadas. Las intrusiones de diabasas en esta formación son por lo general escasas.

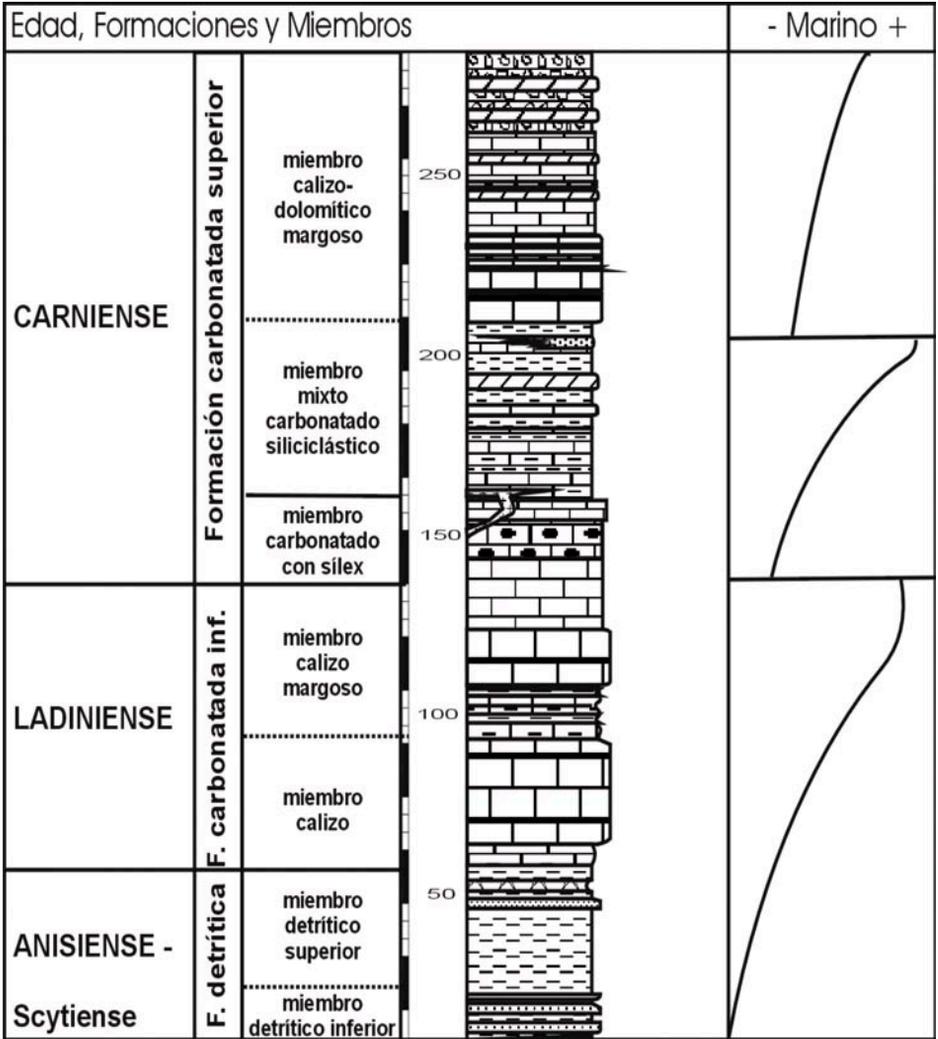


Figura 2.1. Formaciones y principales miembros de la Unidad de Peñas Blancas

2.2.2.2. *Unidad de Cabo Tiñoso.*

La unidad de Cabo Tiñoso aparece sobre la unidad de Peñas Blancas en la parte más occidental del sector que se está describiendo. Aflora de manera continua desde el pueblo de la Azohía al Este de Mazarrón, hasta Cartagena, para después aparecer de manera discontinua hacia las inmediaciones de Cabo de Palos. Son varias las zonas dentro de este sector en las

que se han levantado cortes de dicha unidad, de los que se describen a continuación algunos de los más representativos.

Los mejores afloramientos de la parte más baja de la unidad se encuentran en las Cuestas del Cedacero y en la zona costera de Bolete (Columnas 1, 2, 3,4, 5, 6 y 7).

2.2.2.2.1. Filitas **(15)**. Yesos **(16)**. Triásico Inferior-Medio. *Formación detrítica*.

En la Hoja de Cartagena esta formación viene representada tanto por términos asignables al miembro *detrítico inferior* como *al superior*, encontrándose su mejor afloramiento en el sector de las Cuestas del Cedacero.

-*El miembro detrítico inferior* presenta filitas grises, azuladas y verdosas, junto con intercalaciones de cuarcitas blancas y amarillentas. No son muy abundantes los niveles potentes de cuarcitas.

-*El miembro detrítico superior* aparece tal y como se ha descrito en el apartado dedicado a las principales unidades litoestratigráficas reconocibles dentro del Alpujárride, con intercalaciones de niveles carbonatados y yesos **(16)**, pero sin las dolomías con algas. Las pelitas y calcoesquistos del techo están muy bioturbadas.

2.2.2.2.2. Diabasas **(17)**. Triásico Superior

La Unidad de Cabo Tiñoso se presenta como una de las más ricas en esta litología. Tal y como se ha descrito para la unidad anterior se trata de rocas ígneas básicas de hábito masivo con bajo grado metamórfico, cuyos relictos texturales y metamórficos indican que las rocas originales eran diabasas, generalmente desarrolladas como sills. La naturaleza intrusiva de estas masas está evidenciada por la aparición de bordes enfriados y por el metamorfismo de contacto en los sedimentos en los que se encajan. Por lo general se encuentran ubicadas entre las formaciones detríticas y carbonatada inferior, así como cerca del miembro carbonatado con sílex de la formación carbonatada superior.

2.2.2.2.3. Calizas **(18c)** y dolomías **(18d)** con metapelitas intercaladas **(19)**. Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado.

La Formación carbonatada inferior, presenta la sucesión tipo descrita de forma general para el Alpujárride (apartado 2.2.2.1) con los miembros calizo y calizo-margoso. En este último es donde mejor está representada la ciclicidad entre margas, calcoesquistos y calizas. Las calizas de ambos miembros se presentan muy bioturbadas y la textura más abundante es la "mudstone" y "wackestone", con niveles de textura "packestone" constituidos por restos de algas dasycladáceas, gasterópodos, foraminíferos, ostrácodos, bivalvos, radiolas de equinodermos, crinoides, etc. Es característico el aspecto noduloso originado por la bioturbación. Cabe destacar algunos foraminíferos (*Triadodiscus* y *Lamelliconus*, etc.) y algas dasycladáceas (*Teutlo-*

porella nodosa, *Teutloporella hercúlea*) que permiten datar el Ladiniense. Hacia el techo de la formación, dentro del miembro calizo-margoso, aparecen varios niveles pelíticos/margosos, caracterizados por la acumulación de conchas de bivalvos (como *Bakevella* af. *goldfuss*, *Bakevella* sp af. *kiliani*, *Costatoria* cf. *Goldfussi*, *Lyriomyophoria* cf. *betica*, etc.) y braquiópodos, que representan depósitos de tormentas (tempestitas) y que han permitido datar el Ladinien-se-Carniense Inferior.

En la *Formación carbonatada superior*, el miembro carbonatado con sílex también se presenta básicamente como viene descrito el apartado dedicado a las unidades litoestratigráficas (2.2.2.1.), si bien, se observan restos de algas dasycladáceas en mayor proporción que en otras unidades. En estos carbonatos con nódulos de sílex aparece el foraminífero *Gsobergella* sp, que data el Carniense. Hacia arriba, en el resto de la sucesión aparecen nuevamente niveles de bivalvos atribuibles al Carniense. Los miembros mixto carbonatado-siliciclástico en el que aparecen metapelitas **(19)**, calizo-dolomítico margoso y dolomítico superior de la unidad de Cabo Tiñoso, se corresponden también en buena medida con los ya descritos. Las diferencias más significativas corresponden al miembro dolomítico superior, constituido en esta unidad por un tramo métrico de calizas/dolomías grises tableadas, con nódulos negros de sílex a las que le sigue un potente paquete de dolomías anaranjadas muy recristalizadas, en las que se puede observar laminación cruzada, brechas sinsedimentarias y paleokarstificación.

No son abundantes los niveles mineralizados con franciscanas, bien representados en otras unidades a la base del miembro dolomítico superior.

Las dataciones de otros autores vienen a reforzar las asignaciones de edad anteriores. Así, en materiales de la unidad de Cabo Tiñoso KOZUR *et al.*, (1985) datan con ostrácodos y escleritos de holoturias el Ladiniense Inferior justo por encima de las metapelitas de la base de la unidad y, el Carniense, en los carbonatos con nódulos de sílex y en los niveles margocalizos suprayacentes (donde también encuentran bivalvos).

2.2.2.3. *Unidad de San Julián*

La Unidad de San Julián aflora de manera más o menos continua desde Cartagena hasta Cabo de Palos encontrándose sus mejores afloramientos en las sierras que rodean el Valle de Escombreras, los cuales han permitido comprobar que, aunque lateralmente la unidad de San Julián es equivalente a la de Portman (OVEJERO *et al.*, 1976), esta última no está bien definida estratigráficamente ni estructuralmente, por lo que en este trabajo, se propone englobarla en la unidad de San Julián. Aparece normalmente sobre la unidad de Cabo Tiñoso, excepto cuando ésta falta, haciéndolo entonces sobre materiales del complejo Nevado-Filábride. Se trata de la unidad alpujárride más alta de este sector encontrándose tectónicamente por encima tan sólo el complejo Maláguide, representado por la unidad de los Simones, que será descrita a continuación de ésta.

Como ya se ha adelantado, los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran en las inmediaciones del Valle de Escombreras y Cartagena. Es precisamente en los alrededores de Cartagena, concretamente en los cerros del Calvario y del Castillo de San Julián, donde mejor aflora la parte más baja de la unidad, además de los términos más modernos de la misma, que no se han encontrado en otros sectores.

Antes de pasar a describir los cortes, es conveniente recordar algo común en la mayoría de los cortes realizados en este trabajo, pero especialmente en los que se describen para la unidad de San Julián. Se trata del valor de las potencias de los tramos, que son tan sólo aproximados, pues no se ha seguido una sola vertical en cada corte, sino varias, dado lo tectonizada que aparece la unidad. A esto hay que añadir los cambios de facies que presenta la misma, que hacen variar tanto las potencias como los tramos litológicos en cada vertical.

2.2.2.3.1. Metapelitas **(20)**. Yesos **(21)**. Triásico Inferior-Medio. *Formación detrítica*.

Se presenta con un grado de recristalización menor que el de las unidades de Peñas Blancas y Cabo Tiñoso.

-El *miembro detrítico inferior*, al igual que en el resto de unidades alpujárrides, se presenta algo más recristalizado que el suprayacente. Son muy abundantes los niveles de cuarcitas y metareniscas, con tonos pardos, que alternan con niveles de metapelitas violáceas. Una de las características fundamentales es la presencia de niveles de areniscas gruesas y microconglomerados de cantos cuarcíticos.

-El *miembro detrítico superior*, a diferencia de las unidades de Peñas Blancas y Cabo Tiñoso, presenta abundantes niveles de areniscas, siendo el color predominante el rojo. La característica más importante de este miembro es la intercalación hacia techo de calizas y dolomías. En estas últimas se pueden reconocer *mounds* de dasycladáceas que alternan con niveles microbiolíticos, niveles fenestrales, etc. Presentan intercalaciones poco desarrolladas de "dolomías franciscanas". Estos carbonatos pasan hacia arriba a yesos interestratificados **(21)** con niveles centimétricos de dolomías, y éstos a su vez, a pelitas rojas y amarillentas. La parte más alta del miembro son margas en tránsito a la formación suprayacente.

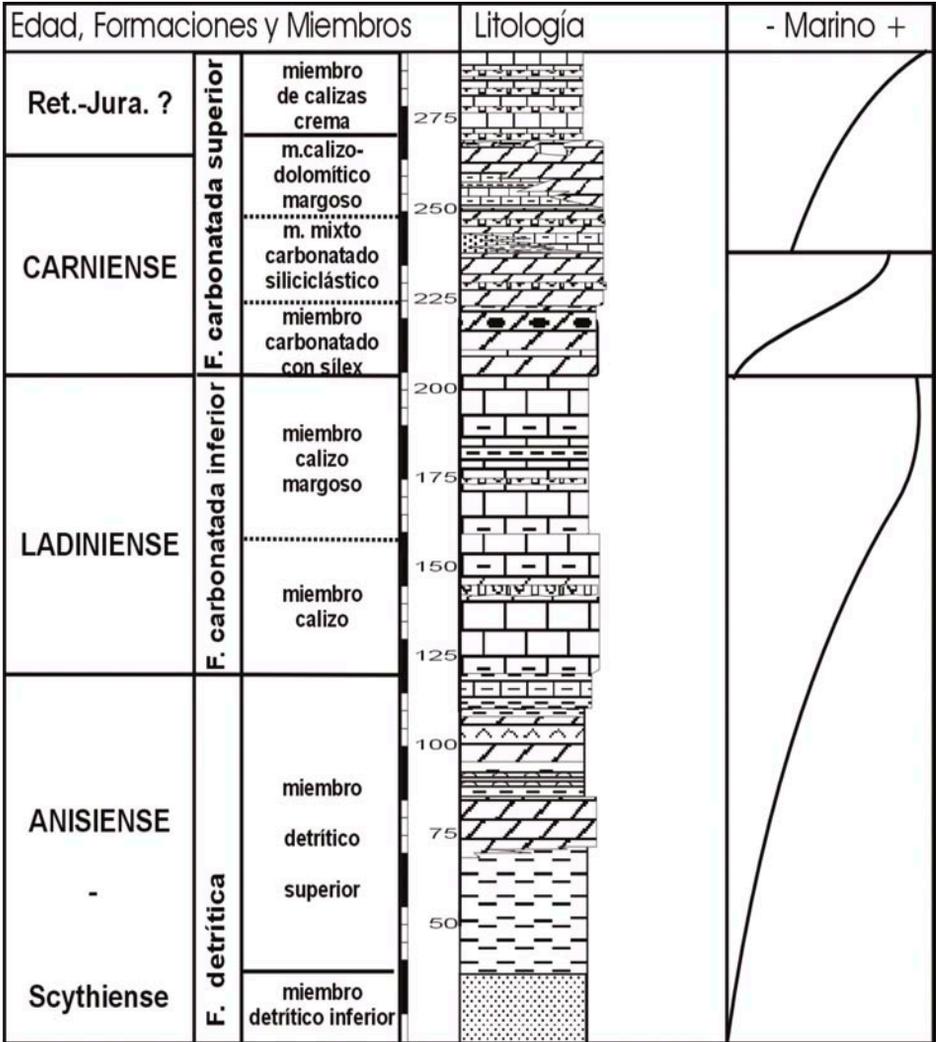


Figura 2.2. Formaciones y principales miembros de la Unidad de San Julián

2.2.2.3.2. Carbonatos (22) con metapelitas intercaladas (23). Triásico Medio-Superior. Grupo Carbonatado.

La Formación carbonatada inferior, presenta los miembros calizo y calizo-margoso, con una bioturbación menos intensa que en los miembros equivalentes de la unidad de Cabo Tiñoso. En el miembro calizo-margoso aparecen intercalaciones de niveles decimétricos de dolomías oscuras, normalmente recristalizadas o laminadas y con moldes de evaporitas.

Dentro de los niveles margosos de la parte superior del miembro aparecen bivalvos y braquiópodos, con la misma asociación faunística que la reconocida en la unidad de Cabo Tiñoso.

En la Formación carbonatada superior, el *miembro carbonatado con sílex*, además de las facies descritas para la unidad de Cabo Tiñoso, incluye niveles de dolomías.

El *miembro mixto carbonatado-siliciclástico* está constituido por calizas tableadas con textura *mudstone* y dolomías con textura *grainstone* (con oolitos, foraminíferos y ostrácodos), con intercalaciones de metapelitas rojas (**23**) en algunos sectores (Picos de Barrionuevo). En otros sectores más orientales se presenta fundamentalmente dolomítico, con brechas intraformacionales (brechas de cantos planos entre otras), moldes de evaporitas, etc., con intercalaciones de pelitas y areniscas finas de color rojo.

El *miembro calizo-dolomítico margoso* presenta dolomías oscuras con laminación de tipo tractivo, que alternan con dolomías con laminitas algales, en las que son abundantes las facies "franciscanas de tres bandas". También aparecen dolomías grisáceas con moldes de evaporitas. Los niveles dolomíticos pueden intercalar calizas, margocalizas y margas ricas en restos fósiles, como las del miembro calizo-dolomítico margoso de la unidad de Cabo Tiñoso, pero aquí menos desarrolladas.

Por encima de las dolomías grisáceas con moldes de evaporitas y las dolomías franciscanas, hay niveles de dolomías con nódulos de sílex, en litofacies parecidas a las de la parte baja del miembro dolomítico superior de la unidad de Cabo Tiñoso, que en el caso de la unidad de San Julián no se pueden diferenciar como un miembro diferente.

La parte superior de la formación corresponde al miembro que he denominado "*miembro de calizas crema*", no descrito en el apartado 2.2.2.1., pues se trata de sedimentos probablemente postríasicos (sus facies no recuerdan a ninguna otra de edad triásica que se haya estudiado en este trabajo, pero no se han encontrado fósiles que lo puedan confirmar) que tan sólo aparecen en esta unidad. Está constituido por calizas muy blancas en superficie y amarillentas-beige en corte. A pesar de que están algo recristalizadas se observa que su textura original es un *mudstone*, con una laminación fina e irregular (centimétrica). Dentro de estos niveles de calizas claras hay niveles de brechas sinsedimentarias. Son también abundantes las silicificaciones, a modo de nódulos muy irregulares de sílex. Es de destacar que su muro se presenta irregular, con una erosión de tipo kárstico, rellenando lo que parecen diques neptúnicos en las dolomías infrayacentes.

2.2.3. 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 cobertera, 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 cobertera mesozoica y terciaria. Sin embargo, buena parte de ellos se consideran actualmente pertenecientes al Alpujárride. DURAND DELGA y KORNPORST (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 cobertera mesozoica y terciaria, generalmente muy fragmentada. Los materiales paleozoicos, al menos del Silúrico al Carbonífero, son fundamentalmente detríticos: arcillas, grauwacas, cuarcitas y a veces conglomerados, pero también aparecen calizas y liditas. 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 cobertera está formada por sedimentos triásicos detríticos, 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 cobertera 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).

2.2.3.1. *Unidad de los Simones*

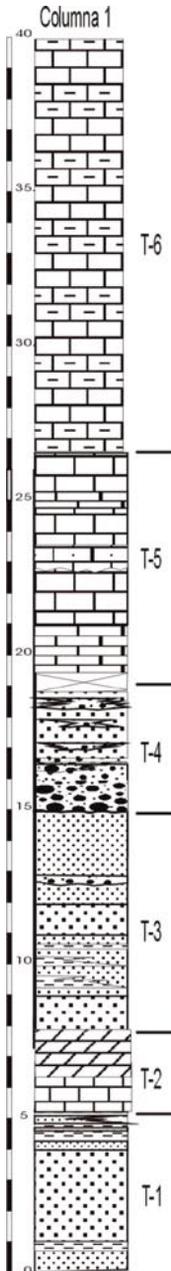
Es la unidad tectónica más alta de las que afloran en la Hoja de Cartagena. No presenta ningún grado de metamorfismo y aparece directamente sobre la unidad alpujárride de San Julián al lado de la mina de los Simones, de donde toma el nombre, formando un pequeño "islo tectónico". El contacto entre ambas unidades se caracteriza actualmente por su carácter extensional.

A esta zona se accede por un carril de tierra que parte desde la carretera de Escombreras-Portman, en dirección Norte hacia dicha mina. Son dos los afloramientos principales de la unidad, en los que se han levantado los dos siguientes cortes.

2.2.3.1.1. Pelitas, areniscas y conglomerados **(24)**

En el Corte estratigráfico que se representa en la Columna 1, Figura 2.3 (las coordenadas UTM son 68550/416230 y 68560/416190 para muro y techo respectivamente) se describen los siguientes tramos:

T-1. Comienza por un tramo formado esencialmente por areniscas de color rojo-rosado de tamaño de grano fino-medio, en las que se pueden observar micas sinsedimentarias. Espesor de 5 m. Aparecen intercalados niveles de limos y arcillas, así como delgados niveles de areniscas blancas-amarillentas que presentan laminación paralela y laminación cruzada de bajo ángulo.



T-2. Comienza con finos niveles de margas y margocalizas, le siguen calizas claras, grisáceas en corte fresco, que se presentan en niveles centimétricos con laminación milimétrica. Algunos niveles presentan microbrechas sinsedimentarias. Aparecen restos de conchas, sobre todo de bivalvos y gasterópodos de pequeños tamaños. Hacia arriba se pasa a dolomías y brechas dolomíticas. Su potencia es variable, no superando los tres metros en este corte.

T-3. Lo componen mayoritariamente areniscas de grano fino y medio, con algunos niveles intercalados de tamaño de grano grueso e incluso conglomerados finos. Presentan colores entre marrón y rojo vino. También aparecen intercalaciones de limos rojos y rosados parecidos a los del tramo primero. Su espesor es de unos 8 m.

T-4. Este tramo, de color beige-marrón, incluye un nivel conglomerático que será utilizado como nivel de referencia para correlacionar con el corte 2 y elaborar la sucesión estratigráfica sintética, está constituido por secuencias decimétricas granodecrescentes con muros erosivos, que comienzan con niveles de brechas-conglomerados y pasan hacia arriba a microconglomerados y arenas con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo.

Los niveles de brechas y conglomerados están formados por cantos carbonatados, cantos cuarcíticos blancos, rojizos, etc., liditas de color negro e intraclastos de areniscas. En ocasiones, sobre todo en las partes bajas de cada secuencia, más del 70% de los cantos son carbonatados y, junto con los cantos de areniscas, son los de mayor tamaño. Generalmente son poco redondeados y su tamaño medio es de unos 3 cm de largo por 1,5 cm de ancho. Los cantos cuarcíticos constituyen la mayor proporción dentro de los microconglomerados, así como de las areniscas de este tramo. Tienen diversos colores, entre blanco y rojizo y a veces están bastante redondeados. Su tamaño oscila entre un centímetro y tamaño arena. Las liditas presentan tamaños milimétricos y su redondeamiento también es bajo.

Hacia la parte superior del tramo, comienzan a predominar las arenas, aumenta el redondeamiento de los cantos y la proporción de cantos cuarcíticos y de liditas respecto a los carbonatados, hasta que finalmente desaparecen los niveles de conglomerados y aparecen areniscas con diferentes tamaños de grano y limos intercalados. La potencia varía lateralmente entre 1,5 y más de 3,5 m.

Figura 2.3

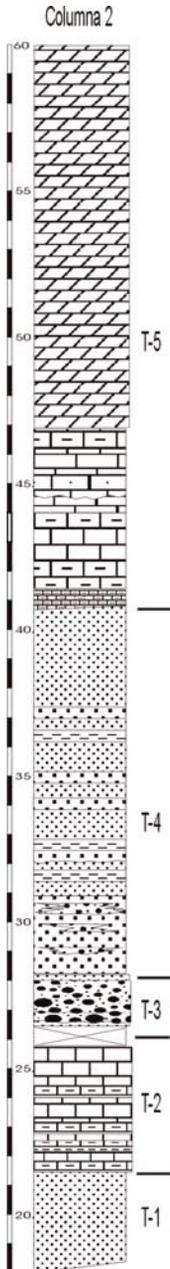


Figura 2.4.

Por encima de este último tramo, existe un contacto mecánico que pone directamente carbonatos **(25)** sobre las areniscas y conglomerados.

Se sabe que se han omitido términos ya que en el corte estratigráfico que se representa en la Columna 2 (Fig. 2.4) que se sitúa al Oeste del anterior, a unos 300 metros de distancia (coordenadas UTM para muro y techo: 68540/416220; 68530/416180), se puede observar la continuidad estratigráfica entre los materiales detríticos y los carbonatados.

T-1. La parte más baja del corte se presenta muy alterada y cubierta, de modo que tan sólo se puede observar que se trata de areniscas de tonos rojos-rosados, pero no se encuentran niveles bien estratificados ni estructuras sedimentarias. Su potencia es de varias decenas de metros.

T-2. Hacia arriba sigue bastante cubierto y tan sólo en puntos muy localizados se observan calizas grises, con laminación centimétrica en las que se pueden encontrar restos fósiles recristalizados. En su parte alta aparecen margocalizas amarillentas con laminación milimétrica y centimétrica que hacia arriba pasan a limos amarillos. Este tramo se presenta bastante deformado con pliegues y fallas en su interior, estimándose su potencia en varios metros, sin poder precisarlo muy bien (más de 5 metros).

T-3. Tramo constituido de nuevo por areniscas rojizas (pero el contacto entre las calizas infrayacentes y los materiales detríticos de encima suele estar tectonizado, de modo que pueden faltar algunos niveles) bien estratificadas en niveles decimétricos que lateralmente pasan a un nivel de brechas-conglomerados, de color beige-marrón. Se correlaciona con el T-4 del corte anterior, pero aquí se presenta más deformado y compactado. Es un nivel de espesor variable, entre 0,5 y más de 1 m, formado por brechas, conglomerados, microconglomerados y arenas de grano grueso, donde no se observa bien la laminación debido a lo compactado que se presenta. Se trata nuevamente de una brecha-conglomerado constituida por cantos carbonatados, cantos cuaríticos blancos, rojizos, etc., liditas de color negro e intraclastos de areniscas, predominando los cantos cuaríticos y de liditas respecto a los carbonatados. Potencia entre 1 y 2 m.

T-4. Está formado por varios niveles de escala métrica, estratificados a su vez en niveles decimétricos constituidos por areniscas de color rojo vino y chocolate, con tamaño de grano fino a medio y por niveles de limos y areniscas blancas.

En esta parte más occidental de la unidad este tramo presenta unos 15 metros de potencia y está constituido por una alternancia de areniscas

finas, medias y gruesas, incluso microconglomerados, niveles decimétricos de areniscas amarillentas y rosadas con aspecto cuarcítico y limos. Dentro del tramo existen colores rojizos, anaranjados, amarillentos, etc. En los niveles de areniscas se observa laminaciones cruzadas de alto y bajo ángulo y laminación paralela.

2.2.3.1.2. Calizas y dolomías (25)

Los términos carbonatados aparecen por encima de los últimos tramos descritos anteriormente y se corresponderían con los tramos 5 y 6 de la Columna 1 y tramo 5 de la Columna 2.

T-5 (Columna 1). Es el siguiente tramo por encima del contacto mecánico con el que acababa la descripción del corte 1. Está formado por calizas grises, en bancos de escala métrica que a su vez se dividen en niveles decimétricos separados por superficies de estratificación poco marcadas. También se presentan en niveles centimétricos de aspecto pseudotableado, a veces con laminación milimétrica. En general presentan textura “mudstone” y “wackestone”, aunque también hay niveles finos con textura “packstone-grainstone” y muros algo irregulares. En ocasiones se puede observar estratificación cruzada de bajo ángulo dentro de los niveles pseudotableados. Potencia entre 5-10m.

T-6 (Columna 1). Se trata del último tramo aflorante en esta vertical y está formado también por calizas grisáceas. Predominan las texturas “wackestone” y “packstone” debido a la abundancia de restos fósiles, pertenecientes en su mayoría a bivalvos y gasterópodos de pequeños tamaños. La parte baja del tramo que hace de transición entre el anterior y éste, tiene bioturbación de escala milimétrica y mientras que el resto del tramo presenta una intensa bioturbación, estando la roca llena de “burrows” centimétricos en su mayoría horizontales. La bioturbación ha borrado las estructuras internas y apenas se observa la laminación y las superficies estratificación. En ocasiones se observan diques neptúnicos de escala centimétrica rellenos por un material arenoso. Su espesor varía entre 15 y 20 m.

T-5 (Columna 2). Es el último tramo diferenciable en dicho corte. Está constituido nuevamente por calizas grisáceas, ricas en restos fósiles de bivalvos y gasterópodos, bioturbadas, que constituyen un paquete donde tan sólo los primeros metros no están dolomitizados, a diferencia de lo que se observa en el resto del tramo, que en total tiene entre 15 y 25 m de espesor según la vertical elegida.

A diferencia de las unidades anteriores, los materiales de la sucesión estratigráfica de esta unidad no presentan ningún grado de metamorfismo, lo que posibilita el estudio de las características originales de los sedimentos siliciclásticos. Sin embargo, a pesar de que tanto en los carbonatos intercalados entre los terrígenos como en los carbonatos suprayacentes a los mismos, aparecen conchas de bivalvos, gasterópodos y foraminíferos en lámina delgada, no se han podido determinar hasta el momento. La asignación de una edad Carniense para estos materiales se ha hecho por correlación con las sucesiones estudiadas por MÄKEL (1985) en diversas unidades maláguides, donde describe varias unidades litoestratigráficas, una de las

cuales (el miembro conglomerático amarillo), podría correlacionarse por su descripción con la sucesión de la unidad de los Simones.

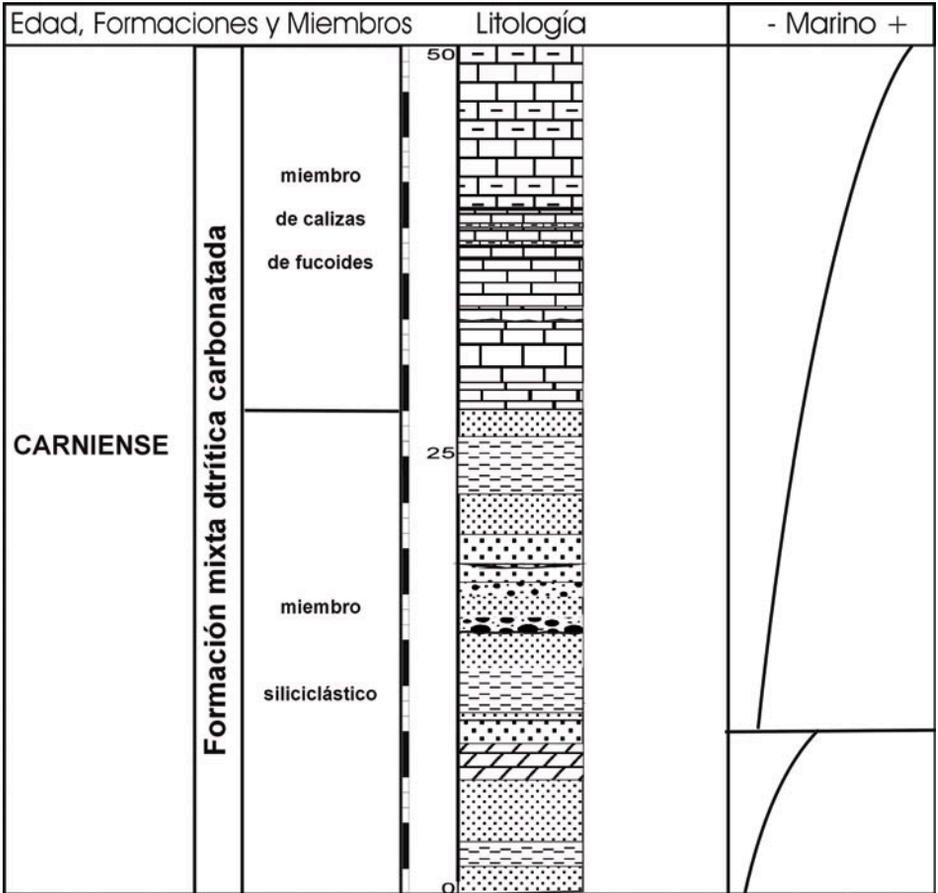


Figura 2.5. Formaciones y principales miembros de la Unidad de Los Simones

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMÓN, 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. 2.6). 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. (N 45-65 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).

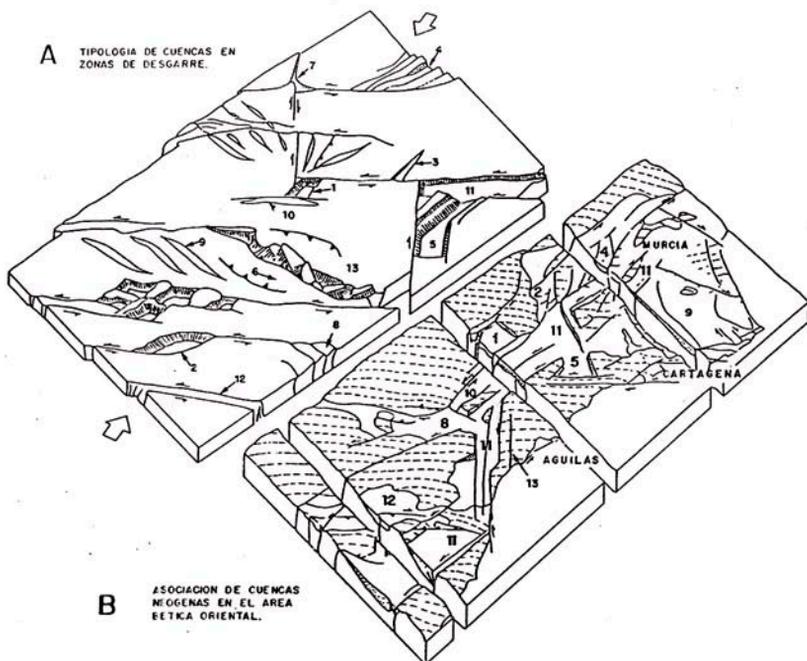
Por otra parte, el corredor de desgarre, corresponde a una zona de fuerte anomalía térmica en la cual se encuentra concentrada, una actividad magmática diversificada. Su actividad en particularmente intensa durante el Tortonense Superior donde se encuentran una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones plutónicas, volcánicas, y metalogénicas 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.2.6.

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. 2.7). Su perfil transversal 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.



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 tracción en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dexas y sinexas (LAROUZIERE, 1985)

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" (WILCOCK, 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)

En Murcia

- Lorca y Albarán
Quizés Barqueros
- Alcantarilla-Molina de Segura
- Mazarrón
- Suroeste de Puerto Lumbreras
Quizés 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

Figura 2.6. 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)

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. 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.

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.).

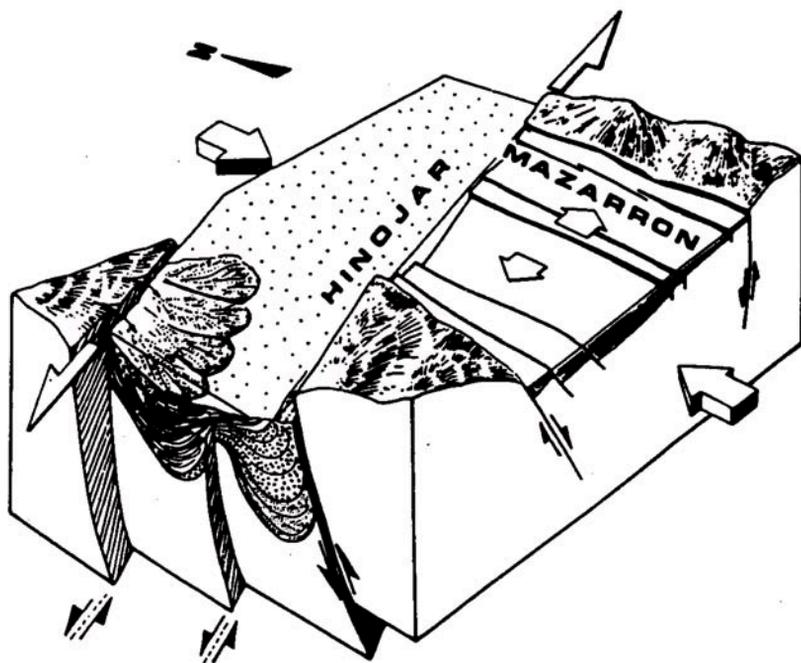


Figura. 2.7. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión), Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988)

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Tortonense 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 importantes 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 (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.

Esta Hoja, encuadrada en la Cuenca del Campo de Cartagena, podría considerarse dentro de una topología de sinclinales en escalón WILCOK *et al.*, (1973).

En el ámbito de esta Hoja y de manera especial en el sector suroccidental entre las localidades del Portús y Las Canteras, se encuentran quizás los afloramientos más continuos y de mayor calidad del registro sedimentario del Mioceno Medio y Superior del borde meridional de la Cuenca del Campo de Cartagena. Esta serie junto con los datos de otros afloramientos próximos han permitido diferenciar las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD.

USD-I. Burdigaliense Superior-Serravalliense. *Unidad de El Portús*

USD-II. Tortonense-Messiniense Inferior. *Unidad de La Sierra de La Muela*

USD-III. Messiniense Inferior-Plioceno Inferior. *Unidad de Las Canteras*

USD-IV. Plioceno Inferior-Superior. *Unidad de La Magdalena*

2.3.1. Unidad de El Portús

En el ámbito de esta Hoja los depósitos del Mioceno Medio se encuentran en el sector meridional, esencialmente en la vertiente Norte de la Sierra de Cartagena y en general de dos maneras: afloramientos pequeños e intensamente tectonizados, normalmente desconectados del resto de la serie terciaria, entre los que pueden citarse los de Cabo Tiñoso y los cartografiados al Sur de la N-332 entre la Unión y Cartagena. En casi su totalidad se trata de conglomerados.

Por otra parte los afloramientos de la cuenca del Portús-Las Canteras donde los depósitos atribuidos a esta edad constituyen una unidad cartográfica prácticamente continua en el borde de dicha cuenca y a su vez, se encuentran en registro sedimentario continuado con las series del Mioceno Superior. En este caso se encuentran plegados y con un menor grado de tectonización. En todos los casos se encuentran discordantes sobre los materiales de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride.

Las series realizadas muestran una coincidencia bastante apreciable no sólo en los tramos y su composición litológica sino en el desarrollo y espesor de los mismos. Se diferencian dos conjuntos litológicos; el basal constituido por conglomerados con espesores que varían desde decamétricos a hectométricos sobre el que se encuentra una potente sucesión en la que se alternan conglomerados, areniscas, limos y margas de color amarillento anaranjado y que, en general, muestran caracteres de depósitos ligados a corrientes de turbidez.

2.3.1.1. Conglomerados rojos **(26)**. *Burdigaliense Superior*

Los afloramientos de mayor calidad de esta unidad se localizan en la carretera local que sube desde Campillo de Adentro a Cabo Tiñoso, en las Morras de las Casas y de los Montes localizadas en el sector occidental de la Sierra de la Muela, en la Loma del Garrofero situada inmediatamente al NO del Portús, en Casas las Escarihuelas situadas en la margen izquierda de la Rambla del Portús y finalmente en distintos afloramientos alineados y dispersos a lo largo de la N-332 entre Cartagena y La Unión.

En todos los afloramientos observados se trata de conglomerados con heterometría muy marcada y redondeamiento variable según fracciones, desde redondeados en la fracción modal (6 a 8 cm) a subredondeados y subangulosos en el centil (50 a 150 cm).

La característica más llamativa de estos conglomerados es su espectro composicional ya que son prácticamente monomíticos con cantos de dolomías, calizas y mármoles como fracción predominante cuando no única. Los cantos de cuarzo y metapelitas son muy escasos y están redondeados. La matriz es arcillosa y el cemento mixto, carbonatado y ferruginoso, cons-

tituyendo una pasta de color rojo vinoso en los paquetes basales a rojo asalmonado hacia techo.

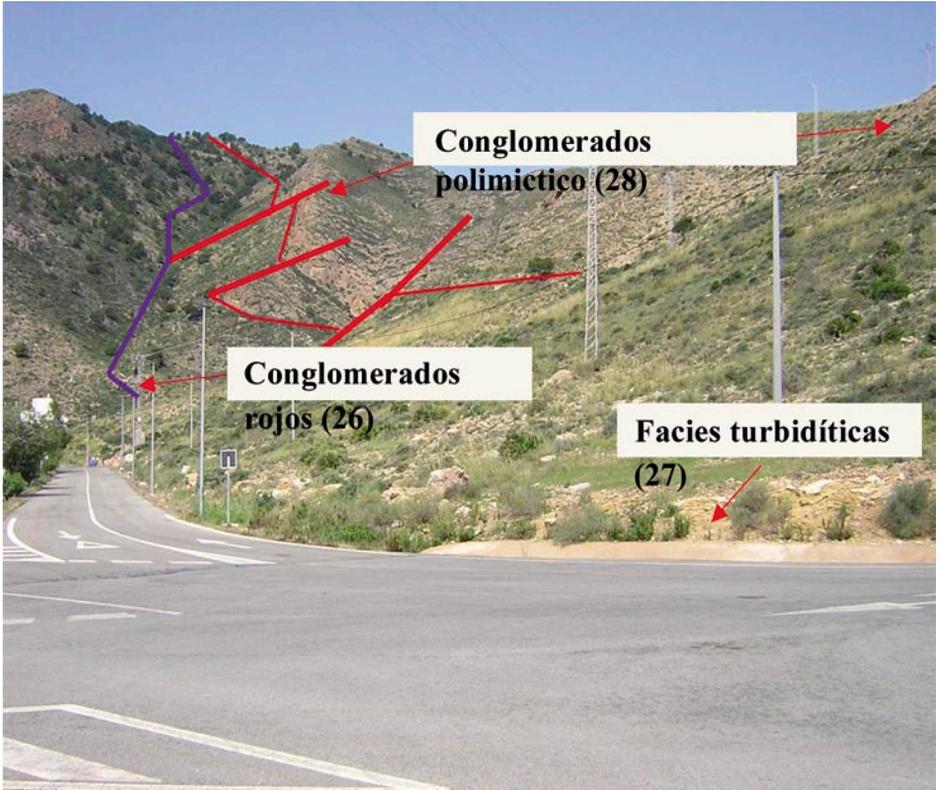


Figura 2.8. Discordancia del conglomerado basal (26) del Terciario sobre los carbonatos de la Unidad de Cabo Tiñoso y “onlap” del conglomerado polimictico (28) sobre la serie basal.

En general, estos conglomerados se estructuran en secuencias decamétricas a métricas con gradación positiva poco definida en la base y muy clara hacia techo. La unidad cartográfica se muestra como un ciclo de facies grano y estratodecreciente, tanto en la agradación vertical como en sus pasos laterales. De forma gradual en estas facies de conglomerados granosportados se interdigitan areniscas de grano grueso con cantos dispersos.

Los espesores son muy variables aunque la tectonización, muy intensa en todos los afloramientos, a menudo sólo permite hacer cálculos estimativos. Los menores espesores se encuentran en el sector del Portús donde varían entre los 12 m del Garrofero y los 30 m en el Cabezo de la Estrella en Las Escarihuelas, en tanto que en Las Morras de las Casas y los Montes alcanzan el centenar de metros. GRIVEAUD *et al.*, (1990) les atribuyen un origen continental por su

coloración y supuesta ausencia de fósiles. Sin embargo en las observaciones realizadas ha sido posible encontrar restos de macrofauna en la práctica totalidad de los afloramientos citados. En general se trata de grandes lamelibranquios a menudo fragmentados en los tramos basales pero enteros y bien conservados en los niveles de tránsito a la unidad superior.

De esta forma, en el tránsito gradual a la unidad suprayacente, se observa un contenido progresivo de la fracción de tamaño arena en el intervalo de techo secuencial, en tanto que aparecen laminaciones paralelas marcadas por colores rojizos y amarillentos y esporádica laminación cruzada de ripples asimilables a facies B₁ y B₂ o F₅ de MUTTI (1979, 1992).

Por posición estratigráfica, correlación regional y acotación de las dataciones realizadas en los sedimentos de techo se les atribuye una edad Burdigaliense Superior s.l.

2.3.1.2. *Conglomerados, areniscas, limos y margas de color amarillento (27). Langhiense-Serravallense*

Los depósitos de esta unidad en todo el sector comprendido entre Cabo Tiñoso al Oeste y La Unión al Este son reconocibles con cierta facilidad, dado que mantienen tres características comunes en todos sus afloramientos: son depósitos originados por corrientes de turbidez; su fracción detrítica es prácticamente monomítica (calclítica) y su color es amarillo anaranjado.

En detalle, las tres series más representativas (Loma Garrofero, Casas las Escarihuelas y Morras de las Casas y los Montes), muestran un primer tramo, en transición con los conglomerados descritos, cuyo espesor oscila entre 5 y 8 m, constituido por conglomerados clastosoportados con base erosiva, cantos alineados y gradación positiva que finalizan con un intervalo decimétrico de volcarenitas de grano grueso a fino con laminación paralela y cruzada de ripples, sobre las que se depositan los términos de decantación en fangolitas grises con restos vegetales y aspecto carbonoso. Se trata de depósitos ligados a flujos turbulentos de alta densidad, y por tanto, asimilables a las facies A₁ y C₁ de MUTTI (op. cit.).

La geometría de las capas es canaliforme con amalgamaciones en la lateral y muestran abundantes estructuras de carga e hidoplásticas. La moda de estos conglomerados se establece en 3 a 5 cm y el centil en 15 cm.

Sobre estas secuencias positivas en conglomerados clastosoportados, se tiene una secuencia compleja con espesor decamétrico (desde los 30 m en El Portús a 110 m en las Escarihuelas, o los 140 m en Las Morras), constituida por areniscas de grano grueso a fino, en las que se intercalan cuerpos decimétricos con geometría canaliforme de conglomerados clastosoportados.

En su conjunto constituyen una megasecuencia granodecreciente, con tramos métricos de margas a techo de color amarillo naranja. En el sector de Las Morras y en menor medida en las Escarihuelas los tramos de techo son facies de areniscas de grano grueso a fino alternando

con las margas limoso-micáceas con restos vegetales carbonizados y de color amarillo grisáceo. Intercalan capas delgadas de gravas con cantos carbonatados, cuarzo y metabasitas y con geometría irregular.

En su conjunto se trata de depósitos originados por corrientes de turbidez de alta densidad cuya carga tiene una heterogeneidad de tamaños muy marcada con tamaños que varían desde un centil de 30 cm a fangos. Se corresponden con las facies F_4 de MUTTI (1991). El conjunto de sedimentos descritos son atribuibles al relleno de canales de alimentación (“feeder channel”) con facies de “mud flow” y “debris flow” cohesivos a techo y muro, facies tractivas en los conglomerados con organización interna y facies de “levees” en las areniscas (calclititas) masivas con cuerpos de gravas canaliformes. Estos canales abastecen deltas de talud y/o abanicos turbidíticos de baja a media eficacia de transporte. La macrofauna tiene una presencia constante aunque no destaca por su abundancia.

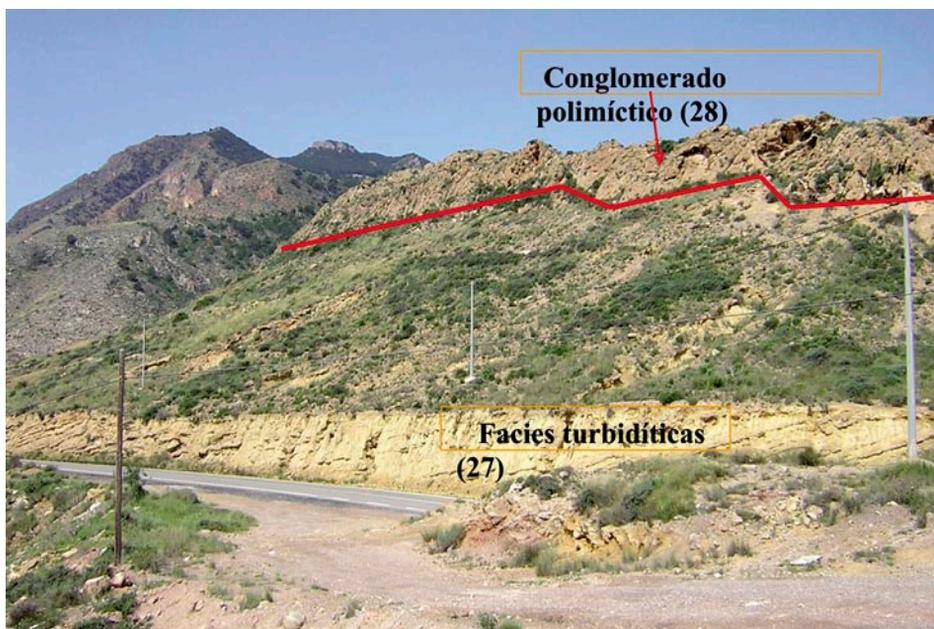


Figura 2.9. Conglomerados, areniscas y margas amarillas (27) y en discordancia los conglomerados polimíticos ocre-rojizos y cementados (28).

Las determinaciones de edad definen con bastante claridad que las primeras intercalaciones margosas de esta unidad son Langhiense con *Globigerinoides bisphaericus*, *G. Trilobus*, *Globigerina bulloides*, *G. tripartita*, *Globorrotalia praescitula* y *Globoquadrina altispira* y que sólo el tramo de techo algo más siliciclástico y de coloración más grisácea, proporciona una microfauna en la que se determina la presencia de *Globorrotalia mayeri*, *G. praebulloides* y *Orbuli-*

na sp. atribuibles al Serravaliense. Por tanto, en su conjunto esta unidad tiene una cronología Langhiense-Serravaliense, pero es destacable el poco espesor de los depósitos serravalienses y el cambio composicional que ocurre a partir del paquete de conglomerados masivos con la llegada a la cuenca de una fracción de siliciclásticos (cuarzo, micas, filarenitas, etc.), aunque minoritaria ya significativa. MONTENAT *et al.*, (1990) atribuyó una edad Serravaliense a los depósitos de la serie incompleta de las Escarihuelas.

2.3.2. Unidad de La Sierra de La Muela

Las series aflorantes en ambas márgenes de la Rambla del Portús, constituyen posiblemente uno de los mejores afloramientos de los depósitos tortonienses en la Cuenca del Campo de Cartagena, tanto por la calidad de los afloramientos como porque esta circunstancia permite la observación de la geometría de los cuerpos sedimentarios, sus cambios laterales de facies y finalmente una cartografía que refleje con mayor o menor detalle esta arquitectura sedimentaria.

Tomando como referencia la Rambla del Portús las características estratigráficas esenciales de esta unidad quedarían resumidas en la descripción de las series que afloran en su margen derecha (Garrofero-Galifa) e izquierda (Escarihuelas-Los Díaz) respectivamente, por lo que a ellas se hará referencia y se tratará de establecer las necesarias correlaciones.

Otra serie que proporciona unos afloramientos de gran calidad y de gran interés para la observación de esta unidad es la que se tiene a lo largo de la carretera que va desde la N-332 a la Autovía Cartagena-Alicante en el tramo Alumbres-Los Roches.

En todas las localidades citadas pueden definirse tres unidades litológicas que de muro a techo son: un conglomerado homométrico, muy cementado, masivo, granosoportado y polimíctico de color ocre a rojizo; una facies de conglomerados matrizsoportados, con fuerte heterometría, de aspecto masivo, polimícticos y de color pardo-grisáceo y unas facies heterolíticas con alternancias de conglomerados, areniscas, limos y margas estructuradas en secuencias a menudo gradadas y con frecuencia eslumpingzadas de color variable desde el amarillo grisáceo al amarillo rojizo.

2.3.2.1. Conglomerado homométrico, cementado, masivo, granosoportado y polimíctico de color ocre a rojizo **(28)**. "Conglomerado del Portús-Escarihuelas". Tortoniense Inferior

Constituyen un resalte morfológico importante y prácticamente continuo desde Los Albadales hasta los depósitos del Canal del Taibilla en Los Charetos en el ámbito de la subcuenca del Portús. Al Este de Cartagena los afloramientos de esta unidad son mucho más inconexos y de menos espesor.

Esta unidad se encuentra en discordancia angular y erosiva sobre los depósitos del Mioceno Medio o directamente sobre los materiales de la Z.I.B. Su espesor es variable y salvo en el

sector del Portús donde sus contactos de muro y techo son estratigráfico en el resto de las localidades se encuentran por lo general afectados en mayor o menor media por accidentes tectónicos que dificultan realizar una estimación de su espesor. Tomando como referencia el sector del Portús su espesor puede estimarse entre los 50-40 m del Portús y la Morra del Pino y los más de 150 m en las Morras del Toscal, las Casas y los Montes.

En los afloramientos reseñados es una constante su composición y su arquitectura sedimentaria.

En detalle muestra dos paquetes claramente diferenciables:

Un primer tramo de espesores decamétricos (2 a 4 m), constituido por conglomerados de matrizsoportados en la base a gransoportados hacia techo, polimícticos, con fuerte heterometría y de subangulosos a subredondeados. La moda suele variar entre 12 a 15 cm y el centil esta a menudo próximo al metro. Su matriz arenoso-lutítica normalmente abundante tiene una coloración roja y el cemento es carbonatado. Sobre este tramo de conglomerados rojos y en discordancia erosiva a paraconcordancia se tiene un conglomerado bastante homométrico, polimíctico, con cemento carbonatado y el color de estos conglomerados es ocre amarillento. Los cantos muestran un espectro en el que las fracciones de cantos carbonatados y de cantos metamórficos tienden a estar bastante igualadas. Presenta una grosera granoclasificación positiva, es carbonato creciente y su techo lo constituyen normalmente areniscas con macrofauna dispersa bien conservada. La serie suele comenzar con bancos de conglomerados gransoportados heterométricos y subangulosos a subredondeados, masivos a estratificación difusa en paso a un tramo de conglomerados homométricos en bancos con base plana constituidos por dos secuencias decamétricas similares en las que el término inferior son megacapas de conglomerados clastosoportados, polimícticos, con clastos de macrofauna y grosera granoclasificación positiva ("debris flow"). La superficie de techo de estas megacapas es ondulada, si bien la tendencia es a la convexidad. La capa intersecuencias, son areniscas bioclásticas de color crema oscuro, decimétricas, gradadas y con HCS con longitud de onda decimétrica. Lateralmente en la megacapa inferior se han observado estratificación cruzada plana y en surco de gran escala. En los afloramientos donde puede observarse el tránsito a las margas suprayacentes, el tramo de conglomerados finaliza con un paleosuelo decimétrico en el que se mezclan depósitos condensados de hierro, lateritas y macrofauna en paso a un tramo margoso con olistolitos de areniscas calcáreas bioclásticas y calizas bioclásticas, de tamaño desde grava a canto.

En algunos afloramientos (Cabo Tiñoso, Portús y Cabezo de los Cuernos), el techo de este tramo lo constituyen grainstone o rudstone en capas decimétricas, amalgamadas o con superficies onduladas. La macrofauna, presente en todo el tramo de conglomerados amarillentos, es muy abundante en estos tramos de techo con presencia de equinodermos, moluscos, briozoarios, espongiarios, melobesias, etc.

Por criterios de correlación regional y acotación, dadas las determinaciones cronológicas realizadas en las unidades de muro y techo se les atribuye una edad Tortoniense Inferior.

2.3.2.2. *Conglomerados matrizsoportados, con fuerte heterometría, masivos y polimícticos de color pardo-grisáceo (29). "Conglomerado de la Sierra de La Muela". Tortoniense Medio-Superior*

En discordancia angular, en los actuales bordes cartográficos de cuenca, a paraconformidad en algún sector como en las Morras de las Casas y de los Montes y al Este de Las Escarihuellas, sobre la Unidad precedente, se encuentran una serie cuya espesor varía desde los más de 700 m de la Sierra de La Muela, a los 100 m del sector Alumbres-Los Roches.

La facies extensiva de esta unidad son conglomerados matrizsoportados, masivos, con heterometría muy marcada y polimícticos. Su color varía desde el pardo amarillento al grisáceo, a veces oscuro, hacia techo y en sentido Oeste-Este.

En las observaciones realizadas se constata que la fracción dominante en su espectro litológico es la filarenítica tanto en los cantos como en la matriz arenoso lutítica. Son cantos metamórficos con predominio muy marcado, del cuarzo, esquistos y rocas ígneas, sobre los carbonatos. La diferente composición de su espectro litológico, junto a la escasa cementación de estos conglomerados, son las primeras diferencias evidentes con los conglomerados infrayacentes donde el predominio corresponde precisamente a la fracción de cantos carbonatados.



Figura 2.10. Conglomerado polimítico, heterométrico y matrizsoportado (29). Obsérvese el tamaño de los olistolitos de procedencia alpujárride.

Este hecho, ya fue reseñado por MONTENAT *et al.*, (1990). Trabajos posteriores MANTECA *et al.*, (2004), precisan que la procedencia de los cantos de esta unidad es en su mayoría del Complejo Nevado-Filábride. En los recorridos de campo realizados, se ha podido constatar que si bien una fracción importante de los cantos tiene su patria en los materiales del Complejo Nevado-Filábride (sector de Las Morras de las Casas y de los Montes), no es menos cierto que en la Morra del Toscal pueden encontrarse paquetes decamétricos en los que el porcentaje de cantos carbonatados de tipo alpujárride son abundantes.

La *heterometría* es otra de las características más evidentes de este conglomerado. A título estimativo puede estimarse una moda en los 10-12 cm, en tanto que el centil frecuentemente son bloques de tamaño superior al m^3 . La impresión de heterometría es aún mayor, en los tramos donde la matriz constituye una fracción tan importante que los cantos flotan en una masa heterolítica de color pardo oscuro (Galifa).

En este punto es reseñable que en numerosos afloramientos y desde la Sierra de La Muela hasta Alumbres, es frecuente encontrar sobre todo en los tramos basales de esta unidad, *olistolitos* a veces con tamaño de varios m^3 y con litologías que van desde metasedimentos

de colores rojo-violáceos a carbonatos diversos (dolomías, mármoles, etc.). En el caso de los olistolitos de metasedimentos suelen presentar cierto redondeamiento en tanto que los de carbonatos son fragmentos englobados en la masa heterolítica.

Posiblemente exista un *cierto grado poligénico*, cuya mayor evidencia está en el distinto grado de redondeamiento que puede observarse en una misma colada para cantos de naturaleza similar. Bien es cierto que los afloramientos en los que estas observaciones son más evidentes se corresponden a los tramos superiores de la serie y posiblemente podrían explicarse por un retrabajamiento intracuenca.

En la serie de referencia, el paquete de conglomerados queda subdividido en varios niveles de espesor similar constituidos por intercalaciones métricas de sedimentos heterolíticos de grano grueso a fino con tonalidades rosadas (hematíticas). Las coladas de conglomerados suprayacentes muestran una base plana con estructuras de carga. Estos niveles aparentan tener bastante continuidad lateral pero los fuertes recubrimientos y la naturaleza tan blanda de los depósitos imposibilita su cartografía. En los subtramos de base, se observan superficies irregulares tapizadas por lutitas y limolitas de color ocre-asalmonado atribuibles a los límites de las diferentes coladas.

En este caso, se trata de un conglomerado matriz soportado con fortísima heterometría, desde bloques de m³, angulosos, a gravas redondeadas. El espectro litológico de estos conglomerados muestra una representación de todos los materiales precedentes de la Z.I.B., aunque la fracción predominante la constituyen los olistolitos y los cantos de micaesquistos, cuarcitas, cuarzoesquistos, esquistos negros, metabasitas y mármoles que, como se ha indicado, en su mayoría proceden del Complejo Nevado-Filábride.

Dependiendo de la localidad, estas facies tienen espesores desde métricos a decamétricos y su organización interna es nula. Serían pues asimilables a facies F. MUTTI (1979) o de unidades caóticas, originadas por deslizamientos de gravedad y eslumping. En ciertos puntos se observa su paso lateral a "debris flow" con organización en secuencias positivas.

La heterometría de los componentes, su espectro litológico, la ausencia de organización interna, la fábrica matriz soportada con ausencia de estructuras tractivas junto a los límites irregulares de los litosomas, indican que se trata de depósitos originados por corrientes de barro ("mud flow"), MIDDLETON *et al.*, (1976), o un "debris flow" cohesivo, LOWE (1982). El depósito de la carga tiene lugar cuando la pendiente disminuye y el esfuerzo de cizalla en la base del flujo se hace menor que la resistencia cohesiva de los materiales.

A partir de las segunda o, en otros sectores, la tercera intercalación de terrígenos de grano medio-fino reseñadas, los conglomerados se estructuran en secuencias decamétricas a métricas con gradación positiva de poco definida en la base a más clara hacia techo. En algunos afloramientos de los tramos superiores se observan bancos de conglomerados granosoporta-

dos, pero aún matriz muy abundante y heterometría poco marcada. Tienen base ligeramente erosiva, estratificación cruzada en surco de media escala y una grosera ordenación positiva.

De forma gradual y en el sentido indicado, estas facies de conglomerados granosoportados se interdigitan con areniscas (filarenitas) de grano grueso a fino, limolitas y margas limoso micáceas entre las que se intercalan paquetes, bancos o capas de los conglomerados descritos. En el sector de Galifa, y en estos tramos superiores de los conglomerados, se han observado olistolitos de grainstone a rudstone y de calcarenitas bioclásticas de color amarillento conteniendo grandes pectínidos y ostreidos. Su origen parece intracuenca y posiblemente son los restos de capas carbonatadas depositadas en momentos de tranquilidad con nivel de mar alto y posteriormente erosionadas y transportadas en el siguiente evento conglomerático. Por tanto, en su conjunto, la unidad cartográfica se muestra como un ciclo de facies grano y estratodecreciente, tanto en la agradación vertical como en sus pasos laterales en sentido Este-Oeste.

Dadas las características sedimentológicas descritas, son muy escasos los afloramientos en los que pueden tomarse medidas fiables para determinar las direcciones y sentidos de aportes prioritarios. En general es mucho más ilustrativa la geometría de los litosomas cartografiados y sus cambios laterales y verticales de facies. Aún así puede reseñarse que en La Morra del Toscal y los Garabitos son S/N, en las Morras de las Casas y Los Montesés son SSO/NNE, en la Morra de la Arjona, Galifa y Morra del Pino es O/E.

Tanto por la geometría de los cuerpos cartografiados como por su arquitectura estratigráfica se trataría de depósitos relacionados con abanicos deltaicos en plataforma corta con un borde continental inestable (fan deltas tipo *Yallahs*, WESCOTT *et al.*, 1980).

La presencia de restos fósiles (macrofauna), es una constante en todo el registro sedimentario de esta unidad y su frecuencia y conservación aumenta en los tramos superiores. Moluscos, equinodermos, briozoarios y melobesias son los restos más frecuentes.

MONTENAT *et al.*, (1990), citan la presencia de escasa microfauna en las intercalaciones siliciclásticas finas en las que determinan la presencia de *Globorrotalia acostaensis* y *G. humerosa* que indicarían una edad Tortoniense Medio-Superior.

En la subcuenca del Portús puede observarse el cambio lateral y vertical de facies de los depósitos de La Sierra de La Muela, margen derecha de la Rambla del Portús, a los de Las Escarihuelas-Los Díaz. En el sector de Cartagena la Unión y sobre la facies de conglomerados descritos se tienen, en concordancia y paso gradual las potentes series siliciclásticas de color amarillento y rojizo-violáceo de Alumbres-Roche.

2.3.2.3. *Areniscas, conglomerados, limos y margas de color amarillo grisáceo a rojizo.* (30) *Tortoniense Medio-Messiniense Inferior.*

Como ya se recoge en la definición de esta unidad, su constitución la caracteriza una monótona alternancia de areniscas (litoarenitas), limolitas micáceas y margas. El color varía de grisáceo amarillento en los tramos basales y amarillo con tintes rojizos y violáceos en el resto de la serie posiblemente debido al mayor contenido en carbonato y nódulos e impregnaciones de minerales de hierro. En esta alternancia se intercalan tramos, bancos o capas de conglomerados, cuyo volumen porcentual en el registro sedimentario disminuye en sentido Oeste-Este. Especialmente en los tramos de techo, se intercalan cuerpos de espesor métrico y extensión lateral hectométrica constituidos por areniscas de grano grueso y medio con grava de cuarzo dispersa.



Figura 2.11. Secuencias T a-e y T c-e en los depósitos de la unidad 30. Nódulos de Fe-Mn en el término a de la secuencia inferior.

Los conglomerados tienen una constitución idéntica a la ya descrita. Quizás es reseñable que en el paralelo de Galifa-Los Díaz, los bancos intercalados en la serie muestran dos subfacies con ligeras diferencias a las generales de la Sierra de la Muela.

Una de estas subfacies son bancos de conglomerados granosoportados con escasa matriz y muy poco cementados, con cantos de tamaño grava, homométricos y de masivos a gradados. Asociados a estos niveles se encuentran horizontes lumaquéricos de macrofauna. Como

se han observado tanto con gradación positiva como masivos, la macrofauna (ostreidos y equinodermos), o bien se acumula como termino basal de los gradados o bien a techo de los bancos aparentemente masivos.

Otra subfacies muy característica en este sector centro-oriental de la cuenca del Portús, son las megacapas, con espesores hasta de 10 m, constituidas por una matriz heterolítica de arenas (litoarenitas), limomargosas en la que flotan desde bloques de hasta m³ y de angulosos a subredondeados, a gravas de cuarzo redondeadas. El único rasgo de organización visible en estos niveles es la tendencia de los cantos de mayor tamaño a situarse en horizontes subparalelos a los planos de estratificación. La particularidad de esta facies, similar a otra ya descrita en el apartado anterior, es la presencia de fragmentos eslumpingzados de las capas de areniscas y sólo en un afloramiento se ha observado un nivel de conglomerados de clastos intracuenca.

Desde el meridiano de Los Díaz hacia el Este, los afloramientos de esta U.S.D. sólo tienen conglomerados basales y el resto de la serie son facies heterolíticas de grano grueso a muy fino.

En las series de referencia (Los Díaz y Alumbres-Los Roches), cuyas espesores son bastante similares (480 y 550 m respectivamente), pueden observarse dos subtramos característicos.

El subtramo de base, con espesores de 120 m en Los Díaz y de 150 m en Alumbres, en el que una de las subfacies más características por su abundancia, son las secuencias grano-decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas carbonatadas o margas con estructuras linsen. En general, son secuencias "hummocky cross bedding" (H.C.S.), de tipo P.H.X.M. y H.X.M. de espesores decimétricos a centimétricos WALKER, R.G. *et al.*, (1983).

Las areniscas son litoarenitas y sublitoarenitas limo-arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y/o carbonatado-ferruginoso con un claro aumento del carbonatado hacia techo. Hay abundantes melanocratos y escasa materia orgánica. La matriz es mixta, caolinítica y sericítica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcanoderivado.

La otra subfacies son areniscas (sublitoarenitas), en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de margas, discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER *et al.*, (*op.cit.*) del grupo de los "hummocky" (H.C.S.) de grano medio-grueso.

El techo de este subtramo lo constituiría en el meridiano de Los Díaz un paquete con bancos amalgamados de conglomerados granosoportados, homométricos con cantos de tamaño grava y abundante macrofauna de ostreidos, en tanto que en la serie del meridiano de Alumbres es un banco con gravas y areniscas con base erosiva y estratificación cruzada en surco

de media escala. En su conjunto este subtramo se organiza en un ciclo de facies grano y estratotreciente.

El subtramo de techo, de mayor espesor, muestra una mayor variedad de facies y a su vez su arquitectura sedimentaria es más compleja.

La más común por su abundancia se estructura en secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico, grano-decrescientes y constituida por areniscas (litoarenitas) de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas carbonatadas o margas de color amarillento grisáceo. La relación arena/lutita ≈ 1 o inferior a la unidad.



Figura 2.12. Areniscas, limos y margas amarillos (30) en facies turbidíticas. Carretera de Escombreras a la Autovía Cartagena-Alicante.

En el término arena (litoarenita), se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de “shear sorting”, alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas carbonatadas o margas, tiene un aspecto masivo conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), y escasas bioturbaciones.

Serían pues secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas (C_2 y D_1) en el sentido de MUTTI, E. (1979) y (1992).

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico, el depósito de arena se realiza por tracción y decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (intervalo T_b) y laminación cruzada de ripples (intervalo T_c). El depósito limos y lutitas carbonatadas, se produce según una secuencia similar a la propuesta por STOW *et al.*, (1980), que subdivide la parte superior del término T_c y los intervalos T_d y T_e de Bouma en nueve intervalos (de T_0 a T_8). Estos intervalos microsecuenciados son interpretados por dichos autores como el depósito continuo de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano fino (arena+limo) y una alta proporción de arcilla en suspensión.

Asociadas a las secuencias anteriormente descritas y alternando con ellas en potentes tramos de esta unidad se tienen unas facies constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y margas, en las que difícilmente puede observarse el término gradado T_a sobre el que se depositan los términos diluidos T_b^e . Serían asimilables a las facies D_2 (F_9) y D_3 , MUTTI, E. (*op.cit.*). Estas secuencias, de color amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclástico de grano muy fino (arena+limo) y margas. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclásticos de grano fino muestran geometrías plano-paralelas en su base y ondulantes a "flaser" a techo. Ejemplos de estas facies pueden observarse a lo largo de la carretera de Alumbres a la autovía Cartagena-Alicante.

Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeo rítmico de orden centimétrico en colores amarillentos y rojizo-violáceos.



Figura 2.13. Secuencias T d-e y T c-e en los depósitos de la Unidad 30.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma tan intensa que, en pasos laterales, puede observarse como un tramo en el que las superficies de estratificación delimitan perfectamente las secuencias elementales, pasa a convertirse en una amalgama de sedimentos.

Una facies minoritaria pero muy llamativa es la que constituyen margas y limolitas con aspecto masivo de color pardo-amarillento en las que se observan cantos angulosos de micaesquistos y redondeados de cuarzo y cantos blandos de aspecto filítico, con tamaños en general, desde milimétrico a centimétrico. Los afloramientos de estos materiales son de poca extensión y ligados directamente a las facies de conglomerados con estratificación cruzada en surco (re-llenos de canal), descritos en la unidad precedente.

Aunque este tipo de facies ha tenido diversas interpretaciones sedimentarias (“ice drop paratillites”, “mud flow”, etc.) en este caso parece evidente que su origen serían deslizamientos gravitacionales causados por inestabilidades tectónicas de índole local.

Subiendo en la serie, entre las facies anteriormente descritas, se intercalan de forma progresiva capas de areniscas de grano medio y grueso con espesores decimétricos. La facies litológica más común en esta areniscas son secuencias H.C.S. de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo BPHXM, PHXM y PHX. La longitud de onda de los "hummocks" varía entre 60 y 100 cm.

Facies PHXM, con techos espectaculares de ripples, pueden ser observadas en la serie de Alumbres-Los Roches.

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas. Sobre este paquete de capas amalgamadas donde la estructura predominante son los hummocky con longitudes de onda de orden métrico se tiene un litosoma con continuidad lateral hectométrica y espesor variable (2 a 4 m). Son bancos y capas decimétricas amalgamadas con estratificación cruzada plana de ángulo variable. La base de estos cuerpos es desde débilmente erosiva a localmente incisiva sobre los depósitos previos. Estos cuerpos arenosos presentan internamente alineaciones de cantos, así como "megaripples" de arenas gruesas y gravas con gradación positiva marcando direcciones de aporte.

En los afloramientos con base erosiva, el conjunto del litosoma constituye una secuencia positiva compleja, y en el sector Galifa-Las Canteras, se han observado restos y moldes de macrofauna incorporada en el "lag" de cicatrices erosivas internas. En el caso de los cuerpos con morfología tabular como ocurre al Norte de Galifa, lo normal es observar una secuencia compleja grano y estrato creciente en la que las capas o bancos muestran a techo retoque de ola. Normalmente el límite superior de esta barra está tapizado con nódulos ferruginosos junto a restos de bioclastos. En menor cuantía, este hecho también se ha observado en los techos de la mayoría de las capas o bancos de las facies H.C.S. de grano medio y grueso intercaladas en la unidad.

Las direcciones de aporte interpretadas de las barras de grava-arena y de las escasas marcas de corriente, encontradas en estos cuerpos, tienen una dispersión con direcciones y sentidos SSO-NNE y próximos al O-E respectivamente.

El conjunto de facies heterolíticas descrito en el registro sedimentario de la Unidad de la Sierra de la Muela, en general con secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (C.U.S.) complejo, en el que podría establecerse, en alguna transversal o itinerario, la agradación de, al menos, dos megasecuencias, cada una de ellas con la misma estructuración (C.U.S.).

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia casi total de ripples de ola.

Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.

Capas y tramos con estructuras "hummocky" (H.C.S.), de espesores decimétricos a centimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas).



Figura 2.14. Secuencias T a-b de orden métrico. Base erosiva con acúmulo de cantos blandos y grava

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico debió ser importante, al menos en sus tramos de techo.

El conjunto de ambos subtramos conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente, en el que la secuencia de facies sedimentarias descrita, parece configurar un modelo sedimentario de plataforma siliciclástica con dominio de tormentas en la que se definen los depósitos turbidíticos de plataforma externa por debajo del nivel de ola, los de "offshore" distal y proximal en facies HCS en el dominio de acción de las tormentas, y finalmente depósitos de plataforma interna posiblemente relacionados con taludes deltaicos (facies pelíticas microes-

lumpingzadas), y de deltas frontales (barras, canales, etc.) en un modelo deltaico con dominio de oleaje.

La barra de areniscas con estratificación cruzada en surco (“hummocky” y “swaley”) descrita como tramo superior de la formación de Los Díaz, probablemente representa los depósitos de la zona de batida del nearshore.

Este ciclo de facies grano y estratocreciente, por tanto en “situación regresiva” en el sentido de BRENCHLEY, P.J. *et al.*, (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el “offshore” proximal y de transición al “nearshore”, en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas y por tanto, sería asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del *shelf-margin systems tract* (SST).

La distribución areal de facies y las medidas de corriente indican dos sentidos prioritarios de aporte: una procedencia es S-SO/N-NE y otra O-NO/E-SE en los conglomerados y areniscas de la subcuenca del Portús en tanto que en el sector de Alumbres la dirección y sentido es S/N, por lo que parece inducirse que en general esta cuenca configuraría como una plataforma-rampa con morfología compleja y buzamiento al Noreste y Norte.

Ello obliga a presuponer que el modelo simplista de plataforma-rampa con aportes Oeste-Este y Sur-Norte debe entroncarse paleogeográficamente con un modelo de talud activo y plataforma corta (cuenca con margen de “growth fault”) estructurados por delante de la unidad de conglomerados y en la que se depositan los materiales parcialmente sincrónicos de la Unidad de las Escarihuelas–Los Díaz.

De esta forma existe una banda con los depósitos conglomeráticos (fandelta) en el nearshore de la plataforma rampa sobre la que, hacia el Tortoniense Superior, onlaparían las clinofomas de los depósitos de las facies de litoarenitas (tempestitas y facies turbidíticas asociadas) de los sectores orientales.

Las muestras tomadas han proporcionado una abundante microfauna de: *Globorotalia acostensis* Blow, *G. gr. Scitula* (Brady); *G. obesa* Bolli, *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina bulloides* d’Orb., *G. af. Foliata* Bolli, *Cassidulina laevigata* d’Orb, *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Elphidium advenum* (Cushman), *Bolivinoidea* sp., *Ammonia beccarii* (Linneo), *Bulimina affinis* (d’Orb), *Spiroplectammia* sp., *Textularia* sp., *Florilus boueanum* (d’Orb), *Uvigerina* af. *peregrina* Cushman, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Lenticulina peregrina* (Schwager), *Lagena* sp., radiolas de Equinidos, Radiolarios, espiculas (frecuentes triaxonas).

El nanoplacton es muy abundante y se ha determinado una asociación de: *Calcidiscus macintyreii* (Bukry&Bramlette, 1969) Loeblich&Trappan, 1978, *Calcidiscus radiatus* (Kamptner, 1955) Martín-Perez&Aguado, 1990, *Cocolithus pelágicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Cocolithus miopelágicus* (Wallich, 1877) Schiller, 1930, *Calcidiscus leptoporus* (Murria&Black, 1898) Loeblich&Trappan, 1978, *Discoaster quinquaramus*, Gatner, 1969, *Discoaster calcaris*,

Gatner, 1969, *Discoaster neorectus*, Bukry, 1971a, *Discoaster variabilis* Martíni&Bramlette, 1963, *Discoaster bollii* Martíni&Bramlette, 1963, *Discoaster bellus* Burkry, 1971, *Geminilithella jafari* (Müller, 1974b) Backman, 1980, *Geminilithella rotula* (Kamptner, 1955) Backman, 1980, *Pyrocyclus hermosus* Roth& Hay et al., 1976, *Helicosphaera carteri* (Wallich, 1877) Kamptner, 1954, *Pontosphaera multipora* (Kamptner, 1948) Burns 1973, *Reticulofenestra gelida* (Geitzenauer, 1972) Backman, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner, 1967) Gartner, 1969, *Reticulofenestra productella* (Bukry, 1975) Gallagher, 1989, *Reticulofenestra scrippsae* (Bukry&Percival, 1971) Roth, 1973, *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902, *Lithostromation perdurum* Deflandre, 1942, que determinan una edad Tortoniense (Zonas NBN11 y NBN12) para esta unidad.

2.3.3. Unidad de Las Canteras

Los depósitos de esta unidad constituyen un horizonte cartográfico continuo de dirección N80E y que discurre desde los Albadalejos, al Oeste de Cartagena, hasta el Cabezo Beaza al Este de esta localidad.

Se han definido dos unidades litológicas: un conglomerado cementado, heterométrico, polimíctico y poligénico de color blanco amarillento y cuyo espesor no supera los 1,5 m, un tramo de areniscas calcáreas bioclásticas y de grainstone arenosas de color amarillo y un tramo de limos amarillentos y margas blanquecinas con capas de yeso microlaminar y abundantes restos de ostreidos.

2.3.3.1. Conglomerado de las Canteras. (31). *Messiniense Inferior*

En discordancia erosiva sobre las alternancias heterolíticas de la unidad infrayacente anteriormente descrita, se encuentra un nivel de espesor métrico y de gran continuidad lateral. En este banco y sin aparente discontinuidad se pasa de muro a techo desde conglomerados matriz a grano soportados y de heterométricos a homométrico. La moda del intervalo basal está en 12-14 cm y el centil en bloques de hasta m³. En este intervalo el espectro litológico está dominado por los cantos de rocas metamórficas de procedencia Nevado-Filábride. En el intervalo de techo los conglomerados tienen una moda entre 3-5 cm y su centil es de 6-8 cm. En este caso la composición de los cantos muestra que su fracción predominante o al menos similar, son los cantos carbonatados (dolomías y calcoesquistos negros), junto a la de los cantos de rocas metamórficas. El banco tiene una grosera gradación positiva y un cemento carbonato creciente. Hacia techo hay macrofauna dispersa de ostreas, pectínidos y equinodermos.

Aún coincidiendo en gran medida en cuanto a la composición litológica de los cantos, son varias y muy evidentes las características que diferencian este conglomerado de los descritos en la Unidad precedente. La más llamativa es el redondeamiento de los cantos. Están redondeados incluso los de tamaño bloque. En segundo lugar está la presencia progresivamente más abundante de los cantos carbonatados y finalmente su organización y cementación.

Parece evidente que una gran parte de los cantos metamórficos redondeados de este conglomerado son policíclicos y tienen su origen en los angulosos y subangulosos de la Sierra de La Muela.

El techo de este conglomerado lo constituye un horizonte con extraordinaria continuidad tanto en su extensión lateral, al menos 10 km, como en su constitución litológica y características sedimentarias.

Se trata de una capa con espesor de 30-40 cm, base plana a levemente erosiva y gradada en la que pueden observarse los siguientes términos litológicos: el basal son conglomerados de tendencia calcilitica, con cantos carbonatados de tamaño grava y de color negro y gravas de cuarzo, en ambos casos muy redondeados. La matriz, poco abundante, es de arena mediana y el cemento carbonatado; en paso gradual se tiene un término de areniscas amarillentas de grano grueso a medio con cemento carbonatado y bioclastos de macrofauna. Estas areniscas tienen estratificación cruzada de tipo "swaley" con longitudes de onda próximas al metro. Sobre las areniscas se observa una lumaquela de macrofauna (grandes ostreidos, pecten y equinodermos), con una matriz arenosa, que rellena los senos de la "swaley" y muestra igualmente una gran continuidad lateral. Se trata pues de dos secuencias independientes la primera sería una tempestita de grano muy grueso (BPX) y la lumaquela con matriz arenosa podría ser el término B de una tempestita o el intervalo basal (Ta) de una turbidita.

La macrofauna que contienen estos estratos es muy llamativa, sobre todo cuando constituyen un acúmulo de ostreidos a modo de lumaquela con extensiones laterales hectométricas. Se explica por la acción erosiva de grandes tempestades sobre arrecifes de ostreidos en el nearshore. Las corrientes de retorno transportan este material como debris cohesivos y los deposita en el "offshore".

A esta unidad se le atribuye una edad Messiniense Inferior por correlación regional y por acotación de los sedimentos datados a muro y techo.

2.3.3.2. *Arenas, areniscas calcáreas bioclásticas y calizas arenosas de color amarillo y blanco amarillento (32). Messiniense*

En concordancia sobre la unidad de conglomerados descrita, se tiene una unidad cuya constitución litológica y espesor se mantiene muy constante a lo largo de los afloramientos cartografiados. El espesor promedio de la unidad varía de 20 a 30 m.

Las series realizadas en el sector de Las Canteras, muestran que pueden diferenciarse dos tramos litológicos. El inferior está constituido por areniscas (litoarenitas a sublitoarenitas) de grano medio a fino en capas decimétricas con estratificación cruzada tabular de bajo ángulo y con superficies de reactivación. El contenido en restos fósiles aumenta hacia techo y el cemento es carbonato creciente pasando de colores blanquecinos a amarillos. Este tramo constituye la mayor parte de la unidad que se describe.

Los metros finales y como paso gradual de la litología anterior son grainstone y rudstone de color amarillo anaranjado en capas decimétricas con estratificación ondulada y superficies de amalgamación, en algún caso marcadas por gravas de cuarzo y “mud-chip”. En estas capas de aspecto desorganizado, son frecuentes los fragmentos de gran tamaño de corales, algas y espongiarios, junto a los briozoos, equínidos y lamelibranquios.



Figura 2.15. Vista panorámica de las explotaciones de calcarenitas en Las Canteras. Se observa su estratificación cruzada plana y el buzamiento hacia el Norte.

El conjunto de las dos formaciones descritas conforman una secuencia de facies propia de una barra submareal, donde los megarrifles migran por acción conjunta de las mareas y las tormentas. Por su contenido faunístico de macro y microfacies MONTENAT *et al.*, (1990) y ARANA *et al.*, (2000 y 2003) determinan una edad probable Messiniense para esta unidad.

Como puede observarse en las fotografías esta unidad, conocida localmente como “piedra tabaire”, ha sido motivo de explotaciones de tamaño mediano para su utilización en construcción como roca ornamental y de mampostería piedra natural. En el catálogo del Centro tecnológico del Mármol están catalogadas como “Amarillo Valle”.



Figura 2.16. Panorámica de las casas de La Loma de las explotaciones en la calcarenita (32) de Las Canteras

2.3.3.3. *Limos amarillentos y margas blanquecinas con ostreidos y yesos.* **(33)** “*Margas de Ostreas*”. *Messiniense*

Los afloramientos de esta unidad son escasos y de mala calidad. Normalmente son los depósitos pliocuaternarios rojos los que se encuentran en discordancia sobre las calcarenitas de Las Canteras y en puntos muy localizados, el encajamiento de la red fluvial o las obras de construcción de infraestructuras permiten observar tramos de los depósitos suprayacentes a dichas calcarenitas.

Esta constituida por lilitas y margas micáceas verdoso-amarillentas de aspecto masivo, ricas en materia orgánica, fétidas, con niveles de limonita y abundantes ostreidos de gran tamaño (*Chlamys* y *Pectens*), bien como fragmentos o conchas dispersas bien como capas o bancos lumaquéllicos. Intercalan delgados niveles calcareníticos (10-15 cm) de carácter bioclástico, que en ocasiones representan auténticas lumaquelas de lamelibranquios con gran abundancia de pectinidos, indicándonos la proximidad de la línea de costa. El tramo superior son margas blanquecinas, masivas, ricas en materia orgánica y a veces intensamente bioturbadas. Característica de esta unidad es la presencia de yeso, tanto en láminas, como más frecuentemente relleno de fracturas de gran desarrollo vertical. Esta unidad ha de correlacionarse necesariamente con el tramo más alto de la serie margosa Messiniense diferenciada por MONTENAT (1973) y LA-

ROUZIERE (1985). El techo de esta unidad libra abundante fauna de microforaminíferos, con relativa abundancia de las formas planctónicas sobre las bentónicas. Entre las formas planctónicas destacan como más abundantes *Globigerinoides trilobus quadrilobatus*, *G. trilobus inmaturus*, *G. Obliquus extremus*, *G. rubber parker* y *Orbulina universon*, y de entre las bentónicas las formas someras litorales *Heterolepa bellicioni*, *Ammonia beccari*, *Ammonia inflata*, *Nonium boueammun*, *Bulimina pyrula* y *Textularia sagittula* como más abundantes (SILVA, 1994, SILVA *et al.*, en prensa). Esta asociación de taxones no permite una buena aproximación bioestratigráfica dada su amplia distribución en el Neógeno Superior. Sin embargo, la presencia característica y abundante del ostrácodo *Peteraurila cf. musculus Aruta & Ruggieri*, permite situar estos depósitos dentro del Messiniense, ya que esta especie únicamente ha sido descrita en este periodo, no encontrándose citas del género en edades más modernas o anteriores (J. CIVIS, c.o.). Por otra parte la edad que se atribuye por la presencia de este ostrácodo no se contradice con las formas de foraminíferos existentes. Así mismo, asociados a este aparecen los ostrácodos *Semicytherura*, *Cytheridea*, *Aurila*, y *Costa batey*, géneros muy frecuentes en los depósitos messinienses y pliocenos de las cuencas de Campo de Cartagena-Mar Menor y Elche (ARKANNI, 1987; CARBONELL, 1990).

Por otro lado, aunque LAROUZIERE (1985) y LAROUZIERE y OTT d'ESTEVOU (1990) sitúan esta serie margosa como pre-evaporítica, la presencia de yesos, tanto laminares como fibrosos (secundarios en fracturas) a techo de estos depósitos, así como la abundante presencia de yesos laminares y diseminados en la serie margosa blanca registrada en los sondeos de La Pinilla y de Los Lardines en la Hoja 954 (Totana). MONTENAT (1973), parece indicar que al menos, en parte, estos depósitos representarían el episodio evaporítico, pero en facies marinas someras más abiertas que sus equivalentes en las cuencas de Mula, Lorca y Fortuna. A este respecto hay que hacer notar que en la Cuenca de Campo de Cartagena-Mar Menor tampoco se registra el episodio evaporítico Messiniense (MONTENAT *et al.*, 1990b) que este autor correlaciona con el techo de las "Margas de Torremendo" Hoja N° 934 (Murcia), ya que en las proximidades de San Miguel de Salinas se interdigitan con las facies evaporíticas messinienses.

2.3.4. Rocas Volcánicas del Mioceno Superior y Pliocuaternario

En esta Hoja, afloran dos tipos de rocas volcánicas neógenas. Por un lado, en torno a La Unión aparecen rocas ácidas con biotita y piroxeno (andesitas y latitas), de edad Miocena, con enclaves de andalucita y otros enclaves corticales (34) similar al más ampliamente desarrollado en la vecina Hoja 976 (Mazarrón), y que llevan asociados sistemas de alteraciones y mineralizaciones hidrotermales. Por otro lado, al NO de Cartagena aparecen cuerpos de rocas basálticas alcalinas de edad pliocuaternaria, significativamente ricas en xenolitos ultramáficos y granulíticos (35). En el Capítulo 5 se describen ampliamente estas rocas.

2.3.4.1. Volcanismo calcoalcalino potásico y shoshonítico. Traquiandesitas y latitas. (34)

En la Hoja de Cartagena es el más importante en volumen y extensión. Los afloramientos entre Cartagena y La Unión entre los que cabe destacar los Cabezos de la Fraila, Beaza, Rajado,

Roche, La Atalaya, de la Cruz y de Álvarez son localidades conocidas, dada la importancia que tuvieron en el ámbito minero. Esta representado por domos y diques de estructura masiva (con disyunción columnar) o brechoide (brechas autoclásticas y poligénicas), y por escasas manifestaciones lávicas y piroclásticas; con frecuencia albergan enclaves restíticos. Esta etapa magmática fue denominada "groupe de Mazarrón" por BELLÓN *et al.*, (1983), y se corresponde también con las rocas calco-alcalinicas ricas en K y shoshoníticas de LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), LÓPEZ RUIZ y WASSERMAN (1991) y BENITO *et al.*, (1999).

En general son rocas peraluminosas de elevado contenido en K_2O , cuya composición evoluciona en paralelo con la secuencia estratigráfica desde términos más ácidos (riodacitas) a términos más básicos (andesitas), pasando por los estadios intermedios (dacitas, latitas y banaquitas). Contienen plagioclasa, ortopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti junto con cantidades subordinadas de biotita, clinopiroxeno, sanidina y cuarzo. La alteración hidrotermal ha producido silicificación y alunitización intensas que afectan, tanto a las propias rocas volcánicas como a las del sustrato bético y a los materiales neógenos, a través de los cuales ascendieron y en los que se encajaron. La edad radiométrica de estas rocas según BELLÓN *et al.*, (1983) y MUNKSGAARD (1984), varía entre 11 y 6,6 Ma (Tortonense Medio-Messiniense).

Son por tanto coetáneas y posteriores a los últimos episodios magmáticos del área del Cabo de Gata.

PAVILLÓN (1974) y DUMAS (1977), acotan la edad de este episodio volcánico entre 8,2 y 6,8 Ma, por lo que se correspondería con el final del Tortonense. Las dataciones radiométricas realizadas por estos últimos autores dentro de esta Hoja dan edades de 7,2 Ma para el afloramiento de Cabezo Beaza y de 6,8 Ma en el Cabezo de Álvarez.

2.3.4.2. *Volcanismo basáltico alcalino (35). Plioceno-Pleistoceno*

Las volcanitas de la serie basáltica están bien representadas en el Campo de Cartagena, afloran a manera de coladas poco potentes a veces acompañadas de materiales piroclásticos. Los afloramientos de rocas basálticas se concentran al NO de Cartagena, formando varios cuerpos aislados de reducido tamaño, situados en torno a las casas de Tallante y Los Pérez, prolongándose hasta la Hoja 955 (Torre-Pacheco de Murcia). Otros pequeños afloramientos, varios kilómetros más al Sur, en el Cabezo Negro, probablemente conecten con otros situados en varios puntos próximos a la Rambla de Aguas Blancas, y otro en la Cala Bolete. Finalmente se conserva, al menos testimonialmente, otro afloramiento de basalto, muy erosionado, al NE de Cartagena, cerca de la Media Legua.

Albergan abundantes xenolitos de origen mantélico (xenolitos ultrabásicos) y cortical (granulitas, esquistos, etc.). Contienen olivino, augita, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti como constituyentes esenciales. La textura es porfídica con matriz micro-criptocristalina. Según BELLÓN *et al.*, (1983) y MUNKSGAARD (1984), las dataciones radiométricas indican edades entre 4 y 2 Ma (Plioceno). PAVILLÓN (1974) y DUMAS (1977), datan el afloramiento del Cabezo de

la Viuda (este de Cartagena) en 2,6 Ma y una colada de basaltos olivínicos que se encuentra en la Rambla de Peñas Blancas, a la altura del paraje de Las Ahueras (Norte de la Venta del Lirio y Molino Zabala), e interestratificada entre los depósitos aluviales en 1 Ma TURNER *et al.*, (1999) señala un valor de 10.5 Ma para una datación Ar/Ar de una flogopita de Tallante. Sin embargo, este valor no se corresponde con la posición estratigráfica de estas rocas, que están situadas discordantemente sobre sedimentos del Mioceno Superior al NE de Cartagena, e intercaladas entre sedimentos aluviales pliocuaternarios en el Cabezo Negro y Rambla de Aguas Blancas.

2.4. CUATERNARIO

Los materiales cuaternarios abarcan prácticamente toda la mitad septentrional del terreno emergido que ocupa la Hoja de Cartagena, ya que la otra mitad está constituida por los materiales correspondientes a las unidades béticas de los Complejos Alpujárride y Nevado Filábride, así como por los sedimentos detríticos del Mioceno Superior, que se distribuyen entre éstos y la llanura cuaternaria del Campo de Cartagena.

Esta Hoja comprende el borde meridional de la Cuenca neógena del Campo de Cartagena, estudiada inicialmente por MONTENAT (1973), en donde describió las clásicas unidades del Plioceno marino para el SE peninsular: Las Margas grises-azules con ostreas (Plioceno Inferior-Medio), las Calcarenitas amarillas (Plioceno Superior), y finalmente las facies más someras, como son las Margas versicolores de Hurchillo y Calizas lacustres de San Pedro, que junto con la ya netamente continental Formación Sucina marcarían el final de la regresión pliocena e inicio del Cuaternario 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 *et al.*, 1995) pusieron en evidencia la marcada diacronía que en el ámbito regional presentan las diferentes unidades de Montenat. En general estas cuatro unidades litoestratigráficas, responden a un medio de transición de isla barrera-“lagoon”, progradando y desplazándose hacia el mar, que perduraría hasta ya comenzado el Cuaternario, y que tendría su inicio en el Plioceno Inferior. La unidad de transición fluvio-litoral, de carácter estuarino, descrita por SILVA (1994) en la zona más occidental del Campo de Cartagena, en el Escarpe del Saladillo (Hoja de Totana) representaría el primer testigo de esta progradación durante el Plioceno Inferior. Ya en el Campo de Cartagena, esta unidad de transición constituye la denominada Unidad de Transición Marino-Continental (depósitos de llanura costera y sistemas lagunares palustres) del Campo de Cartagena-Mar Menor, que BARDAJÍ *et al.*, (1995) correlacionan con la Unidad de Transición El Moncayo-El Molar, en la Depresión de Elche-Bajo Segura, de SOMOZA (1989), la cual, según datos paleomagnéticos, llega a alcanzar el Pleistoceno Inferior. A partir de este momento, toda esta depresión evoluciona dentro de un ambiente netamente continental caracterizado por el desarrollo de diferentes sistemas de abanicos aluviales, habiéndose trasladado el medio de transición hacia el Mar Menor. La historia y evolución cuaternarias de esta Cuenca, no es sino una consecuencia y una continuación de su propia historia pliocena, de la cual por tanto no puede ni debe desligarse.

Como ya hemos apuntado, los depósitos cuaternarios ocupan más de la mitad de los materiales emergidos aflorantes en esta Hoja de Cartagena, y prácticamente todos representan unidades de carácter continental. La mayoría de estos depósitos responden a los sistemas de abanicos aluviales asociados al margen meridional de la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor, que han sido estudiados por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989), estableciendo su cronología básica. En general se trata de abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia (<5-10 m) con superficies encostradas por sistemas de calcretas, que en la vertiente más septentrional de esta cuenca corresponden a la antigua Formación Sucina de MONTENAT (1973).

2.4.1. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie **(36)**. Abanicos Aluviales. Pleistoceno Inferior

Esta unidad constituye la primera unidad aluvial del Campo de Cartagena-Mar Menor y se desarrolla a lo largo de los márgenes tanto septentrional como meridional de esta cuenca. Corresponde a la Unidad aluvial de Rebate definida por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989) y constituye el techo de piedemonte del Campo de Cartagena, desarrollándose importantes encostramientos calcáreos en su superficie.

Litológicamente están compuestos por gravas de dolomías, cuarcitas y pizarras escasamente rodadas y fuertemente cementadas, que incorporan también cantos de calizas y areniscas tortonienses. Por lo general, hacia techo disminuye la proporción de gravas siendo los términos dominantes los limos y arcillas rojas, asociadas a horizontes argílicos sobre los que posteriormente se instalan calcretas laminares (SILVA, 1994).

La cronología de este sistema aluvial se apoya en observaciones realizadas en Cabo Cervera (hoja de Torrevieja) y en Venta del Lirio (esta Hoja). En la primera localidad se observa el tránsito gradual entre las facies más distales de estos sistemas con un complejo dunar atribuido al Pleistoceno Inferior por DUMAS (1977) y SOMOZA (1989). En Venta del Lirio, en la Carretera de Cartagena a La Azohía se observa que los depósitos correspondientes a este mismo sistema se interdigitan con coladas basálticas datadas por K/Ar en 1 Ma de años (PAVILION, en DUMAS, 1977). Aunque estudios posteriores (BELLÓN *et al.*, 1983) dan una edad de 2.6 Ma a estos mismos materiales volcánicos las relaciones morfosedimentarias con otros sistemas aluviales del Campo de Cartagena y los dunares mencionados anteriormente inclinan a SOMOZA *et al.*, (1989) a dar una edad Pleistoceno Inferior s.l. a estos materiales.

2.4.2. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie **(37)**. Abanicos Aluviales. Pleistoceno Medio

Esta unidad constituye la segunda unidad aluvial del Campo de Cartagena-Mar Menor, denominada Sistema de Campoamor por SOMOZA (1989). Este sistema se encuentra encajado en la unidad descrita anteriormente, aunque en la hoja de Torrevieja se advierte un neto dispositivo de solapamiento en offlap respecto a esta (SOMOZA *et al.*, 1989). Internamente se encuentra

subdivida en al menos seis diferentes cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal en offlap, separados por paleosuelos pardos y pardo rojizos de diferente desarrollo que en la presente cartografía para simplificar se han sintetizado, ya que todos ellos poseen una edad Pleistoceno Medio (SOMOZA *et al.*, 1989). Geomorfológicamente presenta características muy similares a la anterior, aunque de mayor extensión, pudiéndosela considerar también como techo de piedemonte escalonado.

Los depósitos que se desarrollan en esta hoja, están constituidos litológicamente por facies proximales, de gravas con matriz arenosa de grano medio a grueso, que hacia techo pasan a facies de gravas masivas tipo "debris-flow". A diferencia del sistema aluvial de Rebate, en estos abanicos los cantos se encuentran más rodados, aunque en los lag basales de las diferentes unidades que la componen no es raro encontrar cantos muy angulosos retrabajados de las calcretas que se desarrollan sobre las superficies del sistema de Rebate. Este hecho refleja un mayor grado de canalización de los sistemas de ramblas que los alimentaban, y por tanto un dispositivo de encajamiento proximal con desarrollo de trincheras de abanico sobre el Sistema de Rebate. En conjunto representan secuencias granodecrecientes que pasan de las facies proximales (gravas y arenas) desarrolladas en esta Hoja, a facies distales (limos y arcillas), desarrolladas sobre todo en la zona de Campoamor, localidad a la que debe su nombre, y sobre las que se desarrollan importantes sistemas de paleosuelos rojos. Su dispositivo de solapamiento distal en offlap, hace que la potencia de esta unidad no llegue a sobrepasar los 3-4 m de potencia en la hoja de Cartagena, donde se conservan los segmentos más proximales del Sistema.

En la zona de Campoamor (Torrevieja) las diferentes secuencias presentan facies distales superpuestas y separadas por horizontes argílicos (Bt), llegando a alcanzar potencias cercanas a los 15 m (SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989). Perfiles paleomagnéticos realizados por estos autores en la zona de Campoamor arrojan en conjunto una polaridad normal homogénea, interpretándose como pertenecientes a la época de polaridad normal Brunhes (< 0,7 Ma), y por tanto perteneciente al Pleistoceno Medio.

2.4.3. Conglomerados y arenas cementados, con desarrollo de calcretas en la superficie **(40)**. Abanicos Aluviales. Pleistoceno Medio-Superior

Esta unidad representa el tercer sistema de abanicos aluviales definidos por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989) para esta Cuenca: el Sistema de la Murta. En general constituye la primera secuencia de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica propia de abanicos aluviales y en relación inequívoca con las ramblas que las generaron.

Esta secuencia ha sido correlacionada con los abanicos de la primera fase deposicional definida por SILVA *et al.*, (1992 b) y SILVA, (1994) para la depresión del Guadalentín. En ambas secuencias, las superficies deposicionales soportan calcretas de carácter masivo, menos desarrolladas que las descritas anteriormente para los sistemas de Rebate y Campoamor.

Tanto en el sector Norte como en el Sur del Campo de Cartagena-Mar Menor, los depósitos correspondientes a esta unidad se encuentran encajados en el Sistema de Campoamor. No obstante, en el sector Norte, al pie de Carrascoy, la existencia de una línea de flexura regional E-O (SOMOZA, *et al.*, 1989; BAENA *et al.*, 1994) hace que este sistema se encuentre encajado los relieves tabulares y micro-cuestas, que definen las superficies encostradas del Sistema de Campoamor. En este margen meridional, el menor grado de levantamiento no ha condicionado el desarrollo de relieves monoclinales asociados a dicho sistema, sino que el encajamiento se produce lateralmente, por migración hacia el Norte de los canales alimentadores. En líneas generales se observa un cambio en la dirección de progradación entre los tres sistemas aluviales, ya que mientras los dos primeros siguen direcciones de progradación hacia el Este, este último sistema cambia ligeramente su dirección de progradación hacia el SE, lo que debe estar condicionado por una mayor efectividad del drenaje por parte de la Rambla de Fuente Álamo y del Albuñón. Como consecuencia los depósitos de este sistema se tornan más fluviales abundando las facies más canalizadas de tipo Gp y Gt con matriz arenosa de grano medio a fino y cantos más redondeados. Su litología ya incluye todo el espectro litológico bético y terciario de la Sierra del Algarrobo y el eje de las Victorias, y sus cantos son de carácter subredondeado, siendo las facies arcillosas y limosas netamente minoritarias.

En cuanto a la edad de esta fase deposicional los diferentes autores que han estudiado los sistemas de Abanicos aluviales de la Región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA *et al.*, 1992b; SILVA, 1994; SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989), acuerdan que estos depósitos tuvieron lugar durante el Pleistoceno Medio, pero se prolongaron durante el Pleistoceno Superior, hasta seguramente el fin del último período interglaciar (ISS 5). En concreto entre 120 y 90 ka BP se produce una importante actividad sedimentaria en sistemas aluviales y fluviales de la Península Ibérica (MACKLIN *et al.*, 2002). No obstante, en esta Hoja, el registro debe quedar limitado al Pleistoceno Medio y Pleistoceno Superior previo al Último Máximo Glacial.

2.4.4. Cantos y bloques angulosos y heterométricos con arenas y arcillas, algo cementados. **(38 y 41)**. Depósitos de piedemonte. Pleistoceno Medio

Los depósitos de piedemonte constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que se disponen orlando la base de los relieves del Sur del umbral de las Victorias (Hoja de Torre-Pacheco), entre Cuesta Blanca y las Casas de Tallante, al NO de la Hoja. Estos relieves caracterizados por el afloramiento de materiales nevado-filábrides, y por lo tanto por una mayor vulnerabilidad ante la erosión, generan una importante cantidad de sedimentos, que o bien son transportados por las ramblas, o bien se depositan al pie de los mismos, como consecuencia de una doble acción entre la gravedad y la arroyada.

Sus depósitos están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz areno-arcillosa, presentando facies de tipo Gms y localmente Gm. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar tamaños de más de Ø1m en general con fábricas muy masivas. Estos depósitos pueden presentar una estructuración interna muy grosera en bancos de más de 2m de potencia, muy verticalizados, con buzamientos superiores a los 40°, que van amortiguán-

dose hacia la base donde son comunes las superficies deposicionales con pendiente en torno a los 20°. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700 m de los relieves marginales que las alimentan. Se han distinguido dos generaciones diferentes, correspondientes al Pleistoceno Medio **(38)** la más antigua y al Pleistoceno Superior-Holoceno **(41)** la más reciente, por correlación con los abanicos aluviales con los que son parcialmente coetáneos.

2.4.5. Bloques y gravas redondeados, heterométricos, y cementados con perforaciones de litófagos **(39)**. Terraza marina. Pleistoceno Medio

El único testigo de una antigua posición de la línea de costa emergida que ha podido determinarse en la Hoja de Cartagena, es un pequeño afloramiento que se encuentra a unos 15-20 metros de altura sobre el nivel actual del mar, adosado al pie del relieve tras la playa de la Chapineta, en el Puntal de la Azohía. Estos afloramientos están constituidos por un conglomerado heterométrico de bloques y gravas, muy redondeados, con algún resto de fauna marina, y que se encuentra fuertemente cementado, y dispuesto en bancos de 1-2 metros de potencia. Este tipo de depósito es característico de playas situadas al pie de un acantilado donde el material que cae por gravedad, es retrabajado por parte del oleaje, dando como consecuencia una gran diversidad de tamaños y un alto grado de redondez. El alto grado de cementación, está relacionado con el carbonato cálcico procedente de la disolución de los caparzones y conchas de los restos fósiles. En cuanto a la fauna, únicamente se han observado algunos ejemplares de bivalvos, probablemente *Glycymeris* sp., aunque muy escasos y de difícil caracterización. Su edad ha sido considerada Pleistoceno Medio, debido a la mayor altura que presenta con respecto de los depósitos marinos del Pleistoceno Superior desarrollados más hacia el Oeste, ya en la Hoja de Mazarrón.

2.4.6. Gravas y arenas sueltas o débilmente cementadas **(42 y 53)**. Terrazas fluviales Pleistoceno Superior-Holoceno

Las terrazas se desarrollan preferentemente asociadas a las ramblas más importantes que drenan la Hoja de Cartagena, teniendo relevancia cartográfica en las principales, como son la de Benipila, El Ladrillar, y la del Portús, en el sector occidental de la Hoja y la Rambla de Escobreras, en el sector oriental.

En la zona occidental de la Hoja, se han podido determinar dos terrazas asociadas a las ramblas de Benipila y el Ladrillar, con diferente grado de conservación y extensión cartográfica, encajadas en la superficie deposicional de los abanicos aluviales más antiguos. La más antigua **(42)** a +12 – 15 m, no presenta gran desarrollo lateral, habiéndose podido cartografiar puntualmente. La más reciente **(53)**, a +5 – 8 m, presenta por el contrario una marcada continuidad a lo largo de los cauces mencionados, así como a lo largo de la Rambla del Portús. Ambas terrazas representan diferentes estadios en el proceso de encajamiento de las ramblas ligadas a su conexión con el Mediterráneo y, por lo tanto, a su adaptación a un nivel de base dinámico. La edad asignada está por tanto en concordancia con la edad estimada de los di-

ferentes estadios evolutivos del relieve en este sector. Así hemos considerado una edad Pleistoceno Superior s.s., a la más antigua de ellas, aunque probablemente su formación quedase restringida únicamente al Pleistoceno Superior terminal, a partir del Último Máximo Glacial, momento en que se produce el encajamiento y captura generalizada del drenaje consecuencia de una posición más baja del nivel del mar. La segunda terraza mucho más generalizada y de mejor expresión cartográfica, se desarrolla ya en el Holoceno, una vez que la red fluvial queda definitivamente configurada.

En el sector oriental de Cartagena, únicamente se ha cartografiado la terraza más antigua asociada a la Rambla de Escombreras, que rellena el fondo del valle. Esta terraza correspondería a la primera etapa de encajamiento y captura del drenaje, que de esta manera deja de alimentar a los abanicos aluviales que bajan al interior del Campo de Cartagena.

En general, las terrazas cartografiadas presentan poca potencia y están constituidos por depósitos de gravas subredondeadas empastadas por matriz arenosa, mostrando facies típicamente fluviales y con escaso desarrollo de costra calcárea, la más antigua.

2.4.7. Gravas, arenas y arcillas, débilmente cementadas (**43** y **47**). Abanicos aluviales. Pleistoceno Superior-Holoceno

Estas dos últimas generaciones de abanicos aluviales cartografiadas en la Hoja de Cartagena, representan el momento en que se produce al cambio definitivo en la configuración del paisaje de este sector. La primera de estas generaciones (**43**), forma parte de la tercera fase deposicional definida por SILVA (1994) para la depresión del Guadalentín, y también se registra con importante extensión y similar estilo sedimentario en los piedemontes de Carrascoy (margen septentrional del Campo de Cartagena) y Algarrobo. En estas zonas, estudiadas por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989), las superficies de los abanicos pueden aparecer ligeramente encostradas y reciben la denominación de "Sistema Aluvial de Corvera".

Aunque en esta Hoja, únicamente se registran las áreas más proximales de este sistema, tanto en el frente del Algarrobo (esquina NO de la Hoja) como en la Sierra de Cartagena (esquina NE), su análisis regional nos permiten establecer su significado evolutivo. El desarrollo y depósito de esta tercera fase deposicional, refleja un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales marginales del Campo de Cartagena. En general, aunque no se observe esta Hoja, esta fase está caracterizada por la disección proximal y encajamiento de los canales alimentadores en las superficies pertenecientes a las fases anteriores, formación de trincheras de cabecera y migración de la sedimentación hacia las zonas centrales de la Cuenca. Durante esta fase, la sedimentación, dominada por un estilo de agradación distal en "offlap", imprime un neto carácter progradante hacia el centro de cuenca. En nuestro caso concreto, los abanicos asociados al frente del Algarrobo, sí desarrollan el encajamiento de los canales alimentadores en el área de cabecera, que de hecho es la que se registra en esta Hoja, desplazándose la agradación distal hacia el Norte, ya en las Hojas de Torre-Pacheco y Totana. Por el contrario, los abanicos asociados al frente de la Sierra de Cartagena, presentan unas características propias, debido

al hecho de que la captura del drenaje hacia el Sur, junto con la formación de la depresión del Hondo, dejan abortado el proceso de encajamiento en cabecera y agradación distal, con unos canales alimentadores, decapitados, y desprovistos de suficiente área de drenaje.

Aunque en esta Hoja es difícil observar las asociaciones de facies características, debido al bajo grado de encajamiento de los canales alimentadores, se puede decir que en general los depósitos poseen poca potencia, y, por correlación con abanicos similares desarrollados en el Campo de Cartagena s.s, presentan asociaciones de facies variadas, tales como facies más groseras con gravas masivas y niveles arenosos, o facies arenosas con niveles arcillosos, y estructuras laminares en los últimos episodios deposicionales.

Aunque dentro de la escala temporal esta tercera fase es la que abarca menor lapso de tiempo, a escala cartográfica es la mejor representada tanto en el Campo de Cartagena como en las otras depresiones donde se ha identificado, ya que cada uno de sus episodios deposicionales poseen expresión geomorfológica propia. En este sentido el periodo temporal que abarca esta fase deposicional, se encuentra fundamentalmente representado en la horizontal, y no en la vertical, siguiendo la progradación de los sistemas marginales hacia zonas centrales de cuenca. En la zona del Campo de Cartagena-Mar Menor SOMOZA (1989) basándose en criterios de correlación regional asigna su "Sistema de Corvera" al Pleistoceno Superior s.l., aunque esta edad puede concretarse al Pleistoceno Superior previamente al Último Máximo Glacial, momento en que la baja posición del nivel del mar, favorece los procesos de erosión en los arroyos que drenaban hacia el Sur de estas Sierras (Algarrobo y Cartagena) con la consiguiente captura del drenaje (BARDAJI, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

Tras este cambio en la dirección del drenaje, y como consecuencia de la creación de nuevos gradientes y depresiones, comienza el depósito de la última generación de abanicos aluviales **(47)** en esta zona, los cuales presentan un escaso desarrollo espacial, y temporal. En realidad estos abanicos abarcarían cronológicamente desde el comienzo del Último Periodo Glacial y la correspondiente deglaciación (ISS 4, 3 y 2), hasta el presente interglaciar (ISS 1), y en realidad se correlacionan con las últimas fases de agradación distal de la tercera generación, descritos más arriba, y característicos del relleno holoceno del Campo de Cartagena y demás depresiones donde se han descrito. En la Hoja de Cartagena, estos abanicos están especialmente bien desarrollados, en la depresión del Hondo (entre Cartagena y la Unión), así como en el valle de Escombreras.

2.4.8. Limos y arenas con niveles de gravas y cantos **(44 y 48)**. Glacis. Pleistoceno Superior-Holoceno

Se han cartografiado como glacis dos tipos de unidades, similares aunque con significado cronológico diferente. En primer lugar se incluyen los depósitos que se desarrollan entre el Barrio del Peral de Cartagena y el Cabezo Beaza, con una suave pendiente hacia el Norte, **(44)**. Estos depósitos están en la actualidad desligados del relieve a partir del cual se formaron, debido a la existencia de la depresión de la Rambla del Hondón entre medias, que ha generado un

escarpe erosivo en la zona proximal de dichos glacis. En realidad es este hecho el que hace que hayan sido cartografiados como glacis, ya que no conservan ni la morfología de abanicos, ni canales alimentadores, ni áreas de cabecera que pudiesen facilitar su identificación con los sistemas de abanicos aluviales de la tercera generación descritos más arriba, y con los que se correlacionan lateralmente. Desde el punto de vista cronológico, deben por lo tanto considerarse como Pleistoceno Superior, al igual que dichos sistemas de abanicos mencionados. En cuanto al tipo de depósito también es muy similar, ya que se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limosa y niveles de gravas con estratificación planar a gran escala. Pueden incluir estructuras canaliformes rellenas por barras de gravas que pueden incluir bloques de grandes dimensiones, que denotan la influencia fluvio-torrencial.

El segundo tipo de unidad cartografiada como glacis **(48)**, está constituida por los depósitos de suave pendiente que se desarrollan en la vertiente Norte de la depresión del Hondón, donde la falta de cabeceras torrenciales o áreas de drenaje suficientes, impide el desarrollo de abanicos o conos aluviales asociados, como ocurre en la vertiente meridional de este valle. Las propias relaciones de estos sistemas de glacis, con los descritos previamente, así como con los sistemas de abanicos aluviales más recientes, nos permiten establecer una correlación cronológica con ellos, adscribiéndoles por tanto al Pleistoceno Superior terminal-Holoceno

2.4.9. Arenas finas, limos y arcillas **(45)**. Depresión endorreica. Pleistoceno Superior

Al Norte de la ciudad de Cartagena, entre ésta y La Aparecida, se desarrolla una suave depresión de unos 5 km de extensión máxima, que ejerce de enlace entre los abanicos del Sistema de la Murta **(40)**, que bajaban hacia el SE desde la Rambla del Albuñón, y los abanicos **(43)** y glacis **(44)**, que bajan hacia el Norte desde las Sierras de Cartagena. Esta depresión está rellena por materiales de granulometría predominantemente fina, constituida por arenas finas, limos y arcillas, con un cierto contenido en materia orgánica, característicos de facies distales de abanicos aluviales, que en este caso confluyen en una antigua depresión endorreica **(45)**, previa a la captura del drenaje, y a la configuración actual del mismo. Cronológicamente por tanto, se puede correlacionar con ese momento previo a dicha captura, durante el que tiene lugar la superposición temporal entre las generaciones de abanicos descritas, con el final de la más antigua y el inicio de la más moderna, confluyendo en un medio sedimentario de facies distales de abanicos aluviales—“playa lake”. La edad asignada a esta unidad es por tanto Pleistoceno Superior, previo al Último Máximo Glacial.

2.4.10. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos **(46)**. Aluvial-fondos de valle colgado. Pleistoceno Superior

Bajo este epígrafe únicamente se ha incluido los fondos de los antiguos canales alimentadores de los abanicos de la tercera fase deposicional, que se desarrollan en el NE de la Hoja, y que se encuentran en la actualidad decapitados, y separados de sus áreas de cabecera. Este proceso está ligado como ya hemos apuntado más arriba, a la captura del drenaje que alimentaba estos sistemas aluviales por parte de los arroyos que bajaban hacia el mar por la vertiente Sur de

la Sierra de Cartagena. En general constituyen fondos de valle amplios, de sección transversal muy plana, y rellenos por material aluvial en general de granulometría medias a finas, que no han sido afectados por los procesos de encajamiento y disección proximal que caracterizan a esta generación de abanicos aluviales en otros sectores.

2.4.11. Arenas finas, limos y arcillas negras **(49)**. Lagoon. Pleistoceno Superior-Holoceno

Como se describe en el apartado de Geomorfología, todo el centro de la ciudad de Cartagena, exceptuando los barrios históricos más altos, constituían hasta al menos la conquista de la ciudad por parte de Escipión en el año 210 a.C., una laguna costera o zona de marismas, de poca profundidad que se extendía a espaldas de la ciudad, confiriéndole condiciones de península.

En realidad esta zona constituía un auténtico "lagoon", ya que se encontraba conectada parcialmente con el mar por el Oeste de la ciudad, aunque protegida de él por la propia ciudad. Los registros históricos indican que esta zona se caracterizaba por el cultivo de arroz, el cual requiere la presencia de agua, y admite índices de salinidad elevados. En la actualidad este "lagoon" se encuentra totalmente desecado, en parte por la actividad antrópica asociada al crecimiento de la ciudad, y en parte por el propio proceso de colmatación natural. La baja energía que caracteriza este tipo de ambientes sedimentarios, implica un relleno predominantemente de granulometrías finas, con arenas finas, limos y arcillas, con un elevado contenido en materia orgánica que les otorgan el color pardo negruzco que les caracteriza.

2.4.12. Limos y arcillas con cantos y bloques angulosos y heterométricos **(50)**. Coluviones. Pleistoceno Superior-Holoceno

Presentan una litología variable en función del sustrato a partir del cual se forman. Aparecen asociados a las vertientes de elevada pendiente que se forman por el marcado encajamiento de la red fluvial en el interior de la Sierra del Algarrobo, así como a los afloramientos de material volcánico, conservados como cerros aislados o relieves residuales, tanto en la zona de Tallante como entre Cartagena y La Unión. En este segundo caso, el desarrollo de coluviones forma una orla alrededor de estos relieves cónicos, y su formación se ve favorecida por el alto grado de alteración que presentan los materiales volcánicos que les hace fácilmente disgregables.

En todos los casos representan formaciones constituidas por cantos heterométricos, empastados en una matriz arcillosa de diferente desarrollo según las zonas y con grado de cementación también variable.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente, estas formaciones se han asignado al Pleistoceno Superior terminal-Holoceno, coincidentes con el paso del Último Máximo Glacial, y la correspondiente "deglaciación", al presente Interglacial. Aunque en la zona de Murcia no se poseen datos, depósitos de

gravidad acumulados en entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas cercanas (El Ramonete; Alicante) indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final "más fría" del Pleistoceno Superior acompañada de un aparente deterioro climático en niveles con industria atribuible al Musteriense y Magdalenense (MONTES, 1985; CARRION, 1992; CARRION *et al.*, 1995). En concreto tanto MACKLIN *et al.*, (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

2.4.13. Arenas y limos con cantos dispersos **(51)**. Fondo aluvial. Holoceno

Como fondos aluviales se han cartografiado únicamente aquellos fondos de rambla, o rellenos de valle, que no parecen concentrar el flujo principal de la escorrentía, ya que en la actualidad su funcionamiento se encuentra restringido a los períodos de lluvias torrenciales extraordinarias. Muchos de ellos forman parte de la red de drenaje que alimenta las ramblas principales, a las cuales desembocan, pero en estos casos se encuentran ligeramente colgados respecto a su cauce. Un caso especial por su repercusión en los procesos de inundación en Cartagena, lo constituye el fondo aluvial cartografiado al Norte de Cartagena, en paralelo a la barriada de Los Dolores. Este fondo aluvial, funciona durante crecidas extraordinarias, y hace el papel de canal de desagüe procedente de la Rambla del Albuñón, situada unos 10 km hacia el Norte.

2.4.14. Bloques, gravas y arenas **(52)**. Fondo de rambla. Holoceno

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de las ramblas que drenan la hoja de Cartagena, caracterizados por su dinámica torrencial y potencialmente activos, independientemente de que la dinámica de estos sistemas fluviales implique la inactividad total durante largos períodos de tiempo. En la Hoja de Cartagena, los principales fondos de rambla cartografiados como tal, son los de las Ramblas de Benipila, El Ladrillar y de El Portús, cubiertos todos ellos por una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura que tapiza homogéneamente los lechos de las ramblas. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas, que sólo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Un estudio bastante completo acerca de la morfología y dinámicas de las barras de rambla en el Campo de Cartagena puede encontrarse en CONESA GARCÍA (1987). Las más frecuentes son las barras longitudinales que se disponen en el centro de los lechos subdividiendo y multiplicando el número de canales (funcionales o no) en el interior de las ramblas, constituyendo acumulaciones efímeras muy dinámicas que cambian de morfología y ubicación tras cada episodio de crecida. En algunos casos los propios fondos de valle aparecen cementados, generándose escalones de erosión remontante.

2.4.15. Gravas heterométricas, arenas y arcillas, sin cementar **(54)**. Abanicos de rambla. Holoceno

Se incluyen dentro de este apartado, dos tipos de unidades, cuyas características genéticas difieren ligeramente, aunque ambas responden al mismo momento evolutivo y son por tanto de la misma edad. Ambas se desarrollan en el entorno de Cartagena, y su funcionamiento está ligado a momentos históricos y actuales. Los abanicos aluviales más recientes cartografiados en esta Hoja están asociados a la vertiente occidental de la Sierra de Cartagena, y se desarrollan en las laderas que actualmente ocupan las barriadas de Los Mateos y Santa Lucía. Se trata de depósitos constituidos por gravas heterométricas, emplastadas en sedimentos más finos, (arenas limos y arcillas), que tapizan esta vertiente formando un conjunto de conos o abanicos coalescentes, desarrollados como consecuencia del proceso de colmatación y relleno de la bahía interna de Cartagena. Formando parte de este mismo proceso de colmatación y relleno, se desarrollan los que han sido cartografiados como abanicos de rambla, ya que constituyen la desembocadura de antiguas ramblas, en la depresión parcialmente rellena por la zona de laguna o marismas, que rodeaba Cartagena en épocas históricas. Estas ramblas corresponden a las cartografiadas como fondos aluviales **(51)**, prácticamente inactivas en la actualidad. Estos abanicos de rambla, en realidad pueden considerarse rambla-deltas asociados al proceso de relleno y colmatación del “lagoon” de Cartagena, estando por lo tanto formado por gravas heterométricas, arenas y arcillas, cuya granulometría varía en función de la energía de las máximas descargas de la rambla.

2.4.16. Arenas finas y limos negros **(55)**. Rellenos de origen antrópico. Holoceno

Este apartado se ha reservado a todos aquéllos depósitos que, aunque generados por procesos naturales, su génesis y desarrollo se ha visto inducida o acrecentada por aportes de origen antrópico. En general, estos depósitos se sitúan en el área de influencia de la zona minera de La Unión, donde la importante y continuada explotación de recursos mineros desde la época romana, ha promovido la creación de ingentes cantidades de residuos, que o bien se han ido acumulando en las escombreras **(57)**, que caracterizan todo ese sector, o bien han sido retrabajados a partir de ellas, por los procesos naturales, dando rellenos anómalos por exceso de sedimento disponible.

Aunque cartográficamente no han sido diferenciados, en realidad se pueden distinguir dos tipos de depósitos asociados a este origen. En primer lugar los que se distribuyen en el interior del relieve o en las depresiones, y que han sido objeto de retrabajamiento por acción fluvial o torrencial, y que pueden observarse en el límite oriental de la Hoja, tanto en las inmediaciones de la propia localidad de La Unión, como en la zona interna de la Bahía de Portman. En segundo lugar están los depósitos asociados al litoral, y que tiene su mejor representación en el anómalo y espectacular relleno que ha sufrido la Bahía de Portman, ya en la Hoja de Llano del Beal, y dentro de la de Cartagena, la playa del Gorgel, que aunque no tan espectacular como la primera, sí presenta un relleno anómalo de materiales finos de colores ocres, marrones, violáceos, etc., producto de la explotación minera, y que la dinámica litoral no ha

sido capaz de retrabajar. Este hecho se debe tanto a la morfología de la playa, pequeña cala protegida del oleaje por sendos salientes que presenta en sus márgenes, como al exceso de aporte sedimentario, mayor del que las condiciones de equilibrio de esta playa son capaces de redistribuir. Estos rellenos presentan una granulometría predominantemente fina, lo que a su vez condiciona la turbidez de las aguas, al favorecerse su movilización y permanencia en suspensión.

2.4.17. Arenas, cantos y gravas bien redondeadas **(56)**. Cordón litoral y playas actuales

A pesar de presentar una amplia extensión de línea de costa, la Hoja de Cartagena se caracteriza por el reducido desarrollo de sus playas. La morfología abrupta y acantilada de la costa, condicionada por la bajada directa de las Sierras del Algarrobo y Cartagena al mar, sólo permite el desarrollo de pequeñas playas, o calas, de extensiones longitudinales muy reducidas que no superan por lo general los 250 m, y a las que en su mayoría, sólo se puede acceder por mar. La mayor parte de estas playas se sitúan a la salida de pequeños barrancos o ramblas, por lo que suelen presentar granulometrías groseras, fundamentalmente gravas y arenas gruesas, bien redondeadas por acción del oleaje. Por sus particulares características merece mención aparte la Playa de la Azohía, al Oeste de Cabo Tiñoso, que con sus más de 700 m de longitud, constituye la de mayor extensión de esta hoja. No obstante, hacia el interior esta playa presenta un límite ligeramente acantilado, lo que condiciona su reducida extensión transversal. Además, la cercanía del relieve, hace que esta playa presente también una granulometría grosera, dominada por gravas y arenas gruesas.

2.4.18. Escombreras **(57)**

Como ya hemos indicado, la Sierra de Cartagena-La Unión, constituye el distrito minero más representativo de la Región de Murcia, y uno de los más importantes de la península. Los yacimientos de Fe-Pb-Zn han sido objeto de explotación desde épocas romanas, de manera prácticamente continuada, hasta el final del S.XX. Esta intensa actividad extractiva, ha transformado completamente la configuración del paisaje, teniendo en cuenta que se llegaron a removilizar anualmente hasta 2,5 millones de toneladas de material. Esta importantísima y continuada actividad ha dejado como resultado un paisaje dominado por escombreras, vertederos, explotaciones a cielo abierto, hoy en día parcialmente inundadas, y cabezos horadados. Esta actividad puede ser claramente visualizada a lo largo de la carretera que une La Unión con Portman, donde se localizan las principales labores mineras. De toda esta actividad han sido cartografiadas únicamente las escombreras, por su especial representatividad deposicional y expresión morfológica. Estas escombreras están formadas por todo tipo de residuos mineros, de intensos colores, depositados según su ángulo de reposo, lo que les confiere una especial peligrosidad, dada su susceptibilidad de sufrir movimientos en masa. Esta peligrosidad se ve a su vez acrecentada por la falta de cobertera vegetal, y su difícil posibilidad de restauración, dada la composición química de estos productos residuales.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La principal característica morfológica del relieve de la Zonas internas de las Béticas en la Región de Murcia, es la sucesión de sierras y depresiones que en dirección NE-SO siguen la estructura de la Cordillera. Estas se articulan a favor de antiguos accidentes béticos y/o las diferentes fallas activas que con dirección NE-SO atraviesan el levante murciano. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (mayores de 500 m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son los elementos geomorfológicos más característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA *et al.*, 2003). La mitad oriental de la Región de Murcia, se caracteriza por la deflexión y apertura de algunos de estos frentes, como son el del Algarrobo-Sierra de Cartagena, o el de Almenara-Sierra de Carrascoy, entre los que se desarrolla la amplia depresión del Campo de Cartagena, que conecta geomorfológicamente la depresión del Guadalentín al Oeste con el Mar Menor al Este.

En detalle, esta Hoja abarca el borde meridional del Campo de Cartagena, separado del mar por las estribaciones orientales de la Sierra del Algarrobo y por las Sierras de Cartagena s.s., aunque en la actualidad se encuentra conectado con el Mediterráneo, mediante los sistemas de rambla que con carácter torrencial drenan todo este sector meridional del Campo de Cartagena. Las ramblas de mayor envergadura se desarrollan al Oeste de Cartagena, confluyendo en su mayoría en la Rambla de Benipila, que puede por tanto considerarse el sistema de drenaje axial de todo este sector.

Hacia el Este de Cartagena el relieve presenta unas características ligeramente distintas, ya que se puede observar una alineación de Cabezos entre Cartagena y la zona de la Unión (Cabezo Beaza, Cabezo Ventura, Cabezo Roche, Cabezo de la Atalaya, Cabezo Álvarez, etc.), la mayoría de naturaleza volcánica, que delimita dos zonas con drenajes en direcciones diferentes. Esta alineación de cabezos ha sido asociada a la denominada Falla Sur del Campo de Cartagena, de dirección ENE-OSO, cuya reactivación tras el Mioceno Medio, condicionó la actual configuración del relieve, y facilitó el desarrollo del vulcanismo basáltico en este sector (MANTECA y GARCÍA, 2004). Hacia el Norte de esta falla, no se observan en realidad grandes sistemas de drenaje, aunque su pendiente general condiciona un drenaje difuso en dicha dirección. Hacia el Sur, esta alineación de cabezos delimita la depresión por donde circula la Rambla del Hondo hacia Cartagena, donde finalmente desaparece. Finalmente, la Sierra de Cartagena se encuentra atravesada por la Rambla de Escombreras (Barranco del Charco en su tramo final) cuya cabecera coincide con el inicio de la Rambla del Hondo en la zona de Alumbres.

La Hoja de Cartagena presenta algunas de las zonas más fuertemente antropizadas y transformadas de la Región de Murcia. Esta transformación alcanza su máxima expresión en toda la serie de escombreras y rellenos inducidos, de fuertes colores ocres, rojos y marrones, entre

otros, generados por la continuada explotación minera que ha experimentado esta zona desde la época de los cartagineses. Además, el valle de Escombreras presenta a su vez uno de los mayores y más concentrados desarrollos industriales de toda la región, con un elevado porcentaje de refinerías de petróleo asentadas en él.

El clima de este sector de la Región de Murcia, según la clasificación climática de Köppen, se incluiría dentro de las características del clima estepario seco, (Bsh) próximo al desértico (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ y LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Las temperatura medias anuales situadas en torno a los 17°-18°C, junto con la escasez de lluvias anuales, en general por debajo de los 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia, dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío (-23° C) con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de Octubre y Noviembre, (ALONSO SARRÍA, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) 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 fallas de desgarre sinistral NE-SO es la que controló en primera instancia la distribución del relieve en la Región de Murcia. El origen del paisaje actual cabe inscribirlo por tanto, 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), que generó a su vez la deflexión de los principales sistemas de desgarre NE-SO mencionados, que van adquiriendo progresivamente una dirección E-O. Como consecuencia de esta apertura, se desarrollan las Fallas de dirección ENE-OSO, (Falla de Cartagena-La Unión o Falla Sur del Campo de Cartagena), que condicionan la distribución del relieve en este sector.

Desde el punto de vista geomorfológico, la presencia de importantes desniveles posibilita la génesis de grandes cantidades de derrubios en las laderas de los relieves limítrofes, susceptibles de ser removilizadas durante los episodios de lluvias torrenciales. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma el escaso poder de fijación de los derrubios por la exigua cobertera vegetal existente, la erosión y transporte de los materiales se realiza de una forma más o menos efectiva. En los relieves metamórficos la mayoría de los materiales son removilizados por fenómenos gravitacionales hasta el fondo de barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales) los que dominan el modelado del interior del Campo de Cartagena.

Respecto al drenaje, la Hoja de Cartagena se caracteriza por haber registrado un importante cambio en épocas recientes. La disposición de los abanicos aluviales asociados a la Sierra del Algarrobo y a los relieves de la Sierra de Cartagena, sugieren un drenaje generalizado hacia el Norte, hacia el Campo de Cartagena s.s., que se abría al Mediterráneo por el Mar Menor. En este contexto, las antiguas ramblas del Ladrillar y de Benipila, verterían en la Rambla del Albuñón, hacia el Norte, que conformaría el drenaje axial del Campo de Cartagena. Esta distribución del drenaje debió permanecer así hasta bien entrado el Pleistoceno Superior, tal y como lo atestigua la edad de los abanicos más recientes, que bajan desde la Sierra de Cartagena hacia el Norte, en la actualidad decapitados. La distribución actual del drenaje al Oeste de la localidad de Cartagena, con cambios generalizados en su dirección que adquiere un sentido prácticamente N-S, así como el marcado encajamiento que presentan la mayoría de los cursos fluviales (Ramblas de Benipila y El Ladrillar), hacen pensar en un proceso de captura generalizada por parte de los sistemas que drenaban estos relieves limítrofes hacia el Sur, asociado a una importante bajada del nivel de base, en este caso el propio nivel del mar, probablemente durante el Último Máximo Glacial. Por otro lado la existencia de restos de una superficie erosiva, bastante degradada, e irregular, conformando las cimas de gran parte del relieve de la Sierra del Algarrobo, parecen sugerir la existencia de un relieve previo al actual, configurado en función de un nivel de base más elevado o más lejano que el actual, probablemente relacionado con el nivel de base de los sistemas fluviales que generaron los abanicos aluviales asociados a dicho frente, y que estaría relacionado con el propio nivel de base de la Rambla del Albuñón.

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja de Cartagena se caracteriza por presentar unos sistemas montañosos marginales, que con una dirección prácticamente E-O, separan el Campo de Cartagena s.s. del Mar Mediterráneo por el Sur. Estos sistemas montañosos presentan unos frentes asociados a fallas de dirección N70°-80°E, que funcionaron como desgarreres sinestrales durante el Mioceno Superior, favoreciendo a su vez la emisión de los basaltos alcalinos de edad 2,8-1 Ma (BAENA *et al.*, 1994; MANTECA y GARCÍA, 2004) característicos de este sector del Campo de Cartagena, una de cuyas coladas se interdigita con depósitos de abanicos aluviales en Venta del Lirio, al NO de Galifa (DUMAS, 1977; SOMOZA, 1989). A lo largo del Cuaternario, la actividad de estas fallas se ha visto muy reducida, presentando principalmente movimientos en la vertical que condicionan el basculamiento y levantamiento diferencial de los diferentes bloques estructurales que delimitan. En la actualidad constituyen frentes prácticamente erosivos, muy irregulares, lo que indica el bajo grado de actividad tectónica cuaternaria registrado en toda esta zona. Paralelamente, el drenaje parece que aprovecha estas directrices morfoestructurales, adaptándose a ellas. Una de estas fallas es la denominada falla de Cartagena-La Unión. Descrita inicialmente por VILLASANTE (1912), y estudiada más recientemente por MANTECA Y GARCÍA (2004), quienes consideran que se prolonga más hacia el Oeste de Cartagena, conformando a su vez el límite septentrional entre la Sierra del Algarrobo y el Campo de Cartagena. El trazado de esta falla favorece el desarrollo de la depresión del Hondón, que separa y decapita los abanicos aluviales más recientes (Pleistoceno Superior) que bajaban de la Sierra de Cartagena hacia el Norte.

El segundo sistema de fracturas importante lo constituye el de dirección N140°-150°E, las cuales no sólo desplazan dextralmente a las fallas N70°-80°E sino que también controlan tanto la distribución del relieve como la dirección del drenaje. La principal alineación de este sistema, constituye la terminación meridional de la denominada Falla de Murcia-Cartagena (BAENA *et al.*, 1994), entre la Isla de Escombreras y los relieves que limitan la Bahía de Cartagena por el Oeste, para seguir hacia el NO siguiendo el curso de la rambla de Benipila. Esta falla es activa desde el Mioceno Superior, dando lugar durante el Cuaternario a la superposición de abanicos aluviales en la Rambla de La Murta (al Norte de Fuente Álamo), así como a zonas de subsidencia en su tramo más meridional cuya consecuencia principal es la creación del antiguo "lagoon" de Cartagena. Este sistema también es evidente en la alineación que se desarrolla entre El Portús-Venta del Lirio-Los puertos de Santa Bárbara. No obstante ninguna de estas alineaciones presenta grandes anomalías de tipo geomorfológico asociadas a la actividad neotectónica, lo que evidencia su bajo grado de actividad reciente. Por otro lado, estos frentes montañosos están caracterizados por importantes cambios experimentados en la red de drenaje, que les imprimen unas características particulares, relacionadas con cambios del nivel de base, que en este caso es un nivel de base dinámico, al ser el nivel del mar.

Desde el punto de vista regional, esta Hoja se sitúa en la zona más meridional, de la Apertura Terminal Septentrional ("Northern Terminal Splay"), del denominado Corredor de desaguarre de las Béticas Orientales (MONTENAT *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993). El desarrollo de esta unidad morfotectónica viene determinado por la rotación de los bloques definidos por fracturas de dirección N120-140°E (SILVA *et al.*, 1993), con carácter dextral, una de las cuales es la mencionada Falla Cartagena-Murcia.

Como ya hemos dicho, esta Hoja comprende el límite meridional del Campo de Cartagena, el cual se construye a favor de los extensos piedemontes que se desarrollan al pie de las Sierras del Algarrobo-Cartagena, al Sur, y Carrascoy al Norte, donde llega a alcanzar una extensión de casi 30 km en su zona más amplia. Queda configurada así, como un extenso corredor de dirección general E-O que culmina en el Mar Menor donde alcanza su máxima anchura, de casi 40 km en total. Al respecto cabe mencionar que el Campo de Cartagena es la primera cuenca neógena que se sitúa en el dominio periférico del Arco de Águilas, externa a él (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Por lo demás cabe sólo destacar que el Campo de Cartagena constituye una amplia llanura, de poca pendiente y pocos contrastes topográficos, muy pedregosa, y de extrema aridez termo-pluviométrica, que era conocida como el "Desierto de Murcia" hasta principios del Siglo XX, cuyo relleno cuaternario está constituido de forma prácticamente generalizada, por los cuatro sistemas de abanicos aluviales, escalonados, descritos por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989).

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. Formas estructurales

Aunque en la Hoja de Cartagena no existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje, se han podido cartografiar no obstante algunas formas estructurales de origen tectónico, que mantienen una buena expresión en superficie como son fallas y fallas supuestas, cuya traza y características no presentan rasgos concretos que nos permitan asignarles un sentido concreto de movimiento. Entre ellas cabe destacar dos alineaciones tectónicas conjugadas, cartografiadas como fallas o fallas supuestas, que con una dirección N150° (NNO-SSO) y N30° (NNE-SSO), compartimentan el relieve. Estas alineaciones delimitan de hecho la Bahía de Cartagena y pueden seguirse en otros puntos, como es p.ej. a lo largo del relieve al que se adapta la Rambla del Portús. La escasez de anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad neotectónica, así como el hecho de que los frentes montañosos sean en general de tipo erosivo, indican la baja actividad tectónica reciente de todo este sector, lo que sugiere que se trata de accidentes previos, cuyo funcionamiento reciente como mucho debe haber consistido únicamente en un rejuego en la vertical con el consiguiente reajuste de los bloques en los que se ha compartimentado todo este sector, favoreciendo así el encajamiento de la red fluvial hacia el Oeste de Cartagena, que de hecho adquiere esta dirección, o la generación de la propia depresión donde se asienta dicha ciudad.

Otras alineaciones que pueden observarse en esta Hoja, son las de dirección N80°-90°, a las que parecen asociarse los frentes del Algarrobo y de la Sierra de Cartagena, así como los cursos de las Ramblas de Canteras, El Ladrillar y Benipila, previamente a su confluencia en esta última, en su tramo con dirección NNO-SSE.

Las flexuras y basculamientos, se registran en las unidades cuaternarias más antiguas (Abanicos aluviales del Sistema de Rebate, del Pleistoceno Inferior, SOMOZA, 1989) que se desarrollan cerca del relieve, en la zona de Canteras, donde probablemente estén ligados al funcionamiento de la falla que con dirección prácticamente E-O provoca el levantamiento de la alineación Venta del Lirio-Canteras.

Por último, sólo mencionar las formas estructurales de carácter predominantemente litológico, como son las crestas estructurales, que conforman alineaciones montañosas de mayor o menor envergadura, generadas por el afloramiento de materiales más resistentes a la erosión, y que se localizan en el interior de los relieves montañosos.

3.2.2.2. *Formas gravitacionales*

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Cartagena son los coluviones, forma asociada a los depósitos gravitacionales adosados a vertientes de fuerte pendiente. Los que presentan una mayor expresión morfológica, son todos los que orlan los diferentes relieves residuales, la mayoría de naturaleza volcánica, que se distribuyen entre Cartagena y La Unión, aunque también hay que mencionar los que se sitúan alrededor de los pequeños relieves residuales que se desarrollan en el sector noroccidental de la Hoja. Por otro lado, se pueden observar así mismo importantes acumulaciones de material coluvial al pie de algunos de

los relieves internos de la Sierra del Algarrobo, asociados a las laderas de fuerte pendiente generadas como consecuencia del marcado encajamiento que presenta la red fluvial en todo este sector.

Los conos o taludes de derrubios son depósitos que presentan unas características mixtas, donde los depósitos de gravedad se mezclan y solapan con formaciones de origen torrencial formada por coalescencia de conos de deyección de alta pendiente. Ejemplo de este tipo de formaciones son las que se desarrollan en la zona de los Puertos de Santa Bárbara y en Los Pepeles. La asignación cronológica se ha hecho en función de la edad asignada a los abanicos aluviales con los que se correlacionan estos depósitos.

Una distribución más limitada tienen otras formas no ligadas a depósitos, como las cicatrices de despegue y derrumbes o desprendimientos de rocas, características en general del interior de las Sierras del Algarrobo y Cartagena, así como de su frente litoral, sometido a una mayor inestabilidad geomorfológica, habiéndose podido cartografiar alguno de ellos a la escala de trabajo.

Por otro lado, los desplomes son importantes en el interior de las ramblas, especialmente en las de Benipila y el Ladrillar, que se encuentran fuertemente encajadas en los depósitos previos, con paredes verticalizadas que alcanzan desniveles de casi 20 m en algunos puntos. No obstante no son elementos cartografiables a la escala de trabajo.

3.2.2.3. *Formas fluviales*

Son las de mayor representación en la Hoja de Cartagena, y responden a los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan asociados a los frentes de las Sierras del Algarrobo y de Cartagena. Se han diferenciado dos tipos diferentes de superficies aluviales: Abanicos aluviales de alta pendiente, conos de deyección o abanicos torrenciales y Abanicos aluviales de baja pendiente, que parcialmente coinciden con los sistemas aluviales de Rebate, Campoamor y La Murta definidos por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989).

Al Oeste de Cartagena, asociados a las salidas de las Ramblas de Benipila y El Ladrillar, se pueden distinguir tres sistemas de abanicos aluviales encajados, con diferente grado de conservación, que han sido descritos como los sistemas aluviales de Rebate, Campoamor y La Murta, de más antiguo a más moderno (SOMOZA, 1989) cuyas edades abarcan desde el Pleistoceno Inferior al Superior, y que tienen su mejor desarrollo al pie de Carrascoy, en el sector más septentrional del Campo de Cartagena. Estos abanicos poseen en general una morfología típica, remarcada por el importante encajamiento de la red fluvial en todo este sector, así como por el basculamiento observado en los sistemas más antiguos, en las cercanías de Canteras. Se encuentran variablemente encostrados, llegando en las zonas más proximales a alcanzarse estadios de desarrollo de calcretas laminares de potencia significativa (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998).

Aunque en la zona Norte del Campo de Cartagena estos sistemas de abanicos parecen responder a la primera y segunda fase deposicional de SILVA *et al.*, (1992a y b), con una importante discordancia progresiva que registra el tránsito de los dispositivos de “agradación proximal en offlap” característicos de la primera fase a los de “agradación proximal en onlap” de la segunda fase, en el frente de la Sierra del Algarrobo, la baja actividad tectónica, hace que se presenten como cuerpos únicos, con depósitos muy extensos lateralmente, aunque de potencia que no llega a superar los 4-5 metros. La edad de estos abanicos, ha podido establecerse por la presencia de una colada basáltica datada en 1 Ma (DUMAS, 1977), que se intercala entre los depósitos aluviales en Venta del Lirio.

La última generación de abanicos de baja pendiente, corresponde a los denominados por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989) Sistema de Corvera, de edad Pleistoceno Superior, y Sistemas Holocenos, no representados en esta Hoja, sino que ocupan las zonas más distales del Campo de Cartagena, presentan en general un desarrollo de calcretas mucho menor que los descritos previamente, y además no se encuentra tan diseccionado por la red fluvial como ellos. Corresponden estos abanicos a los últimos sistemas que marcan el drenaje de las Sierras del Algarrobo y de Cartagena hacia el Norte, previos a la captura generalizada que se observa en los sectores más occidentales de la Sierra del Algarrobo (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Los sistemas pertenecientes a esta generación, se desarrollan al NO (pie de la Sierra del Algarrobo), y al NE de la Hoja, donde los sistemas aluviales se encuentran decapitados sin cabezeras de drenaje suficientes para generar los depósitos que rellenan todo este piedemonte hasta la Rambla del Albuñón, más al Norte.

Los últimos sistemas cartografiados bajo este epígrafe, constituyen en realidad elementos menores, holocenos, asociados a la desembocadura de las ramblas en la antigua bahía de Cartagena, con zonas de lagoon y marismas que en épocas históricas ocupaban todo el interior de esta ciudad.

En cuanto a los conos de deyección y abanicos torrenciales presentan en general un desarrollo de calcretas muy escaso, aunque no nulo (según los casos), y podrían relacionarse con el proceso generalizado de rejuvenecimiento del relieve que tuvo lugar a finales del Pleistoceno Superior, durante el Último Máximo Glacial. La importante bajada del nivel del mar aceleró los procesos de erosión remontante en los sistemas aluviales que drenaban hacia el Sur, con la consiguiente captura del drenaje y la reactivación del relieve al tener que adaptarse a un nivel de base dinámico mucho más cercano. Este cambio en la configuración de todo el drenaje, produjo no sólo la decapitación de los sistemas aluviales previos, sino también la creación de nuevas cuencas y nuevos sistemas aluviales. Todos ellos se han cartografiado asociados en primer lugar a las zonas apicales de los abanicos descritos en el frente del Algarrobo, superpuestos a ellos, y en segundo lugar rellinando las depresiones generadas como consecuencia del drenaje hacia el Sur. Ejemplos de estas depresiones, son las que se encuentran al Este de Cartagena, entre esta localidad y La Unión; en la depresión de Escombreras, o en Canteras.

Las terrazas fluviales no tienen un gran desarrollo en la zona siendo en muchos casos de difícil representación cartográfica a la escala de trabajo. No obstante las mejores secuencias pueden encontrarse asociadas a la Rambla de Benipila, ya en sus tramos más cercanos a Cartagena, donde confluye con la Rambla del Ladrillar. En esta zona se han podido determinar dos terrazas encajadas a +5 – 8 m y +12 – 15 m, que sin gran desarrollo lateral, representan diferentes estadios en el proceso de encajamiento de dicha rambla ligada a su conexión con el Mediterráneo por Cartagena, y por lo tanto a su adaptación a un nivel de base dinámico. Todos los niveles observados pueden describirse como terrazas colgadas que presentan sus respectivos Escarpes de Terraza colgada. Esta conexión debe estar ligada a la captura por parte de algún pequeño arroyo que drenaba esta Sierra hacia el Mediterráneo, que sufrió importantes procesos de erosión remontante ligados a la bajada del nivel del mar durante el Último Periodo Glacial. En general, las terrazas cartografiadas presentan poca potencia y están constituidos por depósitos de gravas y arenas, sin cementar, y con escaso desarrollo de costra calcárea, la más antigua.

Esta reorganización del drenaje, trajo consigo así mismo una reorganización del relieve, el cual sufrió importantes cambios en su fisonomía, con reorganización de la Divisoria Montañosa fundamentalmente en la Sierra del Algarrobo, lo que es mucho más evidente en el sector occidental de dicha Sierra, y un marcado encajamiento progresivo de los distintos cursos fluviales que se asociaron a este proceso de captura, principalmente todos los ligados al sistema de drenaje de la Rambla de Benipila.

Otras formas fluviales como son los fondos de valle colgado, se desarrollan mayoritariamente asociados a los sistemas de abanicos de baja pendiente que representan el drenaje de la Sierra de Cartagena hacia el Norte, es decir, hacia el propio Campo de Cartagena, previamente a su captura y conexión con el Mediterráneo por el Sur, a través de la bahía de Cartagena. Estos fondos de valle, en la actualidad no presentan mucha actividad, ya que en su mayoría no tienen cabeceras suficientemente amplias como para asegurar un drenaje muy efectivo hacia el Norte, de hecho, no guardan relación dimensional con los abanicos asociados. Algunos de estos depósitos de fondo de valle, van a morir a una antigua llanura endorreica que se desarrolla inmediatamente al Norte de Cartagena, y que constituye un testigo de la configuración del drenaje previa a la captura mencionada hacia el Sur.

Los procesos de incisión lineal a que se han visto sometidos la mayor parte de los sistemas fluviales están ligados al proceso de encajamiento y erosión remontante, que tiene su inicio en la importante bajada del nivel del Mar registrada durante el Último Máximo Glaciar, hace c.a. 18.000 años BP (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

Por último tanto los fondos de valle aluvial, como los de rambla, destacan por su carácter dinámico y por su torrencialidad, sea la categoría que sea. En todo el entorno de la Hoja de Cartagena ningún cauce posee carácter permanente, sino que constituyen aparatos netamente torrenciales con funcionamiento efímero o episódico que se encuentran secos durante la mayor parte del año, o lo que es lo mismo ramblas típicas del clima Mediterráneo (VIDAL

ABARCA, *et al.*, 1997; LÓPEZ BERMÚDEZ, *et al.*, 2002). En alguno de estos cauces, es posible observar una importante organización de los materiales detríticos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas (CONESA GARCÍA, 1987), que sólo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995). En algunos casos los propios fondos de los valles aparecen cementados, generándose así importantes escalones de erosión remontante. Este es un proceso muy característico en el fondo de las Ramblas de El Ladrillar y de Benipila, pudiendo alcanzar variaciones de altura considerables, que en algunos casos llegan a ser de hasta casi 10 m.

Mención especial merece el fondo de valle aluvial que se desarrolla inmediatamente al Norte de Cartagena, en paralelo a la barriada de Los Dolores, entre la Carretera hacia el Albuñón y la red de FFCC ya que constituye un antiguo canal de desagüe procedente de la Rambla del Albuñón. Este fondo aluvial, aunque no forma parte del drenaje más activo de la Hoja de Cartagena, ya que no presenta un encajamiento tan marcado como p.ej. las Ramblas de Benipila y El Ladrillar, sí debe considerarse activo, ya que constituye una de las salidas del sistema del Albuñón, durante las crecidas de caudal extraordinarias, siendo de hecho la zona de mayor peligrosidad por inundación, con un peligrosidad intermedia según el Mapa de Riesgo de Inundaciones elaborado por ITGE-CARM (1995).

3.2.2.4. *Formas endorreicas y semiendorreicas*

Como formas endorreicas, en la Hoja de Cartagena, únicamente se ha cartografiado una extensa zona que se desarrolla al Norte de la citada ciudad, en el límite con la Hoja de Torrepacheco. Aunque su expresión morfológica no es realmente muy llamativa, su significado geomorfológico sí reviste mayor importancia ya que nos ayuda a interpretar la evolución reciente de todo este sector del Campo de Cartagena. Esta depresión, parece constituir una antigua zona de "playa lake" donde confluían los abanicos aluviales que bajaban de la Sierra de Cartagena hacia el Norte y los abanicos más recientes del Sistema de La Murta definido por SOMOZA (1989) ya dentro del Campo de Cartagena, los cuales con una dirección de drenaje hacia el SE constituyen la última generación de abanicos aluviales pre-holocenos en el Campo de Cartagena. Éste área endorreica constituye un excelente testigo de la configuración del paisaje en el Campo de Cartagena durante el Pleistoceno Superior.

En realidad esta depresión endorreica representa un momento en el que el drenaje de todo este sector estaba muy mal definido, con un relieve muy plano o suavemente inclinado, y una alimentación procedente por un lado de la Rambla del Albuñón, y por otro lado de los canales de alimentación de los abanicos aluviales que bajaban desde la Sierra de Cartagena, la cual aislaba al Campo de Cartagena del Mediterráneo por el Sur, siendo la zona del Mar Menor la única vía de salida del drenaje. En la actualidad la conexión de este drenaje con el Mediterráneo a través de la Rambla de Benipila, y la existencia de la depresión que se desarrolla entre la alineación morfológica de los Cabezos Beaza, Ventura, Roche, de la Atalaya, Álvarez, etc., y la Sierra de Cartagena s.s., hace que los abanicos que bajaban desde estos relieves hacia el

Norte, se encuentren prácticamente inactivos, alimentados por unos sistemas fluviales decapitados o con cabeceras muy reducidas. Este hecho hace que dicha depresión endorreica, sólo presente encharcamientos temporales o inundaciones, en momentos de máximas crecidas extraordinarias de la Rambla del Albujón, tal y como queda reflejado en el Mapa de Peligrosidad por Inundaciones elaborado por ITGE-CARM (1995).

3.2.2.5. *Formas litorales*

El litoral de la hoja de Cartagena, al igual que la mayor parte del litoral de la Región de Murcia, se ve afectado por vientos dominantes del Este (Levante) y del Sureste, y en menor medida por los de Poniente y Noroeste. Esta dirección de los vientos dominantes hace que en general la deriva litoral, en todo el sector que abarca la Hoja de Cartagena, presente una importante componente hacia el Este. No obstante la escasez de aportes sedimentarios por parte de las ramblas, así como la morfología acantilada e irregular de la costa, no permiten el desarrollo de formas sedimentarias típicas asociadas a esta deriva litoral. En lo que respecta a la morfología dominante de todo este sector litoral, dominan los acantilados de alturas superiores a 25 m, condicionados por el afloramiento a lo largo de toda la costa de materiales del sustrato bético, así como por el hecho de que las Sierras que limitan el Campo de Cartagena, Sierras del Algarrobo y de Cartagena s.s., conectan directamente con el mar, sin que morfológicamente sea posible el desarrollo de ningún tipo de llanura prelitoral, que permita el desarrollo de unidades marinas. De hecho, las Sierras entran al mar continuando su elevada pendiente hasta al menos los 50 m de profundidad.

Al Oeste del Cabo Tiñoso, a lo largo de las playas de Chapineta y San Ginés, se desarrolla localmente un pequeño acantilado de 1-2 m de altura, labrado sobre los materiales de los abanicos aluviales y depósitos de piedemonte que bajan de los relieves de la Chapineta, y que limita la playa por su parte trasera. En este mismo sector, al pie de dichos relieves de la Chapineta, y a unos 25-30 m de altura, se localiza un pequeño afloramiento constituido por gravas bien seleccionadas y bien redondeadas, muy cementadas, que corresponden a la única terraza marina, que se ha podido identificar en toda la Hoja.

La morfología de la costa, abrupta y acantilada por lo general, sólo permite el desarrollo de pequeñas playas o calas ("pockets"), predominantemente de arenas, en los entrantes que dejan sus irregularidades, muchas de ellas de difícil o imposible acceso por tierra, como son Cala Cerrada, Cala Abierta y Cala Salitrona en Cabo Tiñoso. Otras playas de mayor longitud, aunque no sobrepasan nunca los 500 m, son las playas del Portús y Cala Cortina, que aunque mucho más reducida, constituye realmente la "playa de Cartagena". Mención aparte merece la Playa del Gorgel, en el extremo oriental de la Hoja, que ha sufrido un relleno inducido por la actividad minera de la zona, y del que trataremos en el apartado de formas antrópicas.

Por último, todo el centro de la ciudad de Cartagena, exceptuando los barrios ubicados en los cabezos que lo separan de la bahía, y que de hecho es donde se sitúan el Teatro Romano y la mayor parte de los edificios históricos, conforma una extensión plana, cartografiada como

“lagoon” colmatado, que se conecta morfológicamente con el mar por el Oeste a través de la Rambla de Benipila y por el Este a través de la zona deprimida del Barrio de los Mateos. De hecho si atendemos a la descripción que Polibio hace de Cartagena en el libro X de sus *Historias*, (POLIBIO, 1986), nos podemos hacer una idea de cuál era la morfología real de esta ciudad cuando Escipión la conquistó, en el año 210 a.C., “*Está situada Cartagena en un golfo orientado al Suroeste... Al fondo del golfo se eleva una montaña que forma una península, sobre la que precisamente está la ciudad, rodeada de mar por el Oriente y al Mediodía; y por el Occidente por una laguna que llega también hasta el Norte...*” la descripción que hace en otro epígrafe de dicha laguna indica que era poco profunda y vadeable. Esta descripción de Cartagena, junto con la morfología que aún hoy se preserva, indica, que en realidad se trataba de una laguna costera o “lagoon”, protegido del mar por la existencia de los relieves mencionados, donde la poca profundidad probablemente favoreciese el desarrollo de marismas. En la actualidad esta laguna se encuentra totalmente colmatada, sin que queden más registro de sus orígenes que la morfología plana que presenta todo este sector de la ciudad de Cartagena que se extiende hasta la Barriada de los Cuatro Santos y las nuevas urbanizaciones que se han desarrollado en la explanada a la salida hacia Mazarrón.

3.2.2.6. *Formas poligénicas*

Dentro de este tipo de unidades morfológicas se encuentran los glacis de cobertera, los cuales constituyen bajadas aluviales de muy poca pendiente asociadas por lo general a relieves de poca relevancia con drenaje muy mal definido. Mención especial merecen los glacis cartografiados inmediatamente al Norte del Barrio del Peral, en la zona conocida como Los Molinos. En esta zona se desarrollan en continuidad morfológica con los abanicos aluviales que partiendo de la Sierra de Cartagena, finalizan en la depresión endorreica descrita más arriba, por lo que se consideran representativos de la misma etapa evolutiva. Estos glacis de cobertera, no se encuentran en la actualidad asociados a ningún relieve de importancia, siendo los Cabezos de Beaza y de la Fraila los únicos que se observan en su área de cabecera. Por el contrario, a lo largo de gran parte de su zona proximal se aprecia un pequeño que parece truncar y separar dichas unidades morfosedimentarias de su fuente de sedimentos. Este escarpe delimita la depresión que se extiende entre Cartagena y La Unión, la cual se interpreta como ligada al proceso de captura y encajamiento de la red fluvial durante el Pleistoceno terminal.

Por otro lado, el carácter “erosivo” de los frentes montañosos representados en la Hoja de Cartagena, hace que sea bastante frecuente la existencia de relieves residuales asociados a ellos, siendo especialmente abundantes tanto en la zona de piedemonte de la Sierra del Algarrobo, en el NO de la Hoja, como los ya mencionados cabezos que se distribuyen entre Cartagena y La Unión.

La mayoría de estos denominados “relieves residuales” responden en realidad al afloramiento de chimeneas o pitones volcánicos que se han preservado como resaltes morfológicos por erosión diferencial. Muchos de estos afloramientos volcánicos están formados por basaltos alcalinos, de edad entre 2,6 y 1 Ma (BELLÓN, 1983; DUMAS, 1977), los que les convierte en las

manifestaciones volcánicas más recientes del SE peninsular, restringidas al área de Cartagena. El resto de las manifestaciones volcánicas, sobre todo las que se distribuyen entre Cartagena y La Unión, representan una etapa previa de vulcanismo, de naturaleza riolítica y edad Tortoniense-Messiniense.

Se han diferenciado escarpes poligénicos, cuya altura es mayor de 100 m, y quedan restringidos a aquéllos que se desarrollan en el interior de los macizos montañosos, fundamentalmente dentro de la Sierra del Algarrobo, y que aunque tengan un origen fluvial primario, su elevada pendiente, hace que sean retocados por procesos de tipo gravitatorio. Estos grandes escarpes están ligados al proceso de rejuvenecimiento general de esta Sierra como consecuencia de una adaptación a un nivel de base dinámico, y probablemente también a un levantamiento o reactivación tectónica, más evidente en el extremo oriental de la Sierra del Algarrobo, ya en la zona del Puerto de Mazarrón (BARDAJÍ, 1999; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Paralelamente, estos grandes escarpes suelen estar asociados a los restos de una antigua superficie de erosión degradada, que en muchos casos constituye la "línea de cumbres" o superficie cimera de la Sierra del Algarrobo. Esta superficie de erosión, puede ser considerada como restos de un auténtico paleorrelieve, es decir, probablemente correspondan a retazos conservados del relieve que presentaba esta Sierra en los momentos previos a todo el proceso de rejuvenecimiento que ha experimentado de forma más o menos continuada probablemente desde el Pleistoceno Inferior.

Los últimos tipos de formas de carácter poligénico cartografiados en la Hoja de Cartagena, son los cerros cónicos y los collados. Los primeros consisten en pequeños relieves alomados con alturas que raramente superan los 50 m, con respecto al terreno que les rodea, y que suelen constituir formas erosivas labradas sobre materiales sedimentarios neógenos. En general estos relieves presentan laderas erosivas sin que lleguen a formarse regueros o cárcavas. Se localizan fundamentalmente en el sector NO de la Hoja, en la zona de Tallante. Por último, se ha incluido únicamente algún collado, o zonas de paso, por su marcada expresión morfológica.

3.2.2.7. *Formas antrópicas*

Como ya hemos mencionado al principio de este capítulo, las Sierras de Cartagena presentan una de las mayores presiones antrópicas de toda la región de Murcia. En primer lugar, las Escombreras y Vertederos producto de la extensiva explotación minera que ha sufrido toda la zona de La Unión, desde la época de los cartagineses y que en la actualidad está ya prácticamente parada. Este exceso de explotaciones mineras, han llevado acompañada una masiva acumulación de residuos en escombreras de alta inestabilidad gravitacional y además, al estar formadas por materiales sueltos en su mayoría de pequeña granulometría, fácilmente erosionables. Al gran impacto visual que ofrecen estas laderas totalmente cubiertas por escombreras, hay que sumar el impacto ambiental de las mismas. Como ya hemos dicho, la fácil erosionabilidad de estos materiales, facilita su removilización con las lluvias de manera que provocan efectos secundarios como son los rellenos artificiales. En este sentido, aunque no han sido diferenciados cartográficamente, sí pueden observarse dos tipos de rellenos inducidos, en primer lugar los que tienen lugar en el interior, como son los que, a modo de

depósitos aluviales, tapizan fondos de valle y depresiones, algunos ejemplos pueden observarse en las cercanías de La Unión; y en segundo lugar los depósitos que rellenan bahías o pequeñas calas en el litoral. Este proceso es especialmente dramático en la Bahía de Portman, ya fuera de la Hoja de Cartagena, aunque también es importante en la Playa del Gorgel. En estas playas, el exceso de material de residuos procedentes de las explotaciones mineras, vertido directamente al mar, o simplemente reabajado por las aguas superficiales, hace que sea imposible su reabajamiento por parte del oleaje o las corrientes litorales, de manera que se ha generado un exceso sedimentario que produjo el relleno progresivo de dichas bahías, con resultados catastróficos, como en el caso de Portman, donde el antiguo puerto se encuentra en la actualidad a más de 1 km de la línea de costa. Este exceso de aportes sedimentario se ve también reflejado en la morfología de la plataforma, y sobre todo en la anómala acumulación de sedimentos (más de 20 m) finos que se registra frente a dicha Bahía (REY *et al.*, 1983).

Por último hemos cartografiado todo el valle de Escombreras como Superficie fuertemente remodelada por el hombre ya que presenta una alta densidad de industrias instaladas en su seno, principalmente refinerías de petróleo, que se extienden también hasta las cercanías de Alumbres, y cuyo impacto visual y ambiental es tremendo.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos aluviales y, en menor grado, fluviales relacionados con los Sistemas de abanicos que rellenan el Campo de Cartagena y las ramblas asociadas.

Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos aluviales responden a conglomerados y gravas, con diferente grado de cementación, de cantos de litología metamórfica, fundamentalmente dominan elementos fisibles tales como las pizarras, esquistos y mica-esquistos, aunque también pueden ser apreciables otras litologías como cuarcitas, calizas mesozoicas, y calizas y yesos neógenos. El calibre de los cantos puede ser a veces de gran tamaño, superando el metro de diámetro en zonas proximales o formaciones de coluviones y/o piedemonte, que a su vez son más ricas en matriz arcillo-limosa. Su estado de rodadura, es variable pero por lo general al tratarse de litologías metamórficas son abundantes los cantos angulosos y subangulosos de geometrías alargadas.

Los depósitos asociados a sistemas endorreicos o semiendorreicos, así como al lagoon colmatado de Cartagena, están por el contrario dominados por limos y arcillas, con cantidades variables de materia orgánica.

En la zona de la Sierra del Algarrobo, el sector más meridional del Campo de Cartagena se caracteriza por un predominio de formaciones edáficas de costras calcáreas (calcretas) que pueden llegar a alcanzar espesores considerables, superpuestos a los abanicos aluviales más proximales de esta Cuenca. Estos materiales aluviales tienen por lo general granulometría

gruesa (tamaño grava y arena), dominando, por el contrario los detríticos más finos, limo y arcilla, en las zonas distales.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El análisis geomorfológico de esta Hoja, nos muestra una serie de pequeños indicios, testigos de una evolución del relieve con marcados e importantes cambios. En primer lugar, la existencia de restos de una antigua superficie erosiva, que aunque ya muy degradada, todavía se conserva en las zonas más elevadas de la Sierra del Algarrobo, nos habla de un paisaje probablemente precuaternario, pero que continuó hasta el Pleistoceno Inferior, caracterizado por un nivel de base relativo más elevado que el actual. Este nivel de base relativo coincidiría con el de los abanicos aluviales más antiguos cuyo nivel de base propio, sería el sistema fluvial de la Rambla del Albujón, que discurre al Norte de esta Hoja, y drena en el Mediterráneo por el Mar Menor. Esta primera etapa estaría caracterizada por un drenaje tanto de la Sierra del Algarrobo, como de la Sierra de Cartagena, hacia el Norte, con desarrollo de los sistemas de abanicos aluviales descritos por SOMOZA (1989) y SOMOZA *et al.*, (1989), para el Campo de Cartagena. De los sistemas definidos por dichos autores, en esta Hoja se desarrollan siguiendo un dispositivo de encajamiento y asociados al frente del Algarrobo, los Sistemas de Rebate, Campoamor y La Murta, los cuales cubren prácticamente todo el Pleistoceno. Los dos primeros sistemas constituyen un techo de piedemonte escalonado, con un desarrollo generalizado de calcretas. Datos paleomagnéticos del sistema de Campoamor en sus tramos más distales, indican que durante su depósito se produce el tránsito Brunhes-Matuyama o Pleistoceno Inferior-Medio (SOMOZA *et al.*, 1989). Toda esta evolución y encajamiento de los sistemas aluviales esta dirigido por una elevación progresiva del Algarrobo, y Sierra de Cartagena, puesta de manifiesto también por el basculamiento observado en los abanicos más antiguos en la zona de Canteras. Al final del Pleistoceno Superior, probablemente coincidiendo con el Último Máximo Glacial y por lo tanto con una posición del nivel del mar mucho más baja que la actual, se produce una importante reactivación y rejuvenecimiento del relieve, con la captura generalizada del drenaje por parte de los tributarios que se dirigían directamente al Mediterráneo por el Sur. Esta captura del drenaje se pone de manifiesto por el marcado encajamiento de las ramblas que bajan de la Sierra del Algarrobo, en los abanicos aluviales más antiguos, así como por la anómala longitud de los cursos fluviales con relación a las dimensiones de los abanicos, lo cual es mucho más evidente en la Hoja de Mazarrón, al Oeste de esta. Otro hecho que evidencia este importante cambio, es la falta total de cabecera e incluso de sistemas de alimentación, que presentan los abanicos que bajan hacia el Norte en la zona de La Unión, los cuales se encuentran decapitados, y separados de su sistema de alimentación por la depresión del Hondo. Paralelamente, el rejuvenecimiento del paisaje se hace también patente en el interior de las Sierras del Algarrobo y de Cartagena, donde se observa una red de drenaje caracterizada por una marcada incisión lineal, característica de su reajuste al nivel de base dinámico, que constituye el nivel del mar.

El último rasgo que marca la evolución geomorfológica de este sector, lo constituye la propia ensenada de Cartagena, en donde el movimiento normal de la terminación meridional de la

Falla de Cartagena-Murcia, favorece el desarrollo de un antiguo “lagoon”, lo que condicionó el asentamiento como ciudad portuaria de Cartagena. Cuando la ciudad fue conquistada por los romanos en el año 210 a.C., ésta se encontraba ubicada en una península, separada de tierra firme hacia el Norte por una laguna de poca profundidad que se conectaba con el mar por el Oeste. En la actualidad, esta zona de marismas está totalmente desecada y ganada para el desarrollo de nuevos barrios de Cartagena.

3.5. PROCESOS ACTIVOS

Los procesos geológicos activos dentro de la hoja de Cartagena, son por orden de peligrosidad potencial los relacionados con los procesos de inundación (avenidas o riadas), neotectónica y sismicidad, procesos gravitatorios, y erosión (y aridificación) del territorio. Todos ellos se encuentran bien caracterizados y catalogados en el Atlas inventario de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). Así mismo existen diferentes trabajos cartográficos de extensión regional acerca de sismicidad y fallas activas, como son los Mapas Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia publicados por el ITGE-CARM (BAENA *et al.*, 1994).

3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas

Aunque la región de Murcia presenta una importante Actividad Neotectónica y de Fallas, el área que abarca la Hoja de Cartagena, se caracteriza, por el contrario por una notoria escasez de rasgos neotectónicos, congruente con el carácter más bien erosivo de los frentes montañosos. Las principales directrices tectónicas descritas en el estudio morfoestructural, afectan fundamentalmente a materiales precuaternarios, quedando su actividad reciente puesta de relieve únicamente mediante el basculamiento de los bloques estructurales que delimitan. Evidencias de este basculamiento podemos encontrarlas en los depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior que se desarrollan en las cercanías de la localidad de Canteras, o en el encajamiento observado en los sistemas de abanicos más antiguos asociados también al frente del Algarrobo y que se genera como consecuencia del levantamiento progresivo de dicho sector.

Se observan algún caso de rectificaciones de la red de drenaje como por ejemplo, la rambla que circula por el valle de Canteras, que se adapta a la prolongación hacia el Oeste de la Falla Cartagena-La Unión.

Esta falla presenta asociados algunos frentes montañosos, o segmentos de frentes mayores, con marcado carácter rectilíneo, que hace que puedan ser considerados frentes de falla. El mejor ejemplo de este tipo de anomalía, lo constituye el frente de la Sierra de Cartagena, en la zona que discurre entre esta localidad y Alumbres, para luego continuar, aunque más desdibujado, hasta La Unión. Asociada a este frente se desarrolla la depresión del Hondón, que se extiende entre Cartagena y La Unión, y que separa los abanicos aluviales asociados a

la Sierra de Cartagena, y las cuencas de drenaje de sus canales alimentadores, los cuales se encuentran todos decapitados.

Esta escasez tan marcada de anomalías ligadas a la actividad reciente de fallas, en una zona, como es la Región de Murcia, que se caracteriza por ser una de las de mayor actividad neotectónica de la Península, debe ser analizada dentro del marco estructural regional. En todo el SE peninsular, la actividad neotectónica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana. En este contexto, la mayor actividad tectónica durante el Neógeno y Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987, SILVA *et al.*, 1993), se concentra a lo largo de denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales, el cual constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIERE *et al.*, 1988), que discurre según una dirección general NE-SO desde Almería hasta Alicante. En lo que respecta al Campo de Cartagena, la mayor actividad se ha concentrado en su borde Norte, (Frente Montañoso de Carrascoy), con el desarrollo de la denominada Flexura del Campo de Cartagena (BAENA *et al.*, 1994), de dirección N60°-70°E, que condiciona el encajamiento de los sistemas de abanicos aluviales definidos por SOMOZA (1989), y asociada al movimiento de elevación de dicho frente. Hacia el Sur esta actividad tectónica reciente va amortiguándose progresivamente desarrollándose el Surco de Subsistencia E-O del Mar Menor, responsable del actual trazado de la Rambla de Fuente Álamo y del Albujón, con tasas de subsidencia estimadas en 7 cm/ka, y que a su vez favoreció el desarrollo de los sistemas de abanicos que bajaban desde la Sierra de Cartagena hacia el Norte. Finalmente, en los frentes Montañosos que comprende esta Hoja, del Algarrobo y Sierra de Cartagena, la actividad tectónica, sólo se hace evidente mediante el basculamiento relativo de los diferentes bloques estructurales.

En lo que se refiere a la actividad volcánica asociada, sólo mencionar que el vulcanismo más reciente de todo el SE de la Península Ibérica es el del Campo de Cartagena, de carácter basáltico, y que aflora en esta Hoja. Este vulcanismo ha sido datado por BELLÓN *et al.*, (1983) como Plioceno, con edades que oscilan entre 2,6 y 2,8 Ma, aunque las dataciones hechas por PAVILLON (en DUMAS, 1977) le dan una edad de 1 Ma al vulcanismo basáltico de Venta del Lirio, congruente con la intercalación observada de una colada entre los depósitos de abanicos aluviales correspondientes al Pleistoceno Inferior. Edades similares han sido propuestas para el vulcanismo del Cabezo Negro, al SO de la Venta del Lirio, donde una colada basáltica se adapta al relieve recubriendo unos depósitos de piedemonte cuaternarios (ARANA *et al.*, 1999). En ambos casos hay que mencionar que bajo estas coladas basálticas se desarrolla un paleosuelo tipo almagre, con importante enrojecimiento producido por la elevada temperatura del material volcánico suprayacente.

3.5.2. Procesos gravitatorios y de ladera

La peligrosidad relacionada con procesos gravitatorios o de ladera en la Hoja de Cartagena es más bien baja, llegando a considerarse nula a lo largo de todo el margen meridional del Campo de Cartagena, con pendientes menores de 4°. Esta peligrosidad aumenta ligeramente, alcanzando un valor de peligrosidad media, en los frentes montañosos de las Sierras del

Algarrobo y Cartagena, en donde la pendiente (>25%) unida a la litología dominante (calizas y dolomías masivas), hace que esta peligrosidad se deba a desprendimientos más o menos activos y caídas de bloques. De hecho el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995), clasifica a la zona de menor pendiente con un grado nulo de peligrosidad, y a la zona de las Sierras les adjudica un grado medio, con desprendimientos activos y posibilidad de ocurrencia de nuevos movimientos.

Por otro lado, hay que tener también en cuenta el marcado encajamiento que presentan las ramblas, generando zonas de mayor peligrosidad por la verticalización de las paredes. Esta peligrosidad se ve aumentada por la diferencia litológica entre las arenas sin cementar que constituyen el sustrato neógeno y los conglomerados encostrados superpuestos, lo que favorece el socave lateral de las ramblas durante épocas de crecida, desencadenándose desplomes y vuelcos. En concreto las Ramblas de Benipila y El Ladrillas, pueden llegar a presentar paredes subverticales de unos 15 m de altura coronados por paquetes de conglomerados cementados por debajo de los cuales es común el desarrollo de surgencias que con el tiempo descalzan los conglomerados superiores. Según la clasificación de los grados de peligrosidad de los principales cascos urbanos de la Región de Murcia, en función (ITGE-CARM, 1995), Cartagena presenta un grado nulo.

No obstante, hay que tener en cuenta también, el peligro añadido por la actividad antrópica que suponen las numerosas escombreras generadas por la actividad minera en la zona de La Unión, donde a unas elevadas pendientes, se le suma la naturales fina y disgregable de este tipo de material, y además el carácter tóxico en muchas ocasiones, que hace difícil su estabilización con vegetación. Por estas razones, todas las escombreras deben ser consideradas como de peligrosidad potencial alta.

3.5.3. Procesos erosivos

Los procesos erosivos no son especialmente relevantes en esta Hoja, debido fundamentalmente al escaso afloramiento en superficie de materiales con especial susceptibilidad. No obstante se pueden identificar diferentes patrones en la distribución de este tipo de procesos, y en especial los ligados a la acción fluvial o escorrentía superficial.

La diferencia litológica presente en los relieves que conforman la Sierra del Algarrobo, condiciona la existencia de dos patrones muy diferentes en el estilo erosivo. En primer lugar, los materiales mucho más resistentes del sustrato bético, que en esta hoja está constituido principalmente por calizas y dolomías alpujárrides, en donde la erosión se concentra a lo largo de los pequeños arroyos que bajan al mar, sin que sea especialmente marcada más que a mayor escala temporal. En este sentido, hay que mencionar que la mayor parte de los arroyos que drenan tanto esta Sierra como la de Cartagena, sobre materiales béticos, lo hacen en sentido Sur.

En segundo lugar, en la vertiente Norte de la Sierra del Algarrobo, se observa un patrón erosivo marcadamente diferente, condicionado por el afloramiento de materiales nevado-filábrides, de naturaleza más friable, y por lo tanto más fácilmente erosionables, y que se prolongan hacia el Norte por el umbral de Las Victorias, así como por los materiales detríticos del Mioceno Superior, aflorantes a lo largo del sector Galifa-Canteras. En toda esta zona, la densidad del drenaje aumenta considerablemente, adquiriendo un patrón marcadamente dendrítico, en donde la incisión lineal constituye el proceso erosivo dominante.

Por el contrario, a lo largo del frente Norte de la Sierra de Cartagena, tanto en la depresión del Hondo, como en la superficie de los abanicos que bajan hacia la Rambla del Albuñón, al Norte, el tipo de escorrentía, es mucho más difusa, caracterizada por procesos de arroyada difusa, activa tan sólo durante los escasos episodios torrenciales.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación

Dentro de la Región de Murcia, Murcia, Orihuela, Lorca y Cartagena han sido tradicionalmente las poblaciones más afectadas por las crecidas de los ríos y ramblas. En concreto las localidades de Lorca, Cartagena y todas las comprendidas entre Cieza y el mar a lo largo del Segura se encuentran catalogadas como áreas inundables de primer orden dentro del Libro Blanco del Agua de 1988 (CAMARASA BELMONTE, 2002). En la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988) y el Atlas inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) se documentan más de 200 episodios de avenidas, riadas, crecidas o inundaciones desde el año 1.482 D.C., aunque existen referencias escritas desde el 1.258 D.C. La mayoría de estas inundaciones están relacionadas con crecidas en los sistemas fluviales del Segura y del Guadalentín, ambos con un sistema hidrológico prácticamente permanente, aunque con caudales sometidos a la lógica variación estacional o interanual característico de los ríos mediterráneos. No obstante, los sistemas de ramblas en toda la región, con un régimen episódico y torrencial, bastante irregular, constituyen un peligro potencial de mayor importancia en el análisis de la peligrosidad por inundaciones.

La Rambla de Benipila, es el principal sistema fluvial de la Hoja de Cartagena, ya que sus 22 km de longitud y los 131 km² que presenta su área de drenaje, se encuentran prácticamente en su totalidad dentro de esta Hoja. No obstante, tanto esta rambla como sus ramblas afluentes, como la del Ladrillar, se presentan fuertemente encajada en la superficie de los abanicos más antiguos, por lo que su desbordamiento durante los episodios de crecidas extraordinarias es bastante improbable, ejerciendo un papel meramente de transmisión de los caudales de crecida hacia aguas abajo, hasta su desembocadura en Cartagena. El tramo final de esta rambla se encuentra canalizado a su paso por la ciudad, no obstante el marcado encajamiento que presentaba en sus tramos iniciales y medios, desaparece al llegar a Cartagena, donde discurre por la llanura que en la antigüedad constituía la laguna somera y zonas de marismas que la rodeaban, lo que aumenta mucho el riesgo de inundaciones.

Por otro lado en las afueras de la ciudad de Cartagena, coincidiendo con esta llanura mencionada, tiene lugar la confluencia de esta Rambla con un antiguo canal de desagüe de la Rambla del Albujón. De hecho, las mayores inundaciones históricas están ligadas a la crecida de la rambla del Albujón, que aunque discurre a más de 10 km de distancia hacia el Norte, presenta esta conexión directa a través de un cauce que en dirección N-S ejerce de desagüe directo al Mediterráneo, produciéndose la confluencia de los caudales punta de crecida de ambas ramblas en las afueras de la ciudad. Todo esto condiciona el que los riegos de inundación en esta Hoja, se concentren en la ciudad de Cartagena, como se pone de manifiesto por las inundaciones históricas registradas, como es la de 1917, que inundó toda la zona baja de la ciudad causando importantes pérdidas de vidas y bienes. No obstante, dadas las características fisiográficas de la propia ciudad, cuya ubicación histórica fue condicionada por su carácter portuario, situada en unas colinas rodeadas prácticamente en su totalidad por agua, la peligrosidad por inundaciones se ve reducida a un 20% de área del casco urbano afectable, lo que contrasta con la consideración de toda la zona que se extiende entre la ciudad y la Rambla del Albujón, como zona inundable con peligrosidad potencial máxima o intermedia, (ITGE-CARM, 1995).

3.5.5. Procesos ligados a la dinámica litoral

La dinámica litoral en la Hoja de Cartagena, y fundamentalmente los procesos asociados 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 hídrico 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 hecho trae como consecuencia la falta continuada de sedimentos, ya que estos sólo son aportados durante crecidas extraordinarias de las ramblas. 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 a favor de irregularidades en la línea de costa. La segunda repercusión importante, es el prácticamente inexistente desarrollo de áreas con predominio de procesos de acreción activa. Mención aparte merecen las playas del Gorgel y de la Bahía de Portman (ya en la Hoja de Llano del Beal) donde el exceso sedimentario generado por la importante actividad minera en la zona, ha dado lugar al avance exagerado de la línea de costa, y la colmatación de las bahías donde se ubicaban.

El tercer factor al que se ha hecho referencia, es el tipo de costa. Todo este sector, desde Cabo Palos hasta Cabo Tiñoso, se caracteriza por ser un tipo de costa abrupta y acantilada, con una morfología muy irregular, condicionada por la caída directa de los relieves montañosos al

mar, sin desarrollo de ninguna llanura prelitoral que sirva de enlace entre el relieve y el mar. Este hecho hace que, en general, este tramo de costa, esté constituido por lo que pueden denominarse “acantilados duros”, es decir formados por rocas compactas, muy resistentes a la erosión, con altura superior a los 100 m. En ambos casos, la existencia de estos “acantilados duros” favorece la resistencia a la erosión, dificultándose el retroceso generalizado de la línea de costa, que sufren la mayoría de las costas españolas.

La suma de estos dos aspectos (ramblas y morfología de la costa), hace que el aporte de sedimentos total a este tramo costero sea muy bajo, o prácticamente nulo. Consecuentemente las corrientes litorales, al no tener material para transportar, no generas zonas de acreción activa, lo que se pone de manifiesto por la escasez de playas en todo este sector.

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.

3.5.6. 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 Maghreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión de las placas Euroasiática y Africana ya mencionada. 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 MARTINEZ SOLARES, 1983). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales.

Como ya hemos indicado en el apartado previo, esta zona Sur del Campo de Cartagena, se queda de alguna manera aislada del área de mayor actividad neotectónica y sismotectónica, marcada por el recorrido del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales, donde se concentran al mayor número de eventos catalogados. Por el contrario, en el entorno de Cartagena, según la base de datos del Instituto Geográfico Nacional únicamente hay catalogados dos terremotos históricos, uno anterior a 1901, de intensidad entre III y V, y el segundo, en Cartagena, en el año 1523, de intensidad IX (BAENA *et al.*, 1994). En lo que respecta a la sismicidad instrumental, sólo hay catalogados 2 o 3 terremotos en la plataforma frente a este sector costero, siempre de magnitud inferior a 4.

La peligrosidad sísmica de la Región de Murcia puede catalogarse como media-alta comparada con el resto del territorio español, de hecho ha sido objeto de análisis de zonificación sísmica a diferentes escalas. Así la Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sis-

morresistente (NCSE-02), atribuye a la zona Cartagena aceleraciones horizontales básicas (a_b) entre los 0.08 y los 0.04 g. En concreto la MCSE-02 asigna al Municipio de Cartagena un valor de 0.07 g, lo que se relaciona con intensidades \leq VI MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) asignan a la zona de Cartagena una aceleración sísmica variable entre 0,12 y 0,11 g, disminuyendo de E a O, aunque la incluye dentro de las áreas con aceleración sísmica básica superior a 0,13 g o con vibración incrementada por amplificación sísmica local.

Por otro lado, existen registros históricos acerca de la llegada de tsunamis a la Bahía de Cartagena, algunos de los cuales están descritos en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). Uno de ellos, referido a la España musulmana (S. XII y XIII), se debe a Yaqut (GAMAL ABD AL-KARIM, 1974) y relata como la ciudad de Al-Andalus denominada Cartagena *“fue destruida por las aguas del mar que invadieron casi su totalidad a excepción de una parte en la que vive actualmente un grupo de gente. Fue reconstruida a imitación de la Cartago africana”*. Este Atlas Inventario incluye otras referencias a la posibilidad de que esta ciudad pueda haber sufrido los efectos de algún terremoto en el Norte de África, o en corteza marina próxima, como fue el gran terremoto de Orán (1790) que ocasionó el derrumbamiento de todos los edificios, y cuyo tsunami también provocó algún daño, aunque de menor entidad.

4. TECTÓNICA

En la Hoja de Cartagena, al igual que en las adyacentes, aparecen macro y microestructuras características de la Zona Interna Bética. En esta Hoja, al igual que en la de Mazarrón, están representados los tres Complejos principales de la Zona Interna Bética, aflorando unidades nevadofilábrides, alpujárrides y maláguides, que de abajo arriba son las siguientes: Manto del Veleta; Unidad Inferior del Manto del Mulhacén y Unidad Superior de dicho manto en el Complejo Nevado-Filábride; unidad de Peñas Blancas, Cabo Tiñoso y a unidad de San Julián para el Complejo Alpujárride y, por último y en la parte más alta de la pila tectónica de la Hoja, la unidad de los Simones, perteneciente al Complejo Maláguide.

Es importante señalar que, aunque en conjunto aflora en esta hoja una amplia representación de unidades pertenecientes a los tres complejos principales de la Zona Interna Bética, también se encuentran en la misma algunas de las verticales más adelgazadas de toda la Cordillera Bética, en las que faltarían gran parte de las unidades que conformarían la pila tectónica original en esta parte de la misma. Dicho de otro modo, los sectores correspondientes con las Hojas de Mazarrón y Cartagena, se presentan como algunos de los más adelgazados de toda la Zona Interna Bética.

4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

Desde los alrededores del Estrecho de San Ginés, en la adyacente Hoja de Llano del Beal, comienza a aflorar entre la Unidad de San Julián y el complejo Nevado Filábride la unidad alpujárride de Cabo Tiñoso. Algo más al Oeste ya en la Hoja de Cartagena, en el Valle de Escombreras, sobre la unidad de San Julián se sitúa la unidad maláguide de Los Simones, que es hasta ahora la unidad maláguide más oriental conocida (García Tortosa *et al.*, 2000a) y la unidad más alta de la pila tectónica del sector. Esta unidad aflora como un isleo tectónico y no se continúa hacia el Oeste.

Al Oeste de Cartagena desaparece la unidad de San Julián y algo más al Oeste, en las inmediaciones de Perín, aparece la unidad de Peñas Blancas, que es la unidad alpujárride más baja de toda el área estudiada. Aflora inmediatamente por encima del Nevado-Filábride y por debajo de la unidad de Cabo Tiñoso. Debajo de la unidad de Peñas Blancas se pueden diferenciar dos unidades Nevado-Filábrides pertenecientes al Manto del Mulhacén y que se han denominado unidad Inferior y Superior. Por debajo de los afloramientos más orientales de la unidad de Peñas Blancas aparece la unidad Inferior del Mulhacén y, algo más al Oeste sobre la anterior, la que se ha denominado unidad Superior. Más hacia el Oeste, desaparece esta unidad para volver a aflorar en las inmediaciones de las Balsicas-Los Lorentes, cerca de Mazarrón.

Desde las inmediaciones de Perín, donde aflora por vez primera al Este la unidad de Peñas Blancas, hasta la Sierra de las Moreras al Oeste de Mazarrón, continúan aflorando las mismas unidades, excepto la más alta del Nevado-Filábride, que vuelve a perderse hacia el Oeste.

Rasgos geométricos más importantes de la estructura

A continuación se pretende describir de manera general la geometría de los contactos entre las unidades así como la geometría dentro de las mismas, para lo que se describirán algunos cortes.

En la mitad oriental de la Hoja y, tal como se acaba de indicar, la unidad de San Julián aparece en contacto con materiales nevado-filábrides asignables al manto del Mulhacén, si bien éstos aparecen muy adelgazados formando parte de una banda de cizalla que también afecta a los esquistos del Manto del Veleta infrayacentes, cuyas características pueden observarse en las inmediaciones de Portman. La unidad de San Julián conserva parte de su formación detrítica muy adelgazada, al igual que su formación carbonatada, mediando entre ambas formaciones un importante despegue.

La unidad nevado-filábride más alta, asignable al manto del Mulhacén, está extremadamente adelgazada en todo el sector oriental de la Hoja, desapareciendo por completo en algunas verticales, en las cuales, bajo las filitas de la unidad de San Julián se observan materiales nevado-filábrides de características asignables al Manto del Veleta, faltando también por completo las unidades alpujárrides más bajas (la de Peñas Blancas y la de Cabo Tiñoso), que como ya se adelantaba anteriormente aparecen paulatina y sucesivamente hacia el Oeste.

Corte 1. (Valle de Escombreras; tercio oriental de la Hoja). Figura 4.1.

En este corte se observa la situación tectónica del tercio oriental de la Hoja, presentando en el mismo la unidad de San Julián bien conservadas sus formaciones carbonatadas, que se adelgazan hacia el Este, al igual que su formación detrítica.

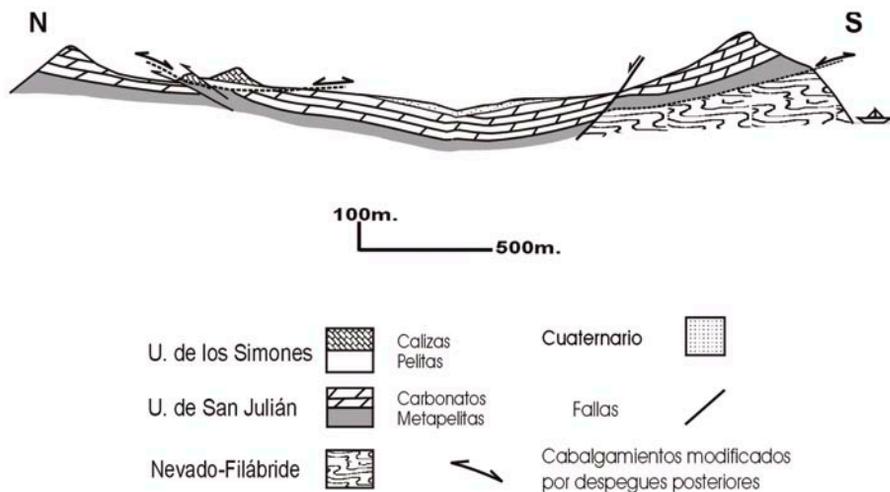


Figura 4.1. Corte estructural en el Valle de Escombreras

Hacia la parte septentrional del corte, en lo que sería el flanco Norte de un suave sinclinal afectado por fallas de desgarre que coincide con el Valle de Escombreras, aflora, en isleo tectónico, la unidad de los Simones, que como ya se ha dicho pertenece al complejo Maláguide. La presencia de materiales maláguides en este corte implica un importante adelgazamiento de la pila tectónica, mediando entre este complejo y el Nevado Filábride una sola unidad alpujarride. Más hacia el Norte, por debajo de la unidad de San Julián, aflora la unidad de Cabo Tiñoso, no visible en el corte. La posición de la misma respecto al Nevado-Filábride se observa algo más al Este, donde a favor de una estructura anticlinal situada al Este de la Unión, aflora el contacto entre ambos materiales en el flanco Norte, mientras que en el Sur no aparece la unidad de Cabo Tiñoso.

Corte 2. Figura 4.2.

En este corte, que muestra de manera más detallada la geometría de la parte meridional del corte anterior, se observa que dentro de la unidad de San Julián existen despegues entre formaciones diferentes, así como dentro de una misma formación, además de fallas inversas que provocan imbricaciones de pequeña escala.

S

Picos de Barrionuevo (S^a de la Fausilla)

N

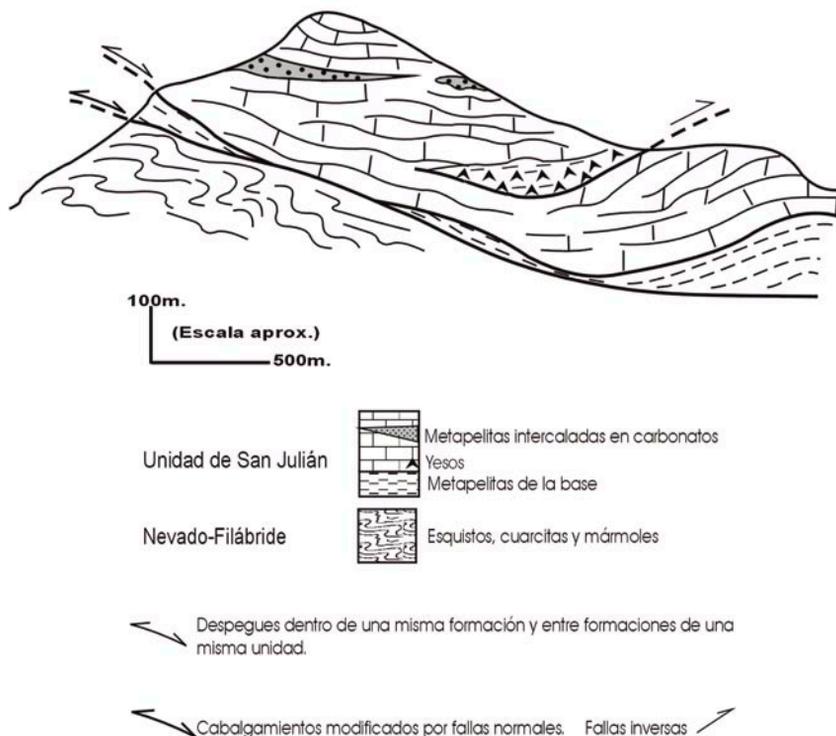


Figura 4.2. Corte estructural en la Sierra de la Fausilla

El tramo detrítico intercalado en la formación carbonatada superior se encuentra en numerosos puntos del sector más oriental en el contacto entre la unidad de San Julián y materiales nevado-filábrides, siendo a veces muy difícil diferenciar los detríticos intercalados de los de la base de la unidad.

Corte 3. Figura 4.3.

En la parte septentrional del corte se observa la unidad de Cabo Tiñoso en una ventana tectónica bajo la unidad de San Julián. Los carbonatos de la unidad de Cabo Tiñoso buzan siempre hacia el borde de la sierra, adoptando la misma una morfología de "domo". Esta estructura es debida en parte a la interferencia entre una estructura anticlinal de eje aproximado E-O, en cuyo núcleo aparecen los carbonatos de Cabo Tiñoso y una serie de fallas normales que delimitan el borde de la sierra y, que tras bajar y desmantelar parte de la unidad suprayacente,

permiten aflorar a los carbonatos de la unidad de Cabo Tiñoso. Algunas de las fallas normales del borde de la sierra separan los materiales alpujárrides de sedimentos terciarios, relacionados con la actuación de dichas fallas.

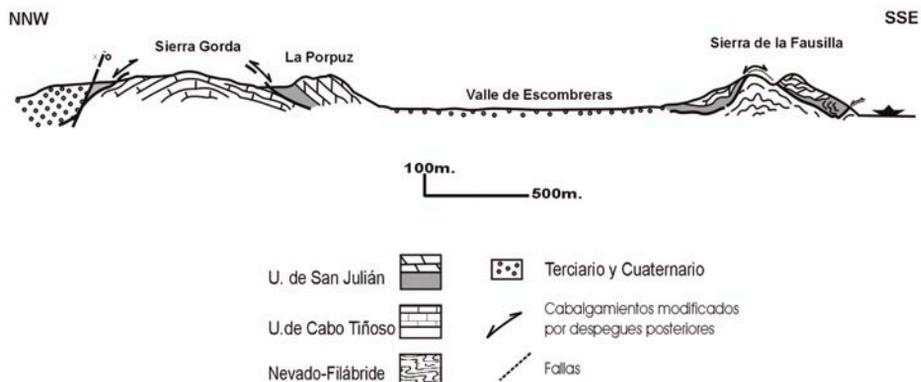


Figura 4.3. Corte estructural en la Unidad de Cabo Tiñoso

En el extremo meridional del corte se observa a su vez el Nevado-Filábride (representado por una unidad tipo Veleta) como una ventana tectónica bajo la unidad de San Julián, ocupando el núcleo de un anticlinal cuyo eje tiene una orientación E-O, faltando al igual que en los cortes anteriores la unidad de Cabo Tiñoso.

Corte 4. Figura 4.4.

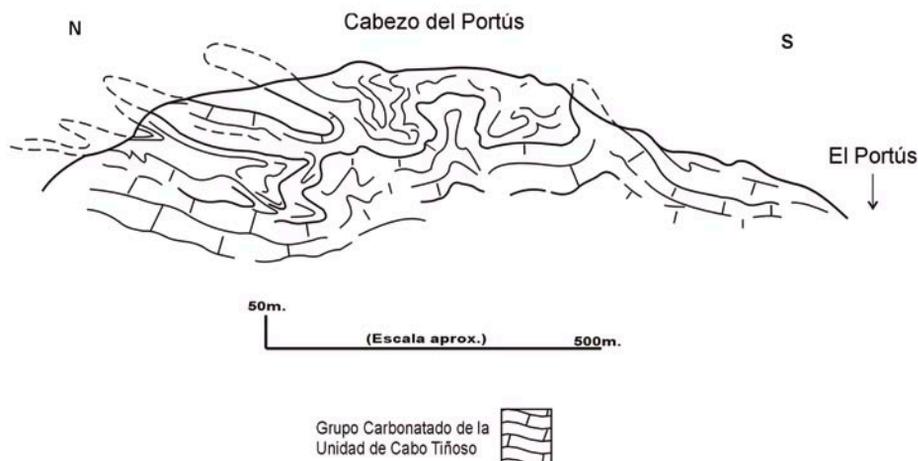


Figura 4.4. Corte estructural del Cabezo del Portús (Unidad de Cabo Tiñoso)

En este corte se observa parte de la estructura interna de la unidad de Cabo Tiñoso (Grupo Carbonatado). La estructura observada muestra un plegamiento cuyos ejes se corresponden con los citados anteriormente (entre N60°E y E-O), con una vergencia predominante hacia el Norte, pero con cierta vergencia también hacia el Sur, que da como resultado una estructura en forma de "seta" observable en diversos puntos dentro de los carbonatos de diferentes unidades del sector. Es de destacar que se aprecia cómo la diferente competencia de los distintos miembros, acaba provocando estructuras de plegamiento disarmónicas, con algunas antiformal y sinformas muy apretadas.

Corte 5. Figura 4.5.

En este corte realizado en el tercio central de la Hoja se muestra de manera general la relación tectónica entre el complejo Nevado-Filábride y la unidad de Peñas Blancas y de ésta a su vez con la unidad de Cabo Tiñoso. La estructura interna de las dos unidades alpujárrides se observa mejor en los próximos cortes. Se puede observar que el contacto entre el Nevado-Filábride y la unidad de Peñas Blancas está verticalizado, pues ha sido afectado por uno de los juegos de fallas verticales citados. Hacia el Este se puede ver el contacto totalmente vertical, mientras que hacia el Oeste se observa buzando ligeramente hacia el Sur. Por debajo de este contacto aparece la unidad Inferior del Manto del Mulhacén, habiendo desaparecido la unidad Superior de dicho Manto.

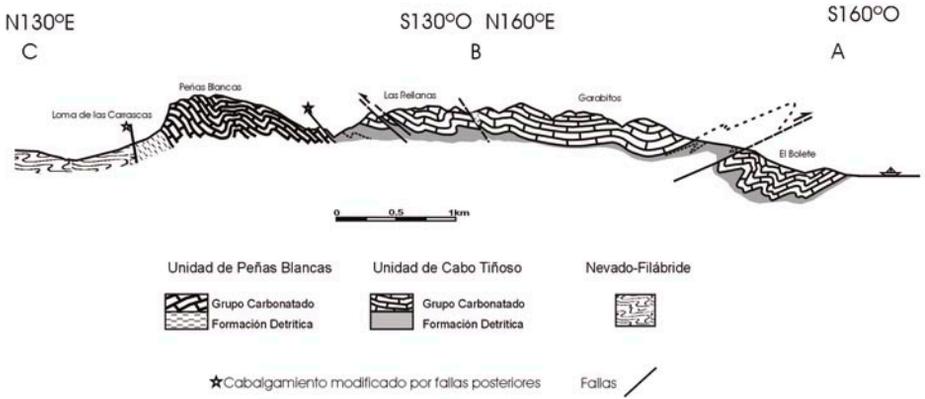


Figura 4.5. Corte estructural en los sectores centrales de la Hoja.

El contacto entre los carbonatos de Peñas Blancas y las metapelitas suprayacentes de Cabo Tiñoso fue mal interpretado en los primeros estudios que se realizaron en el área, pues los carbonatos de Peñas Blancas buzando fuertemente hacia el SE provocando un efecto óptico en la zona de las Cuestas del Cedacero, de manera que parece que las filitas afloran por debajo de los carbonatos, lo que se descarta en cuanto se analiza con detalle dicho contacto.

A su vez, en el contacto entre las filitas y los carbonatos de Cabo Tiñoso, se observan varias imbricaciones de vergencia Norte, para pasar a vergencia Sur hacia el Sur en la zona de Bolete, donde se localiza un pliegue falla cuya estructura es de un anticlinal con flanco inverso fallado, que superpone a filitas de la base sobre carbonatos de la misma unidad. Esta última estructura es equivalente y la continuación hacia el Oeste de la observada en el corte anterior.

Corte 6. Figura 4.6.

En este corte se observa un notable desmembramiento y extensión de la unidad de Cabo Tiñoso. La desorganización interna de la unidad, debido a despegues intraformacionales junto con las imbricaciones, algunas de ellas ya descritas, han sido parte de las causas por las que autores previos habían descrito en este sector varias unidades.

En la leyenda de este corte se diferencian varios conjuntos litológicos que han ayudado a comprender la estructura, tales como las intercalaciones detríticas y las calizas con sílex.

También se representan algunas de las fallas verticales o casi verticales que han retocado la estructura.

El “desmoronamiento” de la unidad de Cabo Tiñoso, es muy similar al que se observa en la unidad de San Julián.

Las estructuras observadas, algunas de ellas no citadas en los cortes anteriores, pueden interpretarse que se formaron en contextos compresivos y distensivos diferentes, lo que se describirá a continuación.

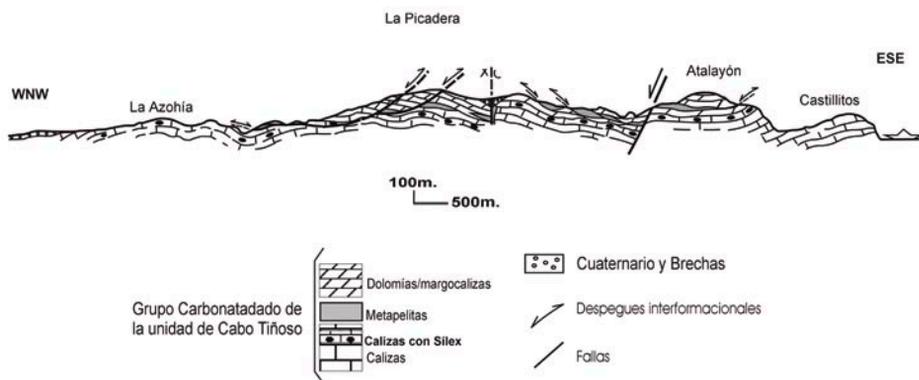


Figura 4.6. Corte estructural en la Unidad de Cabo Tiñoso. Detalle de la extensión.

4.2. 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 sucesiones 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 que para sectores próximos a los de esta Hoja indicaría para algunos autores (ÁLVAREZ, 1987) 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 (BALANYÁ *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 o NE (orientación comprendida ente 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 predominantemente hacia el Norte (en algunos cortes se observan vergencias hacia el Sur como las descritas en el punto anterior). Desarrollan una esquistosidad de crenulación sobre foliación principal, siendo los planos axiales de sus ejes subparalelos a dicha foliación. 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 BALANYÁ *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.

4.3. 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 Oeste 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, siendo sus principales características en la presente hoja las que se describen a continuación. Las medidas y direcciones de traslación que se dan de manera resumida, se han tomado principalmente en los contactos entre las diferentes unidades o cerca de los mismos, así como entre los diferentes complejos tectónicos.

En la parte más oriental del sector que se está tratando, se han observado dentro del *complejo Nevado-Filábride*, cerca del contacto con la unidad de San Julián, entre otras, estructuras como budines con ejes de dirección media N155°E, con dirección de extensión tectónica

OSO-ENE; lineaciones de estiramiento de dirección media N77°E; fallas de bajo ángulo con microestructuras asociadas, de tipo SC, etc. con dirección media de los planos de falla N165°E y, sentido de movimiento del bloque de techo hacia el OSO.

El contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride está representado por una banda de cataclasitas que afecta a las filitas de la unidad de San Julián y los esquistos del Manto del Mulhacén o a los del Manto del Veleta, cuando los anteriores han sido omitidos totalmente por la extensión. En esta banda de cizalla se han encontrado tanto en uno como en otro complejo estructuras extensionales como boudines con ejes de dirección media N175°E, dirección de extensión tectónica OSO-ENE; estructuras SC ligadas a fallas de bajo ángulo, sentido de movimiento hacia el S-SE; fallas de bajo ángulo con estructuras SC asociadas, etc., dirección media de los planos de falla N170°E, sentido de movimiento hacia N260°E.

Las mismas estructuras aparecen también dentro de las intercalaciones detríticas de la unidad de San Julián, donde así mismo se observan fallas de bajo ángulo y estructuras asociadas N165°E, con movimiento hacia N255°E y, en menor proporción, fallas conjugadas con movimiento en sentido contrario.

Todas las medidas anteriores se han tomado en los afloramientos más meridionales, asociadas al contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride. En los afloramientos más septentrionales de esta parte del sector, como al norte de la Unión, aflora también el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride con numerosas fallas normales de bajo ángulo, con planos buzantes hacia O-ONO; lineaciones de estiramiento de dirección N290°E; abundantes boudines con ejes N40°E y estiramiento hacia N50°O-S50°E, etc. Estas últimas medidas dan un sentido de traslación ligeramente más hacia el Noroeste que las anteriores.

El contacto Alpujárride-Maláguide, que se puede observar en el afloramiento de la unidad de los Simones en el Valle de Escombreras, muestra nuevamente estructuras de extensión. Algunas de ellas son estructuras sigmoidales frágiles con sentido de movimiento del techo hacia N296°E. Estas estructuras sigmoidales se han medido en calcoesquistos de la unidad de los Simones en contacto con materiales de la unidad de San Julián y se presentan buzando hacia el Sur debido a deformaciones posteriores a la extensión. La extensión aquí ha hecho desaparecer parte del grupo carbonatado de la unidad de San Julián, así como la mayor parte de la unidad de los Simones, que conserva sólo los términos triásicos más altos de la misma. En el mismo contacto entre ambas unidades se observan también acanaladuras y estrías horizontales, contenidas en planos de falla que cortan a calizas de la unidad infrayacente, junto con estructuras sigmoidales, siendo el sentido de movimiento de los materiales de techo igualmente de componente Oeste. A su vez, por encima existen brechas tectónicas en carbonatos de la misma unidad, aparentemente relacionados con las estructuras anteriores.

Brechas parecidas a las anteriores, claramente relacionadas con la extensión, aparecen muy desarrolladas dentro de la unidad de San Julián, constituyendo en ocasiones afloramientos de varios kilómetros cuadrados en los que sus materiales se encuentran mezclados en una ancha

zona de cizalla, donde se han formado brechas de carbonatos y filitas que constituyen una banda de cataclasitas.

Cerca del contacto entre la unidad de San Julián y la unidad de Cabo Tiñoso, al Este de Sierra Gorda existe una amplia zona de cizalla en la que se observan fallas que buzan menos de 40° hacia el ONO y sentido de movimiento medio del bloque de techo hacia N280°E, junto con estructuras sigmoidales frágiles que indican el mismo sentido de movimiento (y diaclasas N180°E que parecen asociadas a las estructuras anteriores). Junto al sistema de fallas anterior se observa otro con buzamientos mayores de 40 ° y movimientos del bloque de techo hacia el N140°E. Estas estructuras han borrado localmente las previas de compresión, aunque en otros puntos de este mismo contacto se conservan micropliegues y un clivaje de crenulación que indican varias etapas compresivas previas a la extensión. Algunos de los micropliegues presentan ejes N70°E y vergencias hacia el Norte.

Más hacia el Oeste, en las inmediaciones del Castillo de San Julián, aflora nuevamente la zona de cizalla ligada al contacto entre la unidad de San Julián y la unidad de Cabo Tiñoso. Se observan numerosas superficies de fallas de bajo ángulo con sentido de movimiento medio del bloque de techo hacia N280°E, budines con cuellos de dirección N175°E, estiramiento N265°E-S265°O, estructuras sigmoidales paralelas a las anteriores y, fallas con movimientos del techo hacia el SE y NE (Foto VI.11.), mayores inclinaciones que las anteriores y que parecen pertenecer a otro sistema de extensión más frágil que el que produce desplazamientos hacia el SO.

Estas estructuras además de observarse en los contactos entre dos unidades, se concentran también en la zona de cizalla situada en el contacto entre los carbonatos y las metapelitas de cada unidad, afectando a ambas litologías y, formando una banda cataclástica, donde aparecen mezcladas. Las metapelitas acaban presentando estas estructuras desde el techo hasta el muro, ya que llegan a unirse ambas zonas de cizalla. Al Norte del Calvario, en Cartagena, aflora de manera excepcional la banda cataclástica formada en el contacto entre las formaciones, en este caso de la unidad de San Julián. Se reconocen tres juegos de fallas principales, fallas N144°E/46°E con movimientos del bloque de techo hacia el Este, fallas N150°E/61°O con movimiento hacia el Oeste y, fallas N-S/30°O, con sentidos de movimiento hacia N270°E y budines de ejes N-S asociados. En este afloramiento se pueden diferenciar las dos etapas de extensión ya mencionadas. Las estructuras pertenecientes a la segunda fase cortan en ocasiones a las otras, por lo que son posteriores.

En la Rambla del Cañar al Noreste de Peñas Blancas, se puede observar el contacto entre la unidad de Peñas Blancas y el Nevado-Filábride de la unidad Inferior del Manto del Mulhacén, con una dirección ESE y buzamiento ligeramente hacia el SSO. Las estructuras que se observan indican movimientos de techo hacia el SO.

En las inmediaciones de las Balsicas-Los Lorentes, tras perderse y volver a aparecer la unidad Superior del Manto del Mulhacén, se puede observar el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride de este sector, como una zona de cizalla en la que se encuentran estructuras

de adelgazamiento tanto en las filitas de la unidad de Peñas Blancas como en los esquistos nevado-filábrides, con sentidos de desplazamiento del bloque de techo hacia N225°E-250°E.

En resumen, el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride es una falla normal de bajo ángulo con movimiento del bloque de techa 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).

Estructuras miloníticas asociadas a la extensión se observan también en el contacto entre las dos unidades del Nevado-Filábride, que indican direcciones de adelgazamiento similares a las anteriores. Esta tectónica extensional hace desaparecer por completo en la mayoría de las verticales de esta Hoja el Manto del Mulhacén y las unidades alpujárrides más bajas del sector.

En el contacto entre la unidad de Cabo Tiñoso y la unidad de Peñas Blancas, al contrario que en los demás contactos descritos hasta ahora, apenas se observan estructuras de adelgazamiento, conservándose las estructuras compresivas previas.

Estructuras extensionales frágiles se observan además de en los contactos entre diferentes complejos o unidades tectónicas, en los contactos entre diferentes formaciones de una misma 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). Otros rasgos extensionales con movimiento hacia el Este o en otras direcciones, se muestran como reajustes aparentemente de menor importancia. Así por ejemplo, dentro la propia unidad de Cabo Tiñoso pueden diferenciarse ambos tipos de estructuras, si bien, la extensión que afecta a la unidad de Cabo Tiñoso se corresponde principalmente a la fase de carácter más frágil (aunque se reconoce también la anterior), incluso con una tercera fase de caídas gravitacionales similar a la que también se observa en algunos sectores de la unidad de San Julián. Las estructuras de extensión se concentran en los niveles calcoesquistosos y metapelíticos intercalados dentro de la formación carbonatada.

4.4. 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 N85°E y N115°E, que desarrolla planos de frac-

tura 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 dextrorsa. En el sector oriental, las fallas de desgarre dextrorsas limitan el borde Norte de Sierra Gorda (al Este de Cartagena). En este borde separa materiales serravalienses de materiales triásicos alpujárrides. Aún más hacia el Este que Sierra Gorda, sobre el Cabezo del Machón, aparecen conglomerados serravalienses o más antiguos pellizcados entre sedimentos triásicos, ya que este sistema a veces tiene cierta componente inversa.

Más al Oeste, en la parte central del sector, se encuentran las mismas fallas que afectan prácticamente a todas las unidades. Así, en la parte septentrional del mismo, han afectado y reactivado el contacto entre el Alpujárride y el Nevado-Filábride. Más al Sur, dentro de la unidad de Cabo Tiñoso, se encuentran nuevamente planos de fallas de la misma dirección y sentido de movimiento, a veces con amplias zonas de trituración tectónica. Estas fallas afectan en ocasiones a las estructuras de extensión descritas anteriormente, lo que estaría en contra de la posibilidad de que se correspondan con rampas laterales del sistema extensional. A su vez, afectan a nuevos afloramientos de sedimentos serravalienses y, no lo hacen, a otros depósitos más modernos, en los que aparecen dentro de conglomerados cantos del Nevado-Filábride.

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 traslación 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 Serravaliense-base del Mioceno Superior.

Este juego de fracturas pudo evolucionar hacia un régimen compresivo-traspresivo que originaría antiformal o relieves tales como la propia Sierra Minera o la banda montañosa que configura la parte meridional de la Hoja.

Juego de fallas de desgarre sinistorso NE-SO. Se trata de un juego de fallas cuya dirección oscila entre N40°E y N60°E. Los planos de este juego de fallas son predominantemente verticales y sus estrías horizontales, pero a diferencia del anterior, su movimiento es sinistorso. Mientras que el sistema anterior no siempre afectaba a los sedimentos serravalienses, este sistema sí lo hace. Esto, junto con el hecho evidente de que suele afectar al sistema anterior, indica que es posterior al mismo. Este juego se observa también mejor en sectores adyacentes a la hoja de Llano del Beal, y especialmente en el sector de Cabo Tiñoso en la presente hoja de Cartagena.

A escala cartográfica, se observan muy bien los dos juegos de fallas de desgarre que se acaban de describir y son responsables en buena parte de la configuración actual de los diferentes sectores, siendo los mismos juegos que actúan en otros sectores de la Zona Interna Bética, como por ejemplo en el Corredor de las Alpujarras (sistema dextrorso ~ E-O) o en la formación del Arco de Águilas (sistema sinistorso ~ NNE-SSO).

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

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

En la hoja de Cartagena afloran dos tipos de rocas volcánicas neógenas.

Por un lado, en torno a La Unión aparecen rocas ácidas con biotita y piroxeno (andesitas y latitas), de edad Miocena, con enclaves de andalucita y otros enclaves corticales, similar al más ampliamente desarrollado en la vecina Hoja 976 (Mazarrón), y que están asociadas a sistemas de alteraciones y mineralizaciones hidrotermales. Por otro lado, al NO de Cartagena aparecen cuerpos de rocas basálticas alcalinas de edad pliocuaternaria, significativamente ricas en xenolitos ultramáficos y granulíticos.



Figura 5.1. Parte basal del cuerpo volcánico de Cabezo Ventura afectado por diaclasado tectónico

5.1.1. Rocas Ácidas De La Unión (Traquiandesitas-latitas con xenolitos corticales)

Este grupo de rocas se puede correlacionar con el magmatismo de edad similar que está ampliamente extendido en la hoja vecina de Mazarrón, y que se prolonga hacia el E hasta el Mar Menor (Hoja 978-Llano del Beal). Esta etapa magmática fue denominada "groupe de Mazarrón" por BELLÓN *et al.*, (1983), y se corresponde también con las rocas calco-alcalinas ricas en K y shoshoníticas de LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), LÓPEZ RUIZ y WASSERMAN (1991) y BENITO *et al.*, (1999).

5.1.1.1. Localización

Estas rocas constituyen un número reducido de cuerpos aislados en las proximidades de La Unión: Cabezo Beaza, Cabezo Ventura, Atalaya, Roche y Rajao, donde afloran como restos de conos muy erosionados, emergentes en la llanura cuaternaria, o intruyendo a sedimentos marinos miocenos; en los Cerros de la Cruz y Otahonero aparecen en contacto además con rocas del basamento metamórfico. Finalmente, aparecen también como diques, muy alterados por procesos hidrotermales, cortando a las rocas del basamento al S de La Unión (Las Lajas).



Figura 5. 2. Lava masiva del Domo de Cabezo Ventura (682750, 4168350), afectado por estructuras de disyunción columnar.

5.1.1.2. *Antecedentes y Edad*

A pesar de las singulares características petrológicas y de la importancia metalogenética del volcanismo neógeno de La Unión, este grupo de rocas no ha sido objeto de demasiados trabajos previos en cuanto a las rocas volcánicas. Descripciones resumidas y datos analíticos de estas rocas aparecen en RODRÍGUEZ BADIOLA (1973, citado en LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, 1980), y BENITO *et al.*, (1999). BELLÓN *et al.*, (1983) indican valores de edad K/Ar entre 6.8 y 7.2 (para muestras del Cerro de la Cruz y Cabezo Beaza), considerando además que la abundancia de cordierita, mineral que puede captar argón inicial en exceso, puede producir valores de edad sobreestimados. Menciones sobre la existencia y tipos de alteración de estas rocas se recogen, por ejemplo en OEN *et al.*, (1975 a y b) y OVEJERO 1976.

5.1.1.3. *Tipo de Afloramientos*

Las rocas de este grupo muestran grados muy variables de alteración entre los diferentes afloramientos. Esta es extrema en el Cabezo Rajao, Roche y en los diques de Las Lajas, donde las rocas están completamente hidrotermalizadas y asociadas a los depósitos minerales de tipo epitermal, lo que hace muy difícil reconocer la mineralogía original. En el resto de afloramientos el desarrollo de la alteración es mucho más leve, aunque los efectos hidrotermales también son visibles.

En los afloramientos más típicos, como el Cabezo Ventura (Fig.5.2), la roca es masiva, algo más brechificada en los bordes del cuerpo, dibujando edificios de tipo domo, actualmente muy erosionados, y cuya disposición interna está oculta al no aflorar el contacto con las rocas más antiguas. La roca tiene coloraciones grisáceas-verdosas, que se hacen más pardas por oxidación superficial. Presenta una partición de tipo tectónico, superpuesta a la foliación de flujo volcánica (Fig.5.1). Suele estar cortada por filoncillos de material hidrotermal (silicificaciones, óxidos de Fe, alunita, Fig. 5.3).

En edificios como el del Cabezo Beaza y Cabezo Roche los cuerpos son claramente de carácter extrusivo (domos o intrusiones someras), donde la lava, autobrechificada en los bordes, atraviesa sedimentos marinos neógenos, a los que impone un ligero efecto térmico, que se traduce en un nivel de recocido de unos 10-20 cm de espesor en el contacto con la roca volcánica.

En afloramientos con menor alteración hidrotermal, como el Cabezo Ventura, a escala macroscópica la roca es de grano muy fino, distinguiéndose solamente pequeños cristales de biotita y plagioclasa.



Figura 5.3. Pequeños diques de material hidrotermal cortando a las rocas volcánicas de Cabezo Ventura. De manera muy dispersa se encuentran cristales de feldspato potásico de tamaño centimétrico (Fig. 5.4).

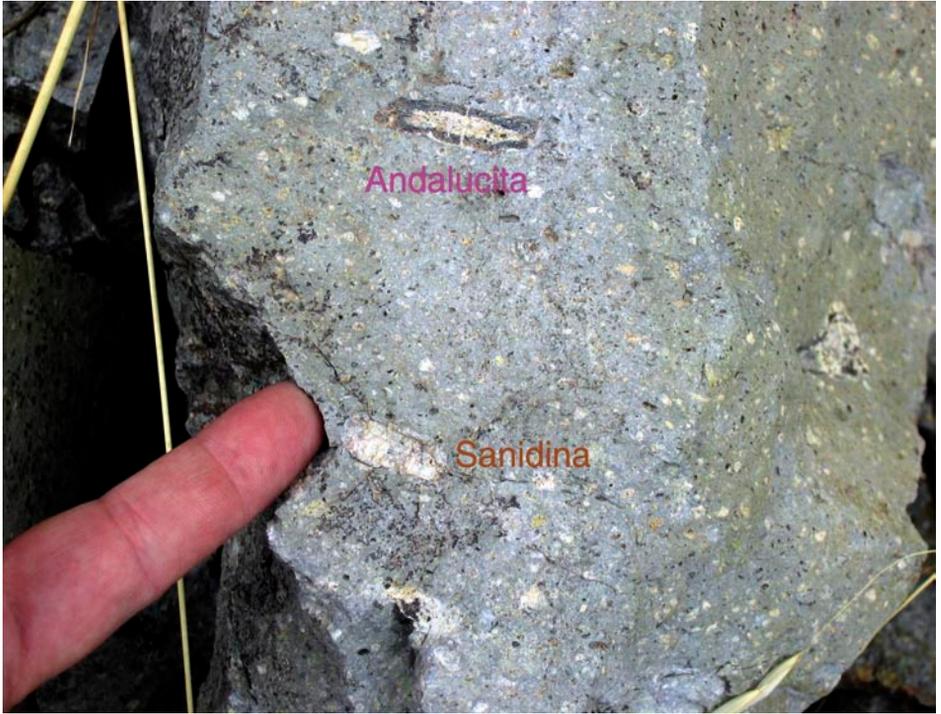


Figura 5.4. Fenocristal euhédrico de sanidina. Y xenocristal de andalucita de color rosa rodeado de borde de reacción de color verde formado por espinela (hercinita)

En estas rocas se han encontrado enclaves de origen ígneo y metamórfico, semejantes a los de las rocas volcánicas del Mar Menor o de Mazarrón. Sin embargo, son mucho menos abundantes y en tan mal estado de conservación que no pudieron ser extraídos de la roca o bien no se ha podido hacer lámina delgada de ellos. Solamente se han podido estudiar algunos ejemplares de enclaves microgranulares, de forma redondeada y tamaño milimétrico a centimétrico, compuestos por un agregado, de cristales tabulares de plagioclasa, y cristales aciculares de anfíbol y/o biotita, con algo de vidrio intergranular muy alterado. Estos agregados son de grano mucho más fino que en el resto de la roca huésped y, a veces, tienen un pequeño borde de grano aún más fino.

De los enclaves metamórficos se han reconocido en el afloramiento tipos muy semejantes a los de Mazarrón, es decir, enclaves muy ricos en grafito, fibrolita y cordierita, con escasa biotita y granate. Pero ha sido imposible hacer un estudio sistemático de ellos. Sin embargo, son relativamente abundantes los xenocristales de andalucita, o sus productos de transformación, dispersos en la lava. En muchos casos este mineral ha sido completamente transformado a un agregado de color negro o verde oscuro, constituido mayoritariamente por espinela (Fig.5. 4).

5.1.1.4. Descripción Petrográfica

Al microscopio la roca es de textura nada o muy poco vesicular, porfídica seriada, y contiene fenocristales de plagioclasa (<30%) y biotita como fases más abundantes, en una matriz microlítica. Los fenocristales de *plagioclasa* presenta zonaciones y estructuras de reabsorción bastante variables, pero predominan las plagioclasas subhédricas con estructuras cribosas, en las que el núcleo o todo el cristal muestra una elevada proporción de inclusiones de vidrio (Fig.5.5).

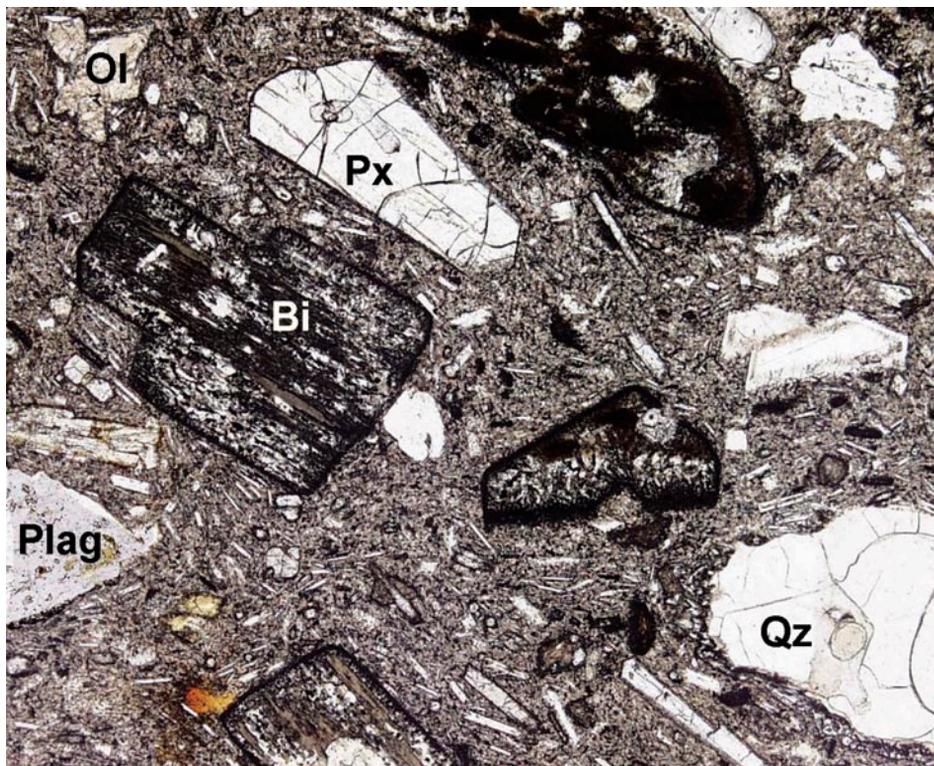


Figura 5.5. Aspecto general de las traquiandesitas de La Unión. Bi: Biotita con bordes de reacción. Qz: Cuarzo anhedral. Px: Piroxeno como fenocristal y en la matriz. Ol: pseudomorfos de olivino. Plag: plagioclasas con abundantes inclusiones de vidrio.

Las zonas ricas en inclusiones a menudo siguen la pauta de la zonación de los cristales. Los fenocristales de *biotita* presentan típicamente un amplio desarrollo de coronas de reacción que pueden pseudomorfizar por completo al mineral original (Fig.5.5). Estas coronas están compuestas por un intercrecimiento de ilmenita, piroxeno, plagioclasa y vidrio. Se han encontrado también cristales de flogopita más pequeña, y algunos raros pseudomorfos de olivino transformado a *bowlingita*. El *ortopiroxeno* se presenta como fenocristales euhédricos

y en la matriz, a veces rodeados por una corona de augita. La *augita* es bastante común tanto en la matriz como en fenocristales. El *cuarzo* no es muy abundante y generalmente aparece con formas ameboides (Fig. 5.5). Apatito y circón son fases accesorias comunes.

La matriz contiene microlitos de plagioclasa, piroxeno, ilmenita, algo de grafito y vidrio. Se han encontrado también algunos pequeños enclaves microgranulares, compuestos por un entramado intergranular de grano muy fino de plagioclasa, piroxeno y vidrio.

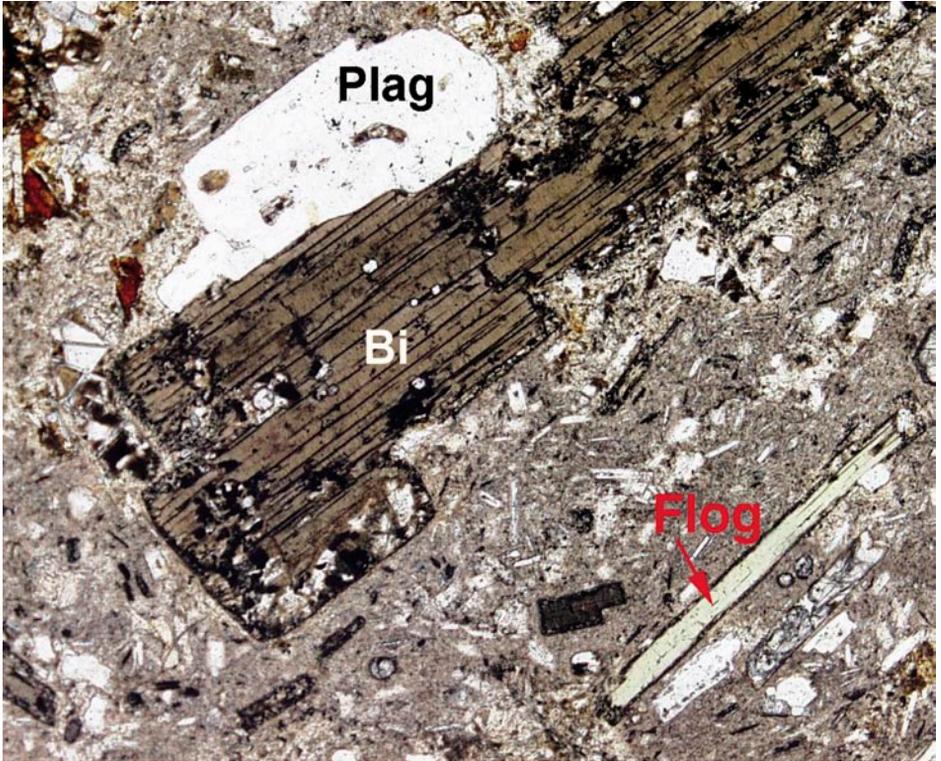


Figura 5.6. Fenocristales de biotita (Bi) con borde de reacción y plagioclasa cribosa (Plag) junto a cristal euhédrico de flogopita (Flog). Cabezo Beaza

En otros cuerpos, como el Cabezo Beaza, las rocas son de aspecto más brechoide, y petrográficamente son bastante parecidas pero de coloración algo más clara, muestran un mayor contenido en cuarzo y grandes fenocristales de sanidina, rica en inclusiones de biotita y plagioclasa. La matriz es más rica en vidrio. Además, el desarrollo de los bordes de reacción en las biotitas no es tan intenso o no aparece, hay más cantidad de flogopita (Fig. 5.6), y la cantidad de enclaves de tipo restítico es mayor, además de encontrarse también xenocristales

de cordierita con bordes de reacción. La alteración de tipo hidrotermal es más intensa que en el Cabezo Ventura.

De los xenolitos corticales que han podido ser estudiados en lámina delgada el tipo más común está formado por fibrolita y biotita que junto con el grafito definen la foliación de la roca, acompañados por cordierita, espinela, plagioclasa e ilmenita, circón, monacita y apatito como minerales accesorios. Los xenocristales más comunes son de cordierita, andalucita y granate. Normalmente muestran en todos los casos un borde de reacción en contacto con la lava. En el caso de la andalucita suele estar formado por plagioclasa de tamaño muy pequeño en contacto inmediato con la lava y que rodea a una simplectita de espinela en el contacto con la andalucita (Fig. 5.7). Otros xenocristales relativamente frecuentes son los de granate. Suelen ser redondeados, de no más de 2 milímetros de diámetro y generalmente muestran una corona de reacción constituida por una simplectita de cordierita y espinela y seguida de otra de cordierita. En otros casos la corona es sólo de plagioclasa y biotita.

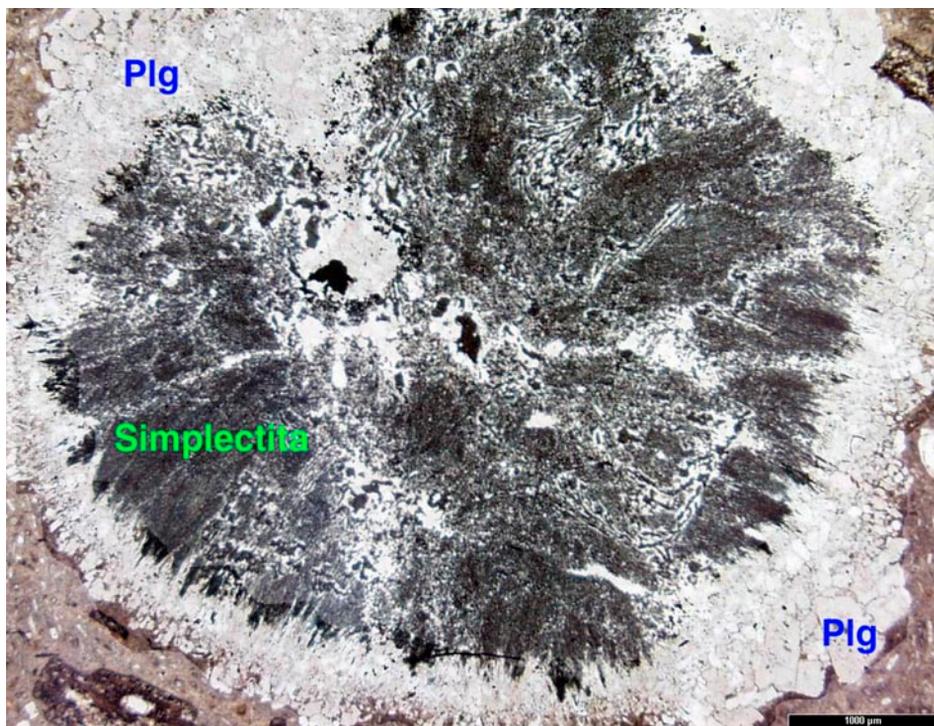


Figura 5.7. Gran xenocrystal de andalucita en una lava de Cabezo Beza totalmente transformado a dos coronas exteriores de plagioclasa (Plg) y una simplectita de espinela.

5.1.1.5. Composición

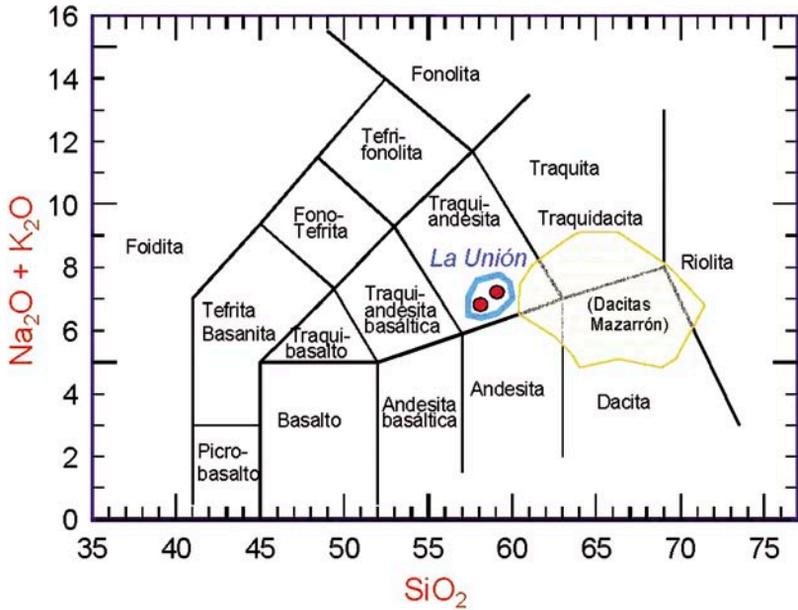


Figura 5.8. Posición de muestras de traquiandesitas de La Unión en la clasificación TAS (Le BAS et al., 1986). Compárese la posición con la de las dacitas biotíticas-cordieríticas de Mazarrón.

Los escasos datos analíticos publicados sobre este grupo de rocas (RODRÍGUEZ BADIOLA, 1973, citado en LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA, 1980; BENITO *et al.*, 1999) se han representado en el diagrama TAS (Le BAS *et al.*, 1986; Le MAITRE, 1989) (Fig. 5.8). Según esta clasificación rocas son traquiandesitas (latitas, puesto que $K_2O > (Na_2O - 2)$). BENITO *et al.*, (1999) usan el término “banakita”.

En el plano SiO_2 - K_2O (modificada de PECCERILLO y TAYLOR, 1976, Fig. 5.9a), que clasifica las rocas volcánicas comunes en contextos de zona de subducción, las rocas se sitúan en el campo de la serie shoshonítica. Las rocas contienen un 58-59% SiO_2 , bajo Mg# (54-56) y mayores contenidos en K_2O , MgO, P_2O_5 y TiO_2 que las lavas dacíticas de la zona de Mazarrón. La riqueza en K_2O y relativos bajos contenidos en Al_2O_3 se traduce en alta proporción en Or (28-38%) y aparición de Di en la norma CIPW.

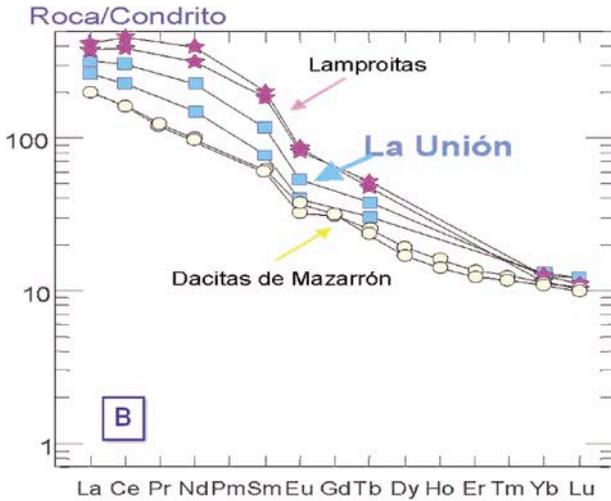
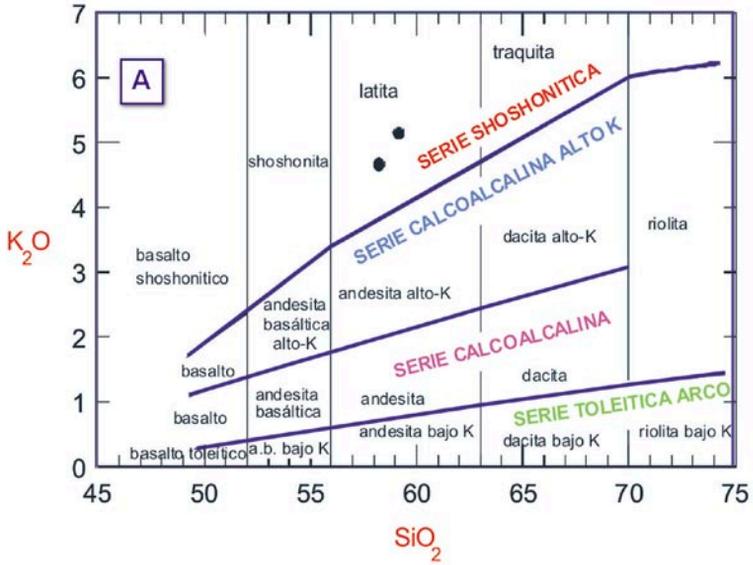


Figura 5.9.a. Situación en la clasificación (modificada) de PECCERILLO y TAYLOR (1976) de rocas de contextos orogénicos. Datos tomados de BENITO et al. (1999). **Figura 5.9.b.** Espectros de Tierras Raras de traquiandesitas de La Unión. Datos tomados de BENITO et al. (1999). Se incluyen también espectros representativos de lamproítas de Murcia y de dacitas biotíticas de Mazarrón.

Las rocas están muy enriquecidas en elementos incompatibles, especialmente Rb, Th, U, Ba, Pb y Tierras Raras Ligeras, y bajos en Nb, Ti y Tierras Raras Pesadas. Los patrones de Tierras Raras (Fig. 5.9b) están muy fraccionados (La/Yb: 28-35), con altos contenidos en Tierras Raras Ligeras, que muestran un perfil convexo típico, ligera anomalía negativa de Eu, y Tierras Raras Pesadas poco fraccionadas, lo que las asemeja a los patrones de las lamproítas del SE peninsular. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son altas (0.71574), semejantes a valores corticales, pero también próximas a las de rocas lamproíticas.

5.1.2. Rocas Basálticas Pliocuaternarias

5.1.2.1. Localización

Los afloramientos de rocas basálticas se concentran al NO de Cartagena, formando varios cuerpos aislados de reducido tamaño, situados en torno a las casas de Tallante y Los Pérez (Fig 5.10), prolongándose hasta la Hoja 955 (Torre-Pacheco de Murcia). Otros pequeños afloramientos, varios kilómetros más al Sur, en el Cabezo Negro, probablemente conecten con otros situados en varios puntos próximos a la Rambla de Peñas Blancas, y otro en la Cala Bolete. Finalmente se conserva, al menos testimonialmente, otro afloramiento de basalto, muy erosionado, al NE de Cartagena, cerca de la Media Legua.



Figura 5.10. Varios cuerpos basálticos aislados vecinos a la población de los Pérez (664250, 4170100)

5.1.2.2. Antecedentes y Edad

Estas rocas han sido objeto de numerosos trabajos específicos, muchos de ellos concentrados especialmente en el estudio de los nódulos ultramáficos, y de otros tipos de xenolitos presentes en ellas (e.g. SAGREDO, 1972, 1973, 1976; NAVARRO FALCONES, 1973; BOVIN, 1982; VIELZEUF, 1983; DUPUY *et al.*, 1986; CAPEDETRI *et al.*, 1989; ARAI *et al.*, 2003 y BECCALUVA *et al.*, 2004). Datos adicionales pueden encontrarse en los trabajos de LÓPEZ RUIZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980); BELLÓN *et al.*, (1983); BENITO *et al.*, (1999); TURNER *et al.*, (1999) y DUGGEN *et al.*, (2004).

BELLÓN *et al.*, (1983) señala edades K/Ar de 2.6-2.8 Ma para estas rocas. Valores próximos han sido obtenidos por DUGGEN *et al.*, (2004) con técnicas Ar/Ar. TURNER *et al.*, (1999) se-

ñala un valor de 10.5 Ma para una datación Ar/Ar de una flogopita de Tallante. Sin embargo, este valor no se corresponde con la posición estratigráfica de estas rocas, que están situadas discordantemente sobre sedimentos del Mioceno Superior al NE de Cartagena, e intercaladas entre sedimentos aluviales pliocuaternarios en el Cabezo Negro y Rambla de Peñas Blancas.

5.1.2.3. *Tipo de afloramientos*

Se trata de cuerpos aislados y de pequeño volumen, de color muy oscuro, y que parecen ser los restos muy erosionados de un número reducido de edificios volcánicos monogenéticos, de dinámica subestromboliana, cuyo punto de emisión es desconocido. La mayoría de los afloramientos son restos muy erosionados de coladas de lava emitidos por estos cuerpos, mientras que en algunos puntos se reconocen facies volcanoclásticas que se originaron en las fases más explosivas de la actividad volcánica, y que originariamente constituirían conos de cinder. En la Media Legua, al NE de Cartagena, una colada de lava se sitúa discordantemente sobre sedimentos marinos deformados del Mioceno Superior, a los que afecta térmicamente. La base y el techo de la colada están marcados por una abundancia mayor de vacuolas, que le dan un carácter escoriáceo. No suele haber disyunción columnar, pero sí una partición grosera de la roca, posiblemente de origen tectónico.

5.1.2.4. *Descripción Petrográfica*

Macroscópicamente las rocas son de color oscuro, de marrón a negro, con tonos verdosos en zonas más alteradas. Varían de rocas masivas con poco contenido en vacuolas, a escorias. Las vacuolas no suelen estar rellenas de material secundario. A simple vista los únicos fenocristales distinguibles son olivinos, pero es llamativa la abundancia de xenocristales (olivino, piroxeno, kaersitita, cordierita, etc.) y sobre todo de xenolitos, de muy variada naturaleza, que van desde fragmentos de sedimentos neógenos (muy afectados térmicamente), así como fragmentos de rocas carbonatadas y esquistos, y una alta proporción de xenolitos de rocas ultramáficas (peridotitas, piroxenitas, hornblenditas), y de granulitas.

Al microscopio los basaltos son microporfídicos, con una baja proporción (<20%) de microfeno-cristales (< 0.4 mm) de olivino y piroxeno, de pequeño tamaño, y que pasan gradualmente a la matriz. La cantidad de xenocristales es elevada, y suelen alcanzar mayores tamaños y a veces mayor cantidad que lo fenocristales. La matriz es por lo común microcristalina o microlítica, y está compuesta por piroxeno, cristales tabulares de plagioclasa, olivino, vidrio y, en ocasiones magnetita, además de esferulitos de analcima. En las muestras más vesiculares la matriz es criptocristalina y la cantidad de fenocristales es muy baja. Se reconocen también rellenos secundarios de ceolitas y carbonatos.

Los fenocristales de *olivino* son los más abundantes y aparecen con contornos euhédricos, bipiramidales a tabulares, parcial o totalmente alterado a iddingsita, y con engolfamientos (Fig. 5.11). En las facies más escoriáceas se presentan como cristales con hábitos esqueléticos, casi

dendríticos. En cambio, los xenocristales y olivinos procedentes de xenolitos desagregados, suelen tener contornos irregulares, menor iddingsitización e inclusiones de espinela.

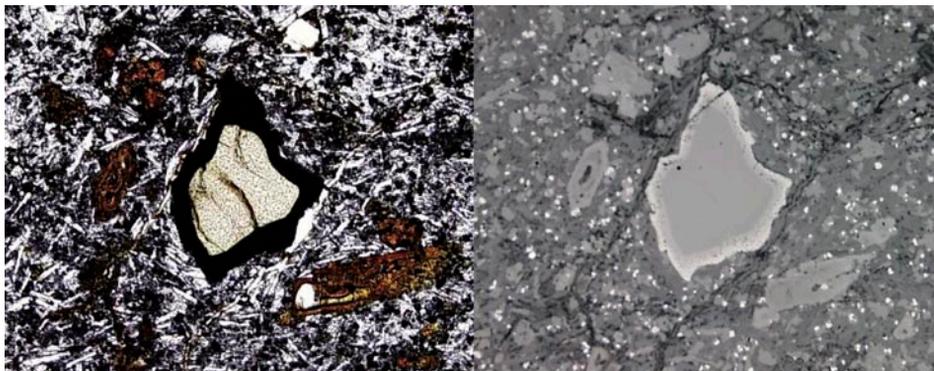


Figura 5.11. Fenocristal corroído de olivino con borde iddingsítico. Matriz microlítica rica en plagioclasa. A la derecha la misma imagen con luz reflejada en la que se observa claramente el borde iddingsítico además de los cristales de olivino completamente alterados (rojo) de la fotografía anterior

El *piroxeno* (augita) es también euhédrico o subhédrico, y suele estar poco alterado. Forma la mayor parte de la matriz. Hay también xenocristales de ortopiroxeno, con bordes de reacción y de tonalidad más verdosa, resultado de la disgregación de enclaves ultramáficos en la lava. La *plagioclasa* aparece formando parte de la matriz, donde puede ser muy abundante, llegando a dar texturas bastante fluidales en alguna muestra. Apatito y minerales opacos son accesorios comunes en la matriz. Se reconocen también grandes xenocristales de plagioclasa, con bordes de reacción.

Los *xenolitos ultramáficos* (Fig. 5.12) son de pequeño tamaño (<20 cm) y representan muestras directas del manto superior. Los xenolitos más comunes son peridotitas (lherzolitas y harzburgitas), formadas por olivino (80%) con cantidades menores de ortopiroxeno, clinopiroxeno (<12%), espinela (<2%), y a veces algo de plagioclasa, en una textura allotriomórfica heterogranular (protogranular). Son de coloración verdosa cuando frescos, pero más rojizos y desmenuzables si están alterados. Hay también piroxenitas y gabros. En muchos enclaves se encuentran zonas ricas en vidrio, con pequeños cristales de olivino, augita y plagioclasa. Otros nódulos ultramáficos son más oscuros y contienen además proporciones variables de orto y clinopiroxeno, anfíbol pargasítico y/o flogopita. En ocasiones estas facies se muestran como venas tabulares dentro de la peridotita (nódulos compuestos), sugiriendo un origen por percolación de magmas hidratados ricos en K a través de la peridotita (BECCALUVA *et al.*, 2004). A veces se observan texturas poikilíticas de tipo cumulado, en las que el anfíbol engloba cristales de augita, olivino y algo de plagioclasa. ARAI *et al.*, (2003) reconocen además venas de cuarzodioritas en algunas peridotitas.



Figura 5.12. Contacto entre basalto escoriáceo y un enclave peridotítico (derecha abajo), junto a megacrystal anhédrico de anfíbol (Anf). Aspecto general de un enclave peridotítico (nícoles cruzados), con olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y espinela (Esp).

Los *xenolitos de granulitas* (VIELZEUF, 1983) son redondeados (1-15 cm) y muestran textura granoblástica, con cristales de cuarzo, plagioclasa, ortopiroxeno, sillimanita, espinela, y/o granate, con ciertas proporción de vidrio. Estos xenolitos se interpretan como muestras de la corteza inferior.

Se han observado xenocristales de cuarzo, rodeados por coronas de piroxenos, así como pseudomorfos de antiguos cristales de anfíbol transformados a un material rico en piroxenos y minerales opacos, o bien transformados a un vidrio con una corona de piroxeno.

5.1.2.5. Composición

La composición de estas rocas se ha estudiado a partir de datos propios (Tabla 5.1), y datos de SAGREDO (1972), DUPUY *et al.*, (1986), y TURNER *et al.*, (1999).

Los datos son bastante homogéneos. Se trata de rocas alcalinas, subsaturadas en sílice (1-9% nefelina en la norma CIPW). En el diagrama TAS (Fig. 5.13a) se clasifican como traquibasaltos, aunque algunos alcanzan ligeramente el campo de las basanitas.

Son rocas algo evolucionadas, que muestran valores medios de Mg# (55-65%) y moderado-alto en TiO_2 , K_2O y P_2O_5 . Los contenidos de Tierras Raras (Fig. 13b) son típicos de basaltos alcalinos, con patrones convexos y suaves, fraccionados (La/Yb: 32-37), enriquecidos en Tierras Raras Ligeras, y sin anomalía de Eu. Los contenidos en otros elementos incompatibles son típicos de magmas alcalinos intraplaca.

Las relaciones isotópicas de Sr (0.70454-0.70560) y Nd (0.5126) (CAPEDRI *et al.*, 1989; TURNER *et al.*, 1999; BECCALUVA *et al.*, 2004) muestran valores típicamente mantélicos.

Mayores (%)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete	Trazas (ppm)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete	Trazas (ppm)	Peñas Blancas	Cerro Negro	Bolete
SiO ₂	48.14	46.51	45.71	Zr	292.2	277.4	309.4	Sn	1.23	1.08	1.24
TiO ₂	2.53	2.47	2.55	Li	11.61	12	10.38	Tl	0.23	0.15	0.2
Al ₂ O ₃	16.6	15.3	16.11	Rb	17.06	59.32	18.35	Pb	8.04	7.67	7.84
Fe ₂ O ₃	9.84	9.73	9.73	Cs	6.86	6.16	7.95	U	4.18	4.97	4.83
MnO	0.16	0.16	0.16	Be	2.21	2.43	2.71	Th	20.74	19.35	20.63
MgO	5.71	7.66	5.71	Sr	948.89	906.62	1251.9	La	59.58	54.54	61.28
CaO	8.55	9.71	9.13	Ba	899.96	827.74	893.98	Ce	112.73	103.61	114.7
Na ₂ O	4.48	3.78	4.07	Sc	15.33	14.57	13.69	Pr	12.21	11.51	12.29
K ₂ O	1.25	1.94	1.14	V	203.78	194.98	198.37	Nd	46.77	44.13	46.12
P ₂ O ₅	0.84	0.75	0.79	Cr	164.41	203.65	125.15	Sm	9.08	8.06	9.13
LOI	1.29	1.88	2.61	Co	32.1	33.21	30.56	Eu	2.64	2.47	2.71
SUMA	99.39	99.89	97.72	Ni	100.8	145.41	81.4	Gd	7.18	6.86	6.96
				Cu	40.39	32.24	37.07	Tb	1.02	0.96	0.96
				Zn	108.4	100.8	106.23	Dy	4.98	4.75	4.65
				Ga	23.66	19.97	23.51	Ho	0.89	0.85	0.82
				Y	24.12	22.5	23.4	Er	2.19	2.06	2.12
				Nb	89.62	85.63	96.83	Tm	0.3	0.3	0.28
				Ta	5.04	4.92	5.48	Yb	1.69	1.72	1.65
				Hf	6.04	5.94	6.57	Lu	0.26	0.24	0.26
				Mo	4.01	4.33	4.82				

Tabla 5.1.

Las relaciones isotópicas de los xenolitos anhidros (sin pargasita o flogopita) son también mantélicas. En cambio, los xenolitos hidratados muestran caracteres isotópicos indicativos de un metasomatismo en el manto ligado a posibles procesos de subducción (BECCALUVA *et al.*, 2004).

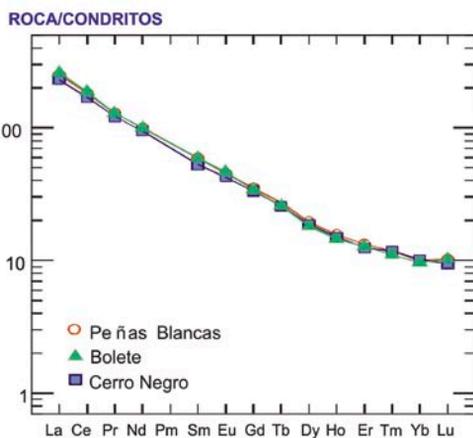
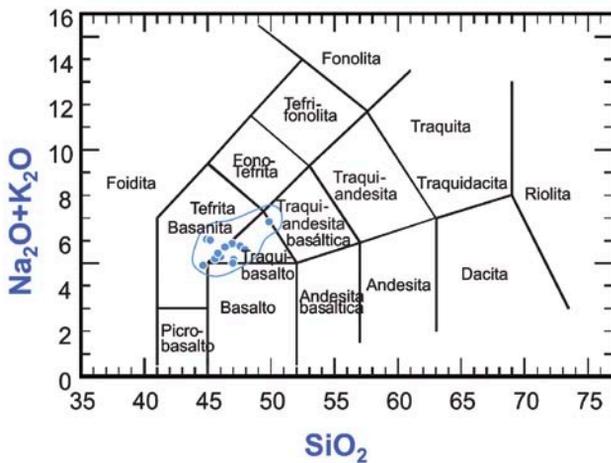


Figura 5.13.a. Puntos representativos de los análisis de basaltos (datos propios) en la clasificación TAS (Le BAS et al., 1986. **Figura 5.13.b.** Patrón de Tierras Raras las tres muestras analizadas de basaltos de distintas localidades Valores normalizados con valores condríuticos de SUN y McDONOUGH (1989).

5.2. ROCAS METAMÓRFICAS

5.2.1. Materiales del Complejo Nevado-Filábride

5.2.1.1. Manto del Veleta

5.2.1.1.1. Esquistos grafitosos, cuarcitas y micasquistos (1)

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita, oxidorita, (granate, cloritoide).

Minerales accesorios: grafito, ilmenita, turmalina.

Descripción de las rocas

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

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

La *clorita* aparece como un mineral tardío, de un tenue color verde y hábito tabular en las sombras de presión, que junto con cuarzo, aparecen en relación con los porfiroblastos antes descritos. También se encuentra clorita en los bordes de los cristales de mica incolora que constituyen mayoritariamente la matriz de la roca. La *oxidorita* puede ser localmente abundante en las muestras estudiadas. Se presenta como cristales tabulares o agregados radiales de color marrón intenso. Reemplaza a cristales previos probablemente de granate, o aparece en la matriz de la roca sustituyendo a la mica incolora y la clorita verde. Este reemplazamiento es posterior a la foliación principal y a la crenulación que afectó a la roca.

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

5.2.1.2. Manto del Mulhacén

5.2.1.2.1. Esquistos oscuros con granates **(6)**

Composición mineralógica

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

Minerales accesorios: grafito, minerales opacos, turmalina, apatito.

Descripción de las rocas

Las rocas de esta formación son micaesquistos grafitosos con granate con texturas predominantes granoblástica y lepidoblástica debidas a la alternancia a escala microscópica de niveles más ricos en *cuarzo* con otros en los que predomina la *mica incolora*. El *grafito* se concentra preferentemente en los niveles con mica incolora. Ésta aparece como agregados fusiformes de cristales de pequeño tamaño orientados paralelamente a la esquistosidad y, frecuentemente, crenulados. En algunas muestras los niveles ricos en cuarzo presenta texturas típicas de milonitización: granos alargados, extinción ondulante, textura en mortero.

El *granate* se encuentra como porfiroblastos mayoritariamente xenomorfos y con un tamaño de grano muy homogéneo (en torno a 0,75 mm). Las inclusiones dentro de ellos son muy escasas. Los porfiroblastos de granate son precinemáticos con respecto a la foliación principal de la roca, como se deduce por los cristales de mica que rodean a los granos y las sombras de presión con cuarzo y, ocasionalmente, agregados tabulares desorientados de clorita.

5.2.1.2.2. Formación de micaesquistos verdes-azulados con cloritoide **(3)** y **(8)**

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita, granate, albita, (cloritoide).

Minerales accesorios: epidota, minerales opacos, turmalina, apatito, circón, rutilo.

Descripción de las rocas

Los niveles más pelíticos de esta formación **(3)** y **(8)** son micaesquistos sin grafito que, ocasionalmente, pueden contener cristales de cloritoide o 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 definen la esquistosidad (textura lepidoblástica). Los cristales de cloritoide, minerales opacos, epidota y turmalina están mayoritariamente orientados paralelamente a la esquistosidad. En las rocas más deformadas los niveles ricos en cuarzo presentan texturas miloníticas: granos de cuarzo estirados, deformación ondulante y textura en mortero.

Los *porfiroblastos de granate* aparecen como cristales de xenomorfos a idiomorfos y tamaño muy variable (hasta 6 mm de diámetro). En general contienen inclusiones, que pueden llegar a ser muy numerosas, de cuarzo y opacos y cantidades mucho menores de mica incolora y turmalina. Las relaciones geométricas entre los porfiroblastos de mayor tamaño y la esquistosidad indican que el granate es claramente precinemático con respecto a la foliación principal de la roca. El granate presenta evidencias de reacciones metamórficas de desestabilización, total o parcial, que han dado lugar a la formación de *clorita* en el borde de los porfiroblastos y, en algunos casos, a agregados de *albita* y *clorita*. Estos son especialmente abundantes en las sombras de presión de los porfiroblastos, pero pueden llegar a desarrollarse también como aureolas que rodean por completo a los cristales de granate.

En las rocas que presentan *cloritoide* este mineral aparece concentrado en los niveles más pelíticos como cristales orientados, con hábito prismático o acicular (hasta 0.30 mm) y un leve pleocroismo en tonos verde-azulados. Más raramente se pueden encontrar también cristales de cloritoide orientados oblicuamente con respecto a la esquistosidad y rodeados por ésta.

Entre los minerales accesorios, destacan por su abundancia en algunos niveles la epidota, la turmalina, con cristales fuertemente zonados e intenso pleocroismo en tonos verdes, azulados y pardos, y un mineral opaco, probablemente ilmenita, con hábito columnar o acicular orientado paralelamente a la foliación.

En esta formación se pueden encontrar todos los términos intermedios entre micaesquistos y cuarcitas (**7**). Éstas raramente son puras desde el punto de vista mineralógico y, junto al cuarzo mayoritario, contienen siempre cantidades variables de mica incolora, clorita, granate, turmalina y epidota.

5.2.1.2.3. Metaevaporitas (**9**)

Son rocas oscuras de tamaño de grano muy fino en muestra de mano y, aunque son aparentemente homogéneas, presentan una considerable variación textural y mineralógica a escala de la lámina delgada.

Algunos niveles de metaevaporitas son metapelitas de grano fino, similares en apariencia a cualquier micaesquisto típico. Están formadas por una matriz de mica incolora, biotita muy levemente pleocroica y, en menor medida, cuarzo, mena opaca y turmalina. Las micas y los cristales prismáticos de opacos y turmalina presentan una acusada orientación preferente que define la esquistosidad principal.

El rasgo más destacable de la roca es la presencia de porfiroblastos mayoritariamente idiomorfos, hábito romboidal o prismático y una longitud máxima de 1.5 mm. Están compuestos por agregados de cuarzo granoblástico y cristales prismáticos o tabulares de biotita que han pseudomorfizado a cristales previos de yeso. Junto a ellos, aunque menos abundantes y

de menor tamaño (hasta 0.5 mm de radio), se encuentran también cristales redondeados y poiquiloblásticos de escapolita y porfiroblastos subidiomorfos de titanita.

En otros casos las metaevaporitas aparecen como rocas oscuras de grano fino, con bandas y lentes de color claro, de hasta 3 mm de espesor y paralelas entre sí, y un moteado, también de color claro, con una distribución irregular. Al microscopio las zonas oscuras consisten esencialmente en: (I) una matriz formada por un agregado granular de micro a criptocristalino de minerales incoloros y poco birrefringentes, probablemente cuarzo y escapolita, y (II) abundantes agregados xenomorfos, redondeados o más irregulares, de minerales marrones que pueden ser identificados como biotita. También se encuentran abundantes granos de mena opaca de pequeño tamaño diseminados por toda la roca, así como, en mucha menor medida, granos aislados o formando agregados de rutilo. Las bandas, lentes y zonas redondeadas, o más irregulares, de color claro están formadas fundamentalmente por un agregado de pequeño tamaño de grano de talco, cuarzo y mena opaca. Las formas de los mismos sugieren que se trata de antiguos cristales de yeso. Por último, en esta roca son muy frecuentes también agregados criptocristalinos xenomorfos y de color gris, tanto en las zonas de la matriz oscura como en las zonas más claras. Estos agregados se formaron por reemplazamiento de minerales previos con hábito prismático y alto relieve (anfíbol o distena), de los que aún se conservan restos.

5.2.1.2.4. Anfibolitas, esquistos anfibólicos y rocas básicas (4)

Las rocas básicas presentan una gran variedad mineralógica y textural debido a los siguientes factores:

La intensidad de la deformación y el grado de recristalización metamórfica que controla el diferente grado de preservación de la mineralogía y de las texturas ígneas originales.

Las diferencias composicionales de la roca total, que condicionan las asociaciones minerales metamórficas que pueden formarse.

a. Anfibolitas

Composición mineralógica

Minerales principales: anfíbol, plagioclasa, clorita, epidota, (biotita, mica incolora, carbonato).

Minerales accesorios: rutilo, titanita, minerales opacos, turmalina.

Descripción de las rocas

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

El *anfíbol* más común, con fuerte pleocroísmo en tonos verdes o verde-azulados, aparece como grandes porfiroblastos xenomorfos y hábito tabular o prismático de hasta 3 mm de longitud o como agregados de pequeños cristales prismáticos con textura nematoblástica en algunos sectores o, en otros, como el claro producto del reemplazamiento de minerales previos. Sólo en algunos casos se han encontrado anfíboles zonados en cuyo núcleo se preservan restos de una generación anterior de anfíbol con una suave tonalidad violeta.

La *plagioclasa* puede encontrarse como cristales xenomorfos y hábito muy variable: tabular, granular o incluso masivo. Son comunes los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol y plagioclasa en proporciones muy variables de uno u otro mineral. Esta textura es típica de la descomposición de minerales previos, probablemente clinopiroxeno, formados en condiciones de más alta presión.

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

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

Las micas sólo se encuentran en las anfíbolitas de algunos afloramientos. La *biotita*, puede llegar a ser muy abundante en rocas concretas como cristales subidiomorfos o xenomorfos con hábito tabular, columnar o granular, aislados o formando agregados y con una distribución muy irregular, incluso a la escala de una lámina delgada. La *mica incolora* es menos abundante que la biotita y se presenta de forma similar a ésta.

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

b. Rocas básicas con restos ígneos

El estudio petrográfico detallado de las rocas básicas permite encontrar estadios intermedios entre la roca ígnea básica original y las anfíbolitas más recrystalizadas. Se pueden distinguir dos tipos principales en función de su tamaño de grano:

Rocas básicas con textura ofítica de grano fino. Son las menos abundantes. Esto se debe probablemente a que son rocas más fáciles de deformar y recrystalizar durante el metamorfismo

que sus equivalentes de grano grueso. En las rocas mejor preservadas se puede observar una textura típicamente ofítica con cristales esqueléticos de augita titanífera con un intenso color rosado, que engloban cristales prismáticos idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa con un tamaño menor de 400 μm , así como numerosos cristales de ilmenita. Estos minerales pueden estar totalmente transformados a asociaciones típicamente metamórficas (fundamentalmente anfíbol y epidota), aunque preservando la textura original ofítica.

Rocas básicas con textura ofítica de grano grueso. A pesar de su aspecto externo, los gabros de grano grueso encontrados en algunos de los afloramientos estudiados están formados mayoritariamente por asociaciones minerales de origen metamórfico debidas a transformaciones pseudomórficas esencialmente isoquímicas. No obstante, en algunos de ellos ha sido posible encontrar restos de los minerales ígneos (plagioclasa, olivino, augita, anfíbol kaersutítico y biotita) y de su disposición textural originaria. Ésta consistía en una textura ofítica de grano grueso con fenocristales mayoritariamente redondeados de olivino y plagioclasa tabular, incluidos en clinopiroxeno poiquilítico (en cristales de hasta 4 mm de longitud), además de cantidades menores de anfíbol, biotita y minerales opacos.

El *clinopiroxeno ígneo (augita)* aparece casi completamente pseudomorfizado por un agregado de anfíbol verde pleocroico y pequeños granos de mena opaca. La *plagioclasa cálcica* original presenta un grado variable de transformación metamórfica a anfíbol, zoisita, distena y albita. En las zonas en las que plagioclasa ígnea original se encontraba en contacto con olivino, anfíbol o biotita ígneas se observan *transformaciones coroníticas* de las parejas de minerales en contacto. Algunos de los minerales producto de esta transformación son demasiado pequeños para poder ser identificados al microscopio o han sido reemplazados por anfíbol en las sucesivas etapas de metamorfismo a las que han estado sometidas estas rocas.

Se han encontrado restos de *olivino* ígneo en algunas muestras. Sin embargo, en la mayoría de los casos, sobre todo cuando estaba en contacto con antigua plagioclasa ígnea, este mineral aparece transformado a un agregado de cristales alargados de anfíbol distribuidos en dos zonas concéntricas con una acusada variación del tamaño de grano: muy pequeño en el borde y considerablemente mayor en el centro de los antiguos cristales. Los escasos restos de *anfíbol ígneo* que se han preservado pueden ser fácilmente identificados por la exsolución que presentan, normalmente en la parte central, de un agregado microscristalino de minerales opacos, seguramente ricos en titanio. En ocasiones el anfíbol ígneo puede haber desaparecido por completo, reemplazado por anfíbol metamórfico, pero el titanio que contenía originalmente ha recrystalizado dando lugar a agregados de granos de rutilo orientados según las direcciones de exfoliación del anfíbol, como se ha descrito en las anfíbolitas.

La *biotita ígnea* también es muy escasa; pueden conservarse restos en el interior de los agregados de anfíbol metamórfico.

5.2.1.2.5. Mármoles (5 y 10)

Composición mineralógica

Minerales principales: calcita, cuarzo, mica incolora, biotita, tremolita.

Minerales accesorios: minerales opacos, grafito.

Descripción de las rocas

Las mayores variaciones texturales observables en los mármoles de la Formación carbonatada dependen de la variación en la cantidad de minerales silicatados que se encuentren en ellos. Así los mármoles más puros presentan una textura granoblástica típica, característica también de los niveles más ricos en calcita de los mármoles más impuros. En éstos, la presencia de silicatos, minerales opacos o, incluso, grafito, da lugar a un bandeado paralelo a la foliación principal. Entre los silicatos, los más abundantes son el cuarzo y la mica incolora, normalmente orientada paralelamente al bandeado. Se han podido identificar también cristales tabulares de plagioclasa y granos de anfíbol incoloro, de probable composición tremolítica.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Cartagena, 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 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 grauwas 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 paleozoico 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 (pluri-kilométricos) 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.

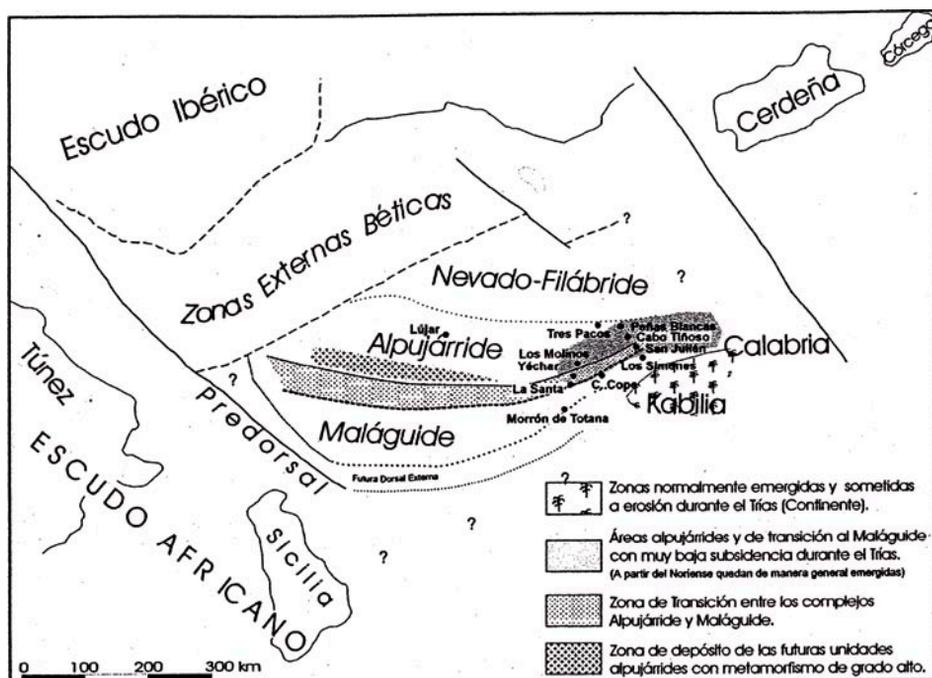


Figura 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCÍA TORTOSA, 2002. Modificada de Sanz de Galdeano et al., 2001.

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.

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 acuañamiento 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 detríticos 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 que 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 detríticas 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 Ladiniense, 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 periodo, los sistemas fluviales retrogradan debido a la transgresión marina que instaaura ambientes mareales, con depósitos de tipo sabka, quedando los sistemas fluviales restringidos a los paleosectores meridionales de las unidades maláguides (Morrón de Totana).

No fue hasta bien entrado el Ladiniense 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 periodo, 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 maláguides donde las facies se corresponden a ambientes supramareales y/o subaéreos.

Un nuevo evento tectónico aconteció en el límite Ladiniense-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-siliciclástica). En este periodo 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 periodo, 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 quizá esté representado el Noriense (pro parte), esto ocurre de manera generalizada salvo en la Unidad de Morrón de Totana donde MÄKEL (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 periodos 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 atenuación 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, 1986a), 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 fa-

cies litológicas, la reconstrucción palinpástica 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 mareales 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. Zegrí (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 Codilleras 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–Calloviense, 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 dominio 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 acentuadas; 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.

Entre tanto, 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 bloque 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 fosfatos 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. 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 Ma (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 sinsedimentaria y el repetido basculamiento de los depósitos de plataforma.

En este periodo 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 sinmetamórficas en condiciones dúctiles.

La fracturación distensiva subsecuente durante el Oligoceno Superior-Aquitaniense basal (25-23 Ma), se correlaciona con el rifting de la Cuenca de Valencia y la Provenza. En numerosas áreas del Prebético, la ruptura parcial de la cobertera 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 el 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.

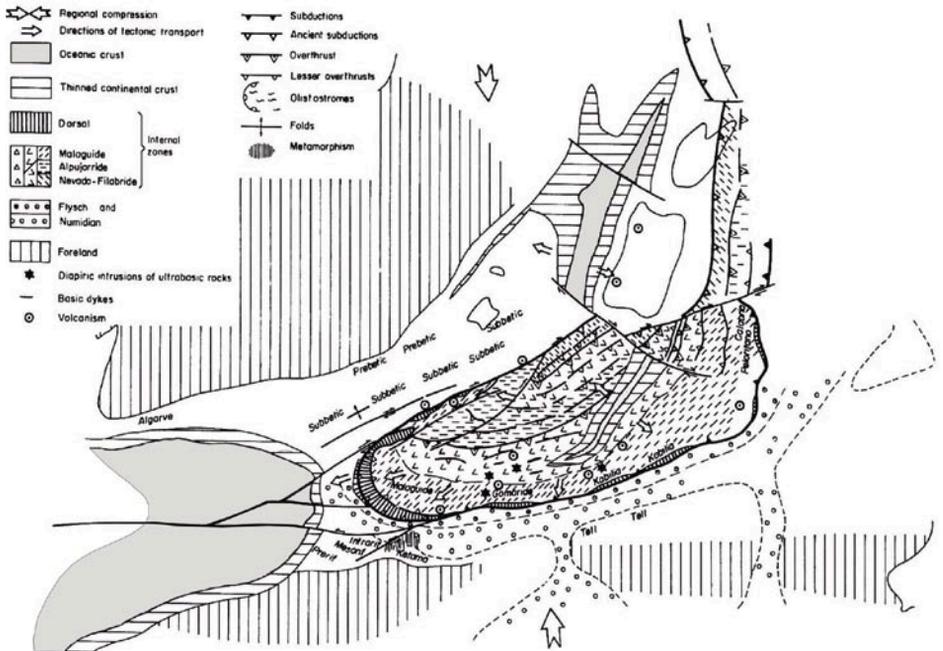


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno Inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO et al., 1990.

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. Coincidiendo 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 testigos de éstas sobre aquéllas.

La sedimentación durante el Mioceno Inferior estuvo confinada a cuencas sinclinales ENE, mientras que las charnelas anticlinales eran erosionadas y flanqueadas 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 Ma. Este registro finalizó con un periodo de mar alto generalizado y un plegamiento coaxial subsecuente datado

entre 21,5 y 17,2 Ma. En el resto del Mioceno Inferior y Medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dexas con dirección N60/70E. En las Z.E.B. continúa el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético así como la expulsión de materiales olistostrómicos al Norte y Suroeste hacia donde se ha trasladado el depocentro de la cuenca de antepaís, 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 transensivos (Fig. 6.3). Esto está confirmado por la fracturación extensional en y entre los Complejos que se definen en las Z.I.B. Este proceso de estiramiento tuvo lugar entre el Burdigaliense Superior y el Serravaliense, a lo de casi 9 Ma. 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 Tortoniense, 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-Archena y de Calasparra-Cieza, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento de África 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.

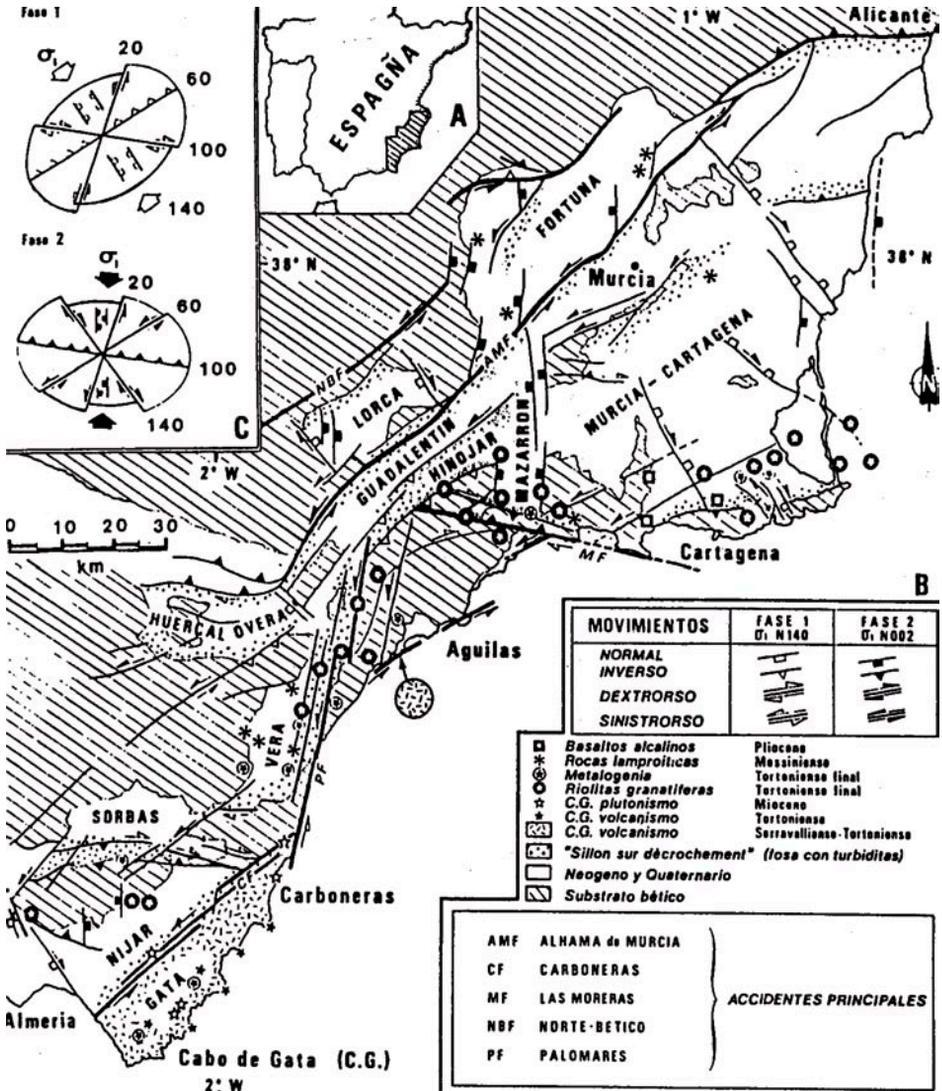


Figura 6.3. Las Cuenas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización B) Esquema estructural C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU et al., 1988.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Son muy numerosos 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 minerales, reconocidos dentro de la Hoja de Cartagena son muy numerosos. En el Cuadro 7.1 se resumen las principales características de los indicios catalogados en esta Hoja.

El análisis de este catálogo, permite sintetizar estos indicios en cinco grupos mayoritarios: de hierro (Fe) con morfología filoniana (indicios N^{os} 248 y 271). De hierro (Fe) con morfología estratiforme (indicios N^{os} 239, 240, 241, 244, 246, 247, 249, 251, 255 y 269). De estaño-cobre-plomo (Sn-Cu-Pb) con morfología filoniana (indicios N^{os} 268 y 270). De plomo-zinc (Pb-Zn) con morfología filoniana (indicios N^{os} 257, 258, 259, 260, 263, 265, 267 y 272). De plomo-zinc (Pb-Zn) con morfología estratoligada (indicios N^{os} 245, 252, 253, 256, 261, 266, 273, 274, 275 y 276).

Las *mineralizaciones filonianas de hierro*, en las que se integran el primer grupo de los indicios reseñados, 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 N^o 997) y la Punta de Calnegre (Hoja N^o 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.

INDICIO N°	SUSTANCIA	HOJA MTN 1:50,000	COORDENADAS UTM		DENOMINACIÓN, PARALE, TERMINO MUNICIPAL	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAIANTE	OTROS DATOS
1	Fe	977	661,90	4162,50	GRUPO LA CALERA Rincón de Morales, Cartagena	Estratiforme VSW-ESE	Hematites	Calizas marmóreas Triásico, Alpujárride	Másas tabulares Estratoligado
2	Fe	977	662,4	4164,00	NW Peñas Blancas, Cartagena	Estratiforme (?)	Hematites	Mármoleo Triásico, Nevado-Filabride	Estratoligado (?), Concentraciones irregulares en la base de los mármoleos
3	Fe	977	663,2	4163,5	MINAS de COLON Heliario de Peñas Blancas, Cartagena	Estratiforme (?)	Hematites	Calizas marmóreas Triásico, Alpujárride	Estratoligado(?), Concentraciones irregulares en las calizas
4	Pb	977	664,6	4158,55	SE Cuartel Carabineros, Cartagena	Irregular	Galena	Dolomías Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?), Diseminaciones en pequeñas fracturas
5	Cu	977	664,92	4159,82	Collado de Boleté, Cartagena	Estratiforme	Malaquita, azurita	Filitas Permetriásico, Alpujárride	Estratoligado, Diseminaciones en superficies de esquistosidad
6	Fe	977	665,05	4156,26	Mina sSan Francisco y otra SW de Perin, Cartagena	Estratiforme N070/040-60S	Hematites, Calcopirita	Mármoleo, micaesquistos Permetriásico, Nevado-Filabride	En la base de niveles calcáreos. Potencias de hasta 3 metros
7	Pb-(Hg)	977	666	4158,9	MINAS DEL BOLETÉ Cabezo del Bolete Grande, Cartagena	Irregular	Galena, Cinabrio, malaquita	Dolomías Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?), Diseminaciones en pequeñas fracturas
8	Fe	977	666,3	4165,8	MINA ZEDA Perin	Estratiforme N070/040-60 (Filomanda NE-SW)	Hematites, pirita	Mármoleo, micaesquistos, cuarzas, Permetriásico, Nevado-Filabride	Estratiforme en al base de niveles calcáreos (0,5-4 m de potencia)
9	Fe	977	667,5	4166,3	MINA AUTOVIA y otras, Los Montoros, Cartagena	Estratiforme	Hematites	Mármoleo, micaesquistos, cuarzas, Permetriásico, Nevado-Filabride	En la base de uno o varios niveles calcáreos. Potencias de 0,5 a 3 m
10	Fe	977	670,85	4162,8	Las Escarihueras, Cartagena	Filoniana (?) N060-70	Hematites	Calizas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?)
11	Fe	977	671	4161,5	Rambala de Portus, Cartagena	Desconocida	Hematites	Calizas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?)
12	Fe	977	676,5	4167,05	MINA ISABELITA y otras, La Algameca, Cartagena	Estratiforme (?)	Smithsonita	Dolomías, calizas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado, Masas tabulares de contornos irregulares. Potencias de 1,5-2,5 m.
13	Fe	977	679	4161,7	Cabezo de San Pedro, Cartagena	Estratiforme	Hematites	Calizas, Triásico, Alpujárride	Concentración tabular en base calizas
14	Pb-(Zn)	977	679,7	4161,15	MINA SAN ALEJANDRO y otra, Cerro Castillo San Julian, Cartagena	Lentejonar	Galena, cenusita, Smithsonita, pirita, Calcopirita, malaquita, fluorita, Cuarzo, calcita, dolomita	Dolomías, calizas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado, Bolsadas y diseminaciones
15	Pb	977	681,35	4161,25	Cerro Campana (ladera N), Cartagena	Lentejonar (?)	Galena	Dolomías, calizas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado
16	Pb-Zn	977	681,85	4164,15	SW de Media Legua, Cartagena	Filoniana N1 15/60NE	Galena, esfalerita, pirita	Calizas, esquistos, Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?)
17	Fe-(Hg)	977	682,3	4159,6	Este de Escombreras, Cartagena	Irregular	Hematites-goetita, cinabrio	Calizas marmóreas, filitas, Triásico, Alpujárride	Estratoligado (?), Diseminaciones en pequeñas fracturas
18	Pb-Zn	977	683,47	4165,25	NW de Alumbras, Cartagena	Desconocida	Galena, esfalerita, pirita	Mármoleo, Triásico, Nevado-Filabride	

INDICIO N°	SUSTANCIA	HOJA MTN 1:50.000	COORDENADAS UTM	DENOMINACIÓN: PARAJE, TERMINO MUNICIPAL	MORFOLOGÍA	MINERALOGÍA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
19	Zn-Pb	977	663,5 4164,25	MINA IMPENSADAY otras. La Pareta de Alumbrés. Cartagena	Filoniana N115/GONE	Esfalerita, galena, pirita	Calizas, esquistos (Alpujárride) Andesitas (volcanismo neógeno)	Cuatro filones. Potencias medias de hasta 8 m
20	Pb-Zn	977	684,6 4167	MINA CARMEN y otras. Cabezo Roche. La Unión	Filoniana NW-SE	Galena, esfalerita, pirita	Calizas (Triásico alpujárride) Andesitas y doretas (Volcanismo neógeno)	Varios filones en rocas volcánicas y calizas; potencias medias de hasta 3 m. Masas tabulares y cuerpos irregulares en calizas ("Mantos")
21	Zn-Pb-(Ag)	977	685,5 4165,5	MINA IBERIA y otras. Cabezo Rajado. La Unión-Cartagena	Filoniana N145-160/60E (Estratiforme)	Esfalerita, galena, pirita	Andesitas y doretas (Volcanismo neógeno) Margocalizas (Mioceno) Calizas (Triásico alpujárride)	Varios filones en rocas volcánicas y calizas; potencias medias de hasta 3 m. Masas tabulares y cuerpos irregulares en calizas ("Mantos")
22	Pb-Zn	977	685,95 4162,5	MINA SAN RAFAEL II y otras. Al sur de Cabezo machón. Cartagena	Filoniana NNW-SSE	Galena, esfalerita, pirita, marcasita, siderita, óxidos de manganeso, hematites, goeíta, pirrotina, baritina	Mármol, (Esquistos, meabitas) Permo-triásico. Nevado-Filabride	Varios filones encajados sobre todo en los mármoles. Prencias de hasta 2 m
23	Pb-Zn-Fe	977	686,3 4164,3	GRUPO BRUNITA. Casa Olimitas. La Unión-Cartagena	Estratiforme-lentejonar (Filoniana N14-170)	Galena, esfalerita, pirita, marcasita, magnesia, greenalita	Mármol, (Esquistos, meabitas) Permo-triásico. Nevado-Filabride	Masas lentejonares de contornos irregulares (2° Manto). Potencias hasta 40 m. filones de hasta 1 m de potencia
24	Fe-Mn-(Cu)	977	686,8 4160,75	MINA CENTINEA Y otras. Ramba del Gorguel (margen W). Cartagena	Lentejonar-Estratiforme	Hematites, óxidos de manganeso. Malaquita, azurita	Dolomías, calizas. Triásico. Alpujárride	Concentraciones irregulares en la base de los mármoles
25	Zn-Pb-(Ag)	977	686,6 4165,8	MINA REVOLUCIÓN y otras. El Palmeral. La Unión	Filoniana N135-170 (Estratiforme)	Esfalerita, galena, pirita, calcopirita, magnesia, marcasita, pirrotina, siderita	Andesitas y doretas (Volcanismo neógeno) Margocalizas (Mioceno) Calizas y esquistos (Alpujárride)	Filones (hasta 4 m de potencia) en rocas volcánicas y en calizas y esquistos alpujárrides. Bolsadas irregulares de tendencia tabular en calizas (1° Manto)
26	Sr-Cu-Pb	977	687,15 4164,85	MINA SAN JOSÉ y otras. Lomo del Villar. La Unión	Filoniana N160/50E	Casiterita, calcopirita, galena, argentífera, pirita, cobre nativo, cobres grises, azurita, malaquita, esfalerita	Micaesquistos con diques andesíticos. Paleozoico. Nevado-Filabride	Filón arrosariado; bolsadas de hasta 3 m de potencia
27	Pb-Zn	977	687,2 4162,35	MINA EBRALDO y otras. El Gorguel. Cartagena	Filoniana NNW-SSE	Galena, esfalerita, pirita, marcasita, siderita, óxidos de manganeso, hematites, goeíta, pirrotina, baritina	Calizas (Esquistos, cuarcitas). Triásico. Alpujárride	Varios filones, con potencias máximas de hasta 10 m, desarrollados sobre todo en los mármoles
28	Zn-Pb-Fe	977	687,2 4163,55	CORTA GLORIA y otras. La Cruz Chiquita y Casas Coloradas. La Unión	Estratiforme-lentejonar	Esfalerita, galena, pirita, siderita, magnesia, magnesita, arropirita, pirrotina, greenalita	Mármol, micaesquistos, cuarcitas, metabasitas. Permo-triásico. Nevado-Filabride	Masas lentejonares (2° Manto)
29	Pb-Zn-Fe	977	687,3 4167,3	MINA TRINIDAD (?). Cabezo de la Cruz. La Unión- Cartagena	Filoniana NW-SE (Estratiforme)	Hematites, galena, esfalerita, pirita	Calizas, esquistos (Alpujárride) Andesitas (Volcanismo neógeno)	Estratoligado. Masas irregulares en las calizas, filoncillos en rocas alpujárrides y en andesitas
30	Sr-Cu-Pb	977	687,5 4164	MINA TETUÁN y otras. La Crisoleja. La Unión	Filoniana N160	Casiterita, hematites, pirita, calcopirita, galena, esfalerita (?), fluoita, plumbogarrosita	Micaesquistos (Paleozoico nevado-filabride) Filitas (Paleozoico alpujárride) Dactitas (Volcanismo neógeno)	Stockwork. Localmente, masas tabulares irregulares

INDICIO N°	SUSTANCIA	HOJA MTN 1:50,000	COORDENADAS UTM	DENOMINACIÓN, PARALE, TERMINO MUNICIPAL	MORFOLOGÍA	MINERALOGÍA	ROCA ENCAIANTE	OTROS DATOS
31	Fe-(Ag-Pb)	977	688,1 4163,95	MINA ARMENIA y otras. La Crisoleja. La Unión	Estratiforme-Lentejonar	Hematites, cerusita, smithsonita, galena, pirargrita	Calizas (Triásico alpujarríde) Esquistos (Permianisco nevado-hilábride)	Estratoligado. Grandes masas tabulares de reemplazamiento
32	Sn-Cu-Pb-(Fe)	977	688,1 4165,05	MINA REMUNERADA y otras. Cuesta de Las Lajas. La Unión	Filoniana N070/0NW N145/45NE	Casiterita, calcopirita, pirita, galena, esfalerita	Cuarzitas, micaesquistos. Paleozoico. Nevado-Hilábride	Filones de hasta 3 m de potencia. Zonación vertical. Localmente, masas tabulares
33	Fe-Pb-Zn	977	688,2 4167	MINA MANUEL y otras. Montes Franci. Cartagena-La Unión	Irregular (Filoniana NW-SE)	Hematites, galena, esfalerita	Calizas, esquistos (Alpujarríde) Andésitas (Volcanismo neógeno)	Masas irregulares de óxidos de hierro en las calizas; filoncillos con sulfuros en calizas y en andésitas
34	Pb-Zn	977	688,5 4162,6	MINA ARIES y otras. Oeste de Portman. La Unión-Cartagena	Filoniana NNW-SSE	Galena, esfalerita, pirita, marcasita, siderita, óxidos de manganeso, hematites, goeétita, pirrotina, bairtina		Potencias de hasta 5 m; corridas de hasta 500 m
35	Pb-Zn-Fe	977	688,7 4165,7	MINA LA DIOSA y otras. El Des-cargador. La Unión-Cartagena	Lentejonar-Estratiforme (Filoniana NNW-SE)	Galena, esfalerita, pirita, siderita, hematites, marcasita, pirrotina, magnetita, goeétita, cerusita, smithsonita, anglesita, greenalita	Mármoles, esquistos (Nevado-Hilábride) Calizas, doleritas (Alpujarríde)	Estratoligado (1° y 2° mantos); masas tabulares irregulares en calizas. Venas y filoncillos en esquistos
36	Pb-Zn-Fe	977	689 4166,95	MINA DOS HERMANAS y otras. Cabezo de Trujillo. Cartagena	lentejonar (?). (Filoniana NNW-SE)	Hematites, galena, esfalerita	Calizas. Triásico. Alpujarríde	Estratoligado (1° Manto) Venas y filoncillos en calizas
37	Pb-Zn	977	689,30 4164,00	CANTERA NAVIDAD y otras. Cabezo del Engarbo. La Unión	Lentejonar-estratiforme (Filoniana)	Galena, esfalerita, pirita, marcasita, pirrotina, magnetita, greenalita	Mármoles; esquistos, cuarzitas. Permianisco. Nevado-Hilábride	Estratoligado (1° y 2° mantos); masas tabulares irregulares en calizas. Venas y esquistos-cuarzitas
38	Pb-Zn-Fe	977	689,30 4164,85	CANTERA S. VALENTÍN y otras. Sancti Spiritus. La Unión	Lentejonar-Estratiforme	Galena, esfalerita, pirita, siderita, hematites, marcasita, pirrotina, arsenocoprita, magnetita, goeétita, óxidos de manganeso, smithsonita, cerusita, anglesita, jarosita, greenalita, anhidrita, yeso, minerales arcillosos	Mármole (Nevado-Hilábride) Calizas, doleritas (Alpujarríde)	Estratoligado (1° y 2° mantos); masas tabulares de reemplazamiento en calizas. Potencias de hasta 70 m

Cuadro 7.1.

Según estos autores, estos yacimientos pueden ser homologados al tipo SIEGERLAND, ampliamente representado en la Europa hercínica y alpina. Dichos 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.

Hasta fechas muy recientes (1972), se han extraído menas de estaño de yacimientos del distrito minero de La Unión (Sierra de Cartagena); más tarde la SMMPE realizó estudios en orden a evaluar su actual potencial minero. Una síntesis de dichos estudios en su vertiente metalogenética fue publicada por ARRIBAS *et al.*, (1984). En el sector de La Crisoleja (indicios N° 269 y 270), al Sur de La Unión la intrusión de materiales volcánicos ha afectado el sustrato bético y a la cobertera neógena, constituyendo un domo elipsoidal y múltiples diques de roca de rocas de textura porfídica y composición dacítica. La alteración hidrotermal ha configurado una aureola en torno al domo principal y se muestra, sobre todo, por silicificación y alunitización de la propia roca volcánica y de su encajante. ARRIBAS *et al.*, (op. cit.) han descrito silicificación en "stockwork" y silicificación masiva. En el primer caso la sílice se aloja en fisuras y en superficies de esquistosidad. Originando un retículo de vetillas de espesores milimétricos a centimétricos; en el segundo diferencian entre silicificación masiva de contacto y la tabular, desarrollada esta última más lejos de los contactos y en mayor extensión superficial. La sílice muestra características propias de mineral de baja temperatura variando de micro a criptocristalina, siendo muy frecuentes las variedades de calcedonia y jaspe. Silicificación y mineralización están íntimamente ligadas, incluso parece haber cierta distribución selectiva de las especies minerales respecto de los distintos tipos de silicificación descritos ARRIBAS *et al.*, (op. cit.); la hematites es más abundante en las de tipo tabular; Sn y Pb están presentes en el "stockwork" y de manera específica el plomo se concentra en las silicificaciones tabulares el estaño muestra preferencia por el "stockwork" y en concreto por el desarrollado en los metasedimentos de los Complejos, que incluso el que afecta a la propia roca volcánica (Filones Remunerada y La Cuarta).

En ARRIBAS *et al.*, (1984) e IGME (1984), las mineralizaciones de estaño de la Sierra de Cartagena y Lomo de Bas se han asociado al tipo 1ª de TAYLOR (1979), un amplio grupo en el que se incluyen tanto el tipo Mexicano como el Boliviano, aunque en el caso de La Crisoleja sus características son mucho más próximas al tipo Mexicano dada la relación tan estrecha entre la roca volcánica y la mineralización.

Una estimación razonablemente fiable de la producción de mineral de estaño, a lo de largo del periodo de producción conocido, rondaría las 42.000 toneladas.

Un segundo grupo de indicios, son encuadrables en el grupo de *mineralizaciones estratoligadas en rocas carbonatadas*, muy abundantes en este sector de la cordillera. El calificativo "estratoligadas" se aplica, en este caso, a mineralizaciones que a escala regional están habitualmente asociadas a un determinado grupo de estratos, independientemente de que sean singenéticas, sindiagenéticas o epigenéticas. Por esto, en este grupo se agrupan tanto mine-

alizaciones sinsedimentarias o sindiagenéticas como otras en cuya génesis han intervenido fenómenos de metamorfismo de contacto y/o sustitución metasomática.

En el área de estudio pueden distinguirse dos subgrupos: uno estaría integrado por los indicios en cuya génesis es difícil detectar la huella del volcanismo neógeno; otro lo formarían aquellos en cuya génesis han desempeñado un papel protagonista los procesos hidrotermales emparentados con el volcanismo Neógeno.

Los del primer subgrupo son en todo similares a las descritas en el sector central de la Cordillera en las provincias de Granada y Almería como tipo *Marquesado*. En ambos casos los rasgos geológicos generales son muy parecidos: paragénesis (óxidos, carbonatos e hidróxidos de hierro, pirolusita baritina y escasos sulfuros) y como morfología masas tabulares, bolsadas o masas irregulares de tendencia estratiforme, horizontes estratiformes, masas alentejonadas y rellenos de fracturas y/o cavidades kársticas.

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

Pero quizás los más importantes yacimientos de hierro de la Región de Murcia han sido los que encajan en rocas carbonatadas inmediatas o próximas a los centros volcánicos (volcanismo calcoalcalino-potásico y shoshonítico) de los distritos mineros de Mazarrón y Cartagena-La Unión y que se integrarían en el segundo subgrupo. No son propiamente yacimientos estratoligados, aunque de manera invariable se alojan en mármoles, dolomías o calizas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, materiales en los que conforman masas de sustitución metasomática, así siempre irregulares, a veces groseramente tabulares y en ocasiones condicionadas por líneas de fractura. Aún así, en conjunto se adaptan a la disposición de las rocas carbonatadas que las albergan. En este apartado hay que destacar las Minas del Rincón de Morales y las Minas de Perín (indicios Nº 239, 243 y 244), a mitad de camino entre Mazarrón y Cartagena, que fueron las más importantes minas de hierro de Murcia y alguna de ellas (Aqueronte del Grupo Rincón de Morales), aún se laboreaba hasta 1964.

Es evidente que la relación de estas mineralizaciones con el volcanismo es, no sólo espacial, sino también genética. Aún así persiste la polémica entre el grupo de autores que defienden una etapa metalogenética única, ligada al volcanismo neógeno, y la del grupo de autores que

abogan por varias etapas metalogenéticas: la neógena habría conformado mineralizaciones propias pero de la misma manera habría llevado a cabo la removilización de mineralizaciones previas, paleozoicas y triásicas, descritas en el resto de la Cordillera. ARRIBAS y ARRIBAS (1995), defienden la postura de la etapa única neógena aportando datos de geoquímica isotópica del azufre y el plomo que, según dichos autores, darían por zanjada la polémica.

Son frecuentes las removilizaciones tardías (sobre todo de fluorita) a fracturas, *Las mineralizaciones de Plomo-Zinc* son las más variadas y numerosas en los sectores centrales y orientales de las Cordilleras Béticas y han alcanzado una relevancia económica mundial, en determinados momentos de su historia minera, a lo cual no ha sido ajena la Región de Murcia con sus distritos mineros de la Sierra de Cartagena, Mazarrón y Águilas.

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

En esta Hoja son numerosos e importantes los indicios que pueden encuadrarse en el grupo de *mineralizaciones de Pb-Zinc del tipo estratoligadas*.

Como ya se ha descrito todas estas mineralizaciones se encuentran alojadas en dolomías y calizas dolomíticas del Trías Medio-Superior y presentan morfología estratiforme-lentejonar o de diseminaciones estratoligadas con espesores de entre varios centímetros a algunos metros y continuidad lateral del orden del centenar de metros, consecuencia de los frecuentes cambios laterales de facies. Generalmente están asociadas al tránsito de capas de dolomías a calizas o dentro de los paquetes dolomíticos OVEJERO *et al.*, (1975 y 1982), y menos importantes y generalmente sin fluorita, en calizas. Dentro de la formación carbonatada alpujárride se han distinguido dos tramos mineralizados, el inferior de edad Anisiense y el superior de edad Ladinense Superior-Carniense que es el más importante. En este tramo principal mineralizado MARTÍN (1980), describe su organización sedimentaria como un acúmulo de megasecuencias regresivas constituidas por un término basal de grainstone oobioclásticas dolomitizadas (barras), un término de calizas margosas muy bioturbadas (lagoon) y un término superior en calizas masivas con laminación de algas y eventuales signos de emersión a techo. Las mineralizaciones con morfología estratiforme se asientan en el tránsito entre los términos de capas dolomíticas a calizas laminadas dando lugar a filones subverticales de espesor métrico y reducida continuidad lateral a bolsadas de dimensiones similares y rellenos de pequeñas cavidades paleokársticas MARTÍN *et al.*, (1984).

La mineralización en sí no es particularmente variada ni compleja: predominan, con mucho, galena y fluorita, la primera siempre presente y a menudo argentífera; en ocasiones hay concentraciones importantes de esfalerita, pero por lo general está subordinada a la galena como inclusiones de esta. Otras especies primarias son: baritina, pirita, calcopirita y sulfosales de Pb y Cu.

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

En la génesis de estas mineralizaciones se admite que el primero y principal proceso metalogénico es sinsedimentario y/o sindiagenético en ambientes de plataforma carbonatada poco profunda donde las manifestaciones ígneas penicontemporáneas (ofitas) pudieron aportar a la cuenca de sedimentación parte de los cationes. Los procesos posteriores de diagénesis, metamorfismo, circulación de fluidos hidrotermales y meteorización con los consiguientes efectos de aporte de nuevos componentes (epigenéticos), removilización de los singenéticos y alteración de unos y otros confluyen en este tipo de yacimientos estratoligados en rocas carbonatadas tipo Mississippi Valley STANTON (1980); EVANS (1980) o Alpino SANGSTER (1976).

Las mineralizaciones de Pb-Zn relacionadas con el volcanismo neógeno, agruparían no sólo a las de esta paragénesis, sino también a otras sustancias o indicios ya descritos con anterioridad (hierro, cobre, mercurio, etc.) de esta región del Sureste peninsular, cuyo tratamiento debe abordarse conjuntamente y ello dejando a un lado las controversias que durante años han mantenido los dos grupos de investigadores a los que se hacía referencia con anterioridad. Considerando la síntesis de ARRIBAS Y ARRIBAS (op. cit.), como la más sincrética y actualizada, el modelo propuesto en la Fig. 7.1, para explicar la génesis de los yacimientos de este sector.

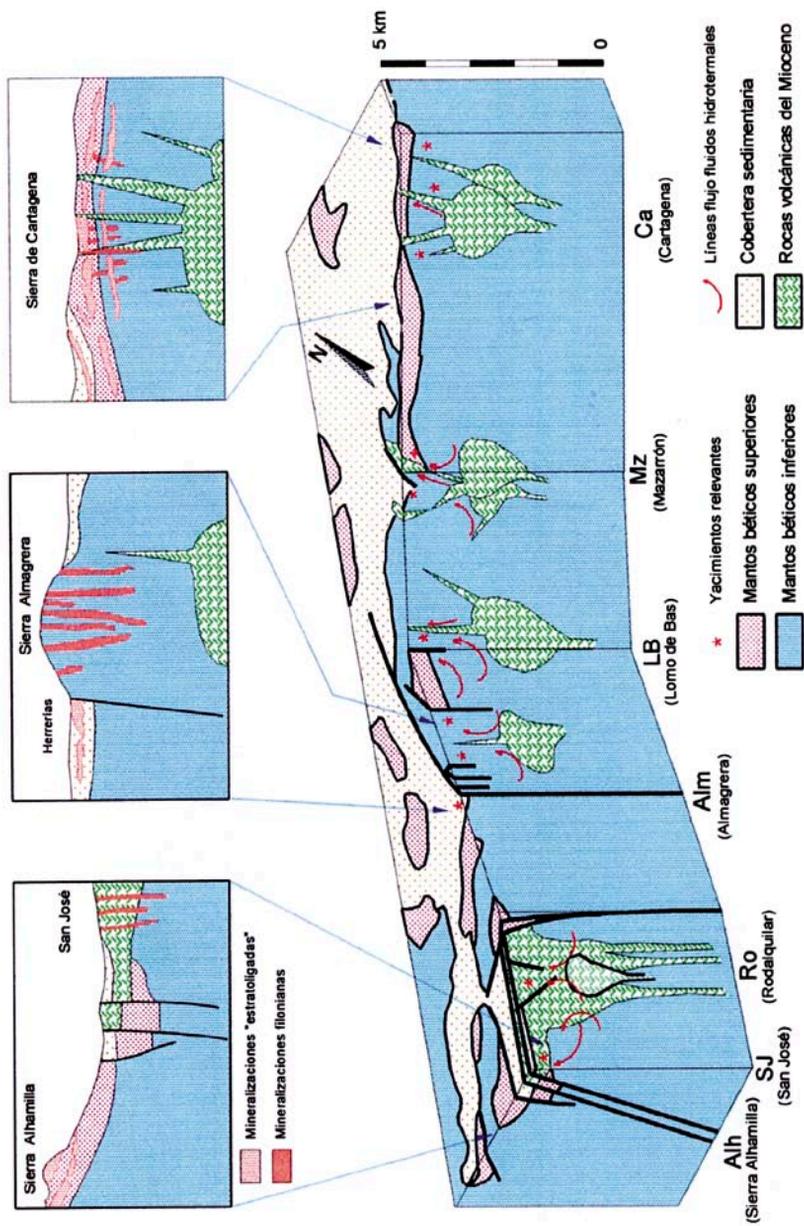


Fig 7.1. Bloque diagrama esquemático de la corteza superior en el Sureste de la Península mostrando la hipotética posición de los centros ígneos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la posición de las mineralizaciones más representativas. RUJZ MONTES, M. 2000 adaptada de ARRIBAS y ARRIBAS (1995).

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

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

En otro arco que se extiende más externo al precedente y desde la Sierra de la Carrasquilla, por Sierra Almenara hasta la Sierra de las Moreras y la Rambla de Pastrana, la inmensa mayoría de las mineralizaciones son de hierro, estratoligadas en rocas carbonatadas sobre todo del Complejo Nevado-Filábride y en menor medida del Alpujárride e incluso Maláguide. Son masas de sustitución (irregulares, lentejonares tabulares), diseminaciones y "stockworks".

A estas masas volcánicas están ligados los más importantes yacimientos de Pb-Zn-Ag del distrito de los distritos mineros de Mazarrón y de Cartagena-La Unión. Consisten en una red de filones más o menos paralelos, a veces muy ramificados, que dan lugar a "stockworks" centrados en el filón San José. Las rocas encajantes (tobas, lavas, dacitas y riocitas conteniendo grandes enclaves de las rocas nevado-filábrides), están afectadas por una fuerte alteración hidrotermal. La mineralización está formada por galena argentífera, esfalerita, pirita, marcasita, barita y siderita; como accesorios magnetita, tetraedrita, estibina y bertierita y como ganga calcita, barita, dolomita y cuarzo. Entre los minerales producidos por la alteración hidrotermal la alunita, jarosita y alumbre son los más abundantes y entre los de oxidación se encuentran yeso, anglesita, malaquita azurita y numerosos sulfatos solubles.

La Sierra de Cartagena puede considerarse globalmente como un único yacimiento y, gracias a él, el distrito minero de Cartagena-La Unión ha sido quizás el más importante yacimiento de Pb-Zn-Fe (y otros elementos subordinados: Mn, Cu, Sn) de España, e incluso del mundo, en algún momento de su historia. La Sierra de Cartagena se ha edificado por el empilamiento de

varias unidades de los Complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride. Bajo este edificio se supone la presencia de un centro ígneo del cortejo del volcanismo neógeno calcoalcalino potásico y shoshonítico (Fig. 7.1) que se manifiesta en superficie por varias pequeñas masas de dacitas/riodacitas. Los procesos hidrotermales han conducido a la alteración de los materiales, según el esquema definido por OEN (1975a), y, en este contexto, a diversos tipos de mineralizaciones polimetálicas (Fig. 7.2).

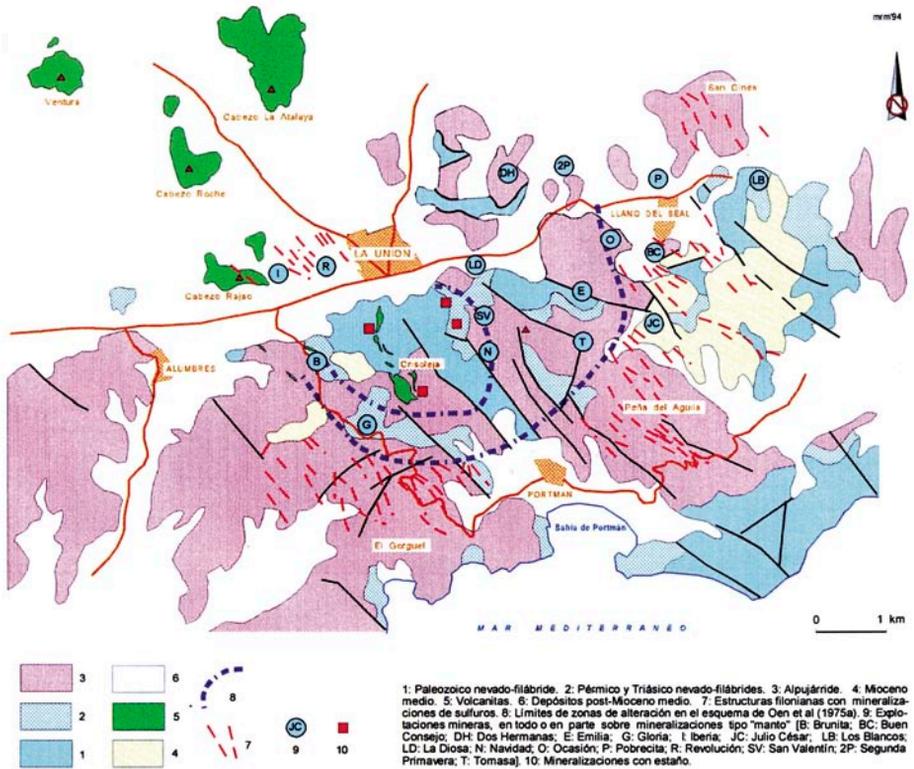


Fig. 7.2. Distrito minero de La Unión (Sierra de Cartagena): geología y mineralizaciones. Modificada por RUIZ MONTES, M. 2000 a partir de OEN *et al.*, (1975a) y de MANTECA, J.I. y OVEJERO, G. (1989).

Las mineralizaciones de la Sierra de Cartagena se presentan en forma de filones de relleno y sustitución, reemplazamientos metasomáticos (mantos), impregnaciones hidrotermales (blanquetes) y rellenos de cavidades, tanto en las rocas metasedimentarias de las series Nevado-Filábrides y Alpujárrides como en las sedimentarias y volcánicas del Mioceno. A este último pertenecen dos mineralizaciones muy características de la Sierra de Cartagena. Una es la que se explotó en la Mina San Rafael III, situada al SE de Brunita, en donde la mineralización estaba

rellenando fracturas y huecos de un karst, de posible origen hidrotermal, que se desarrolló en el contacto de las filitas y mármoles de la serie filábride. La otra mineralización se encuentra en las margas y conglomerados miocenos de las Minas de Cartes OEN *et al.*, (1980); ARRIBAS (1980), donde forma respectivamente filones de relleno y un manto de reemplazamiento de características singulares ya que los sulfuros se hallan en los huecos que dejaron, al ser disueltos por las soluciones hidrotermales, los cantos de rocas carbonatadas del Trías que forman parte del conglomerado llamado el "almendrolón".

En conjunto los minerales que aparecen en los diferentes yacimientos de la Sierra de Cartagena son: greenalita, clorita, talco, minnesoita, magnetita, hematites, pirrotina, arsenopirita, estannina, pirita, marcasita, calcopirita, tetraedrita-tennantita, galena, esfalerita, boulangierita, bournonita, samseyita, y casiterita xiloide. Los minerales más frecuentes de la ganga son: cuarzo, (ocasionalmente jasperoideo y calcedonioso, a veces de la variedad amatista), siderita, calcita y baritina. Los minerales de alteración, tanto los producidos por procesos hidrotermales como por meteorización son: jarosita, alunita, nontronita, calcosina, covellina, anglesita, yeso, beudandita, cerusita, smithsonita, goethita, delafossita, driptomelana, pirolusita, polianita, psilomelana, calcofanita, heterolita y coronadita.

La magnetita, greenalita y, en general, los minerales cloríticos sólo aparecen en los mantos de reemplazamiento de los niveles carbonatados y, ocasionalmente, en las metabasitas intercaladas en ellos. Basándose en la presencia o no de estos silicatos, así como en la de casiterita y óxidos de Mn, OEN *et al.*, (op. cit.), han establecido tres asociaciones paragenéticas en la Sierra de Cartagena: **(1)** Sulfuros-carbonatos-sílice. **(2)** Sulfuros-carbonatos-sílice-greenalita-magnetita. **(3)** Óxidos-hidróxidos-carbonatos-sílice.

La primera asociación da lugar a filones y mantos, la segunda es típica de los mantos y la tercera aparece en filones, mantos y blanquetes. Es destacable que a esta última asociación es a la que pertenecen las mineralizaciones con óxidos de Mn, hematites y casiterita xiloide ARRIBAS y ARRIBAS (op. cit.).

7.1.2. Minerales Energéticos

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

7.1.3. Rocas Industriales

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

En el capítulo de los áridos, al contrario de lo que ocurre en áreas próximas, la actividad dentro de esta Hoja es muy escasa. Sólo se han localizado dos canteras activas que explotan las rocas carbonatadas de la Unidad de San Julián del Complejo Alpujárride. Una de ellas se encuentra al NE de Escombreras y en las cercanías de la carretera que enlaza dicha localidad con la N-332 (685,180; 4162,340), la segunda se encuentra al Sur de La Unión y en las proximidades de la estación de ferrocarril (688, 800; 4166,700). En ambos casos son áridos carbonatados, incluíbles en la categoría de áridos de machaqueo. En el cuadro 7.4 se resumen los datos de dichas explotaciones.

Los áridos carbonatados se utilizan para la preparación de hormigones, aglomerados asfálticos y morteros hidráulicos, para la manufactura de elementos prefabricados.

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES					
INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/Término Municipal	Observaciones
	X	Y			
39	685180	4162340	Arm (Áridos carbonatados)	Escombreras	
40	688800	4166700	Arm (Áridos carbonatados)	La Unión	

Cuadro 7.4.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características Climáticas e Hidrológicas

La Hoja de Cartagena 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 Media 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 sólo 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 exiguos pero permanentes.

En la Hoja de Cartagena, el clima, según la clasificación de Köppen, se incluiría dentro del estepario seco, próximo al desértico (GEIGER, 1970; LÓPEZ GÓMEZ, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 17°-18°C, junto con la escasez de lluvias, del orden de 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración entre 850 mm/año y 950 mm/año, e incluso superiores, imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías", principalmente durante los meses de octubre y noviembre (ALONSO SARRÍA, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

El ámbito territorial de la Hoja está dominado desde el punto de vista fluvial por cauces con desagüe directo al mar Mediterráneo, los del sector meridional, y al Mar Menor, los del septentrional. Son ramblas efímeras de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente a los aguaceros sobre sus cuencas vertientes. En el apartado 3.1 (Fisiografía) se describen con detalle los aspectos esenciales de la red fluvial de esta Hoja.

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, correspon-

dientes 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 1ª 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.

Son numerosos los puntos de agua existentes en el ámbito de esta Hoja, especialmente los que se encuentran relacionados con los pozos mineros del sector SE. En el Cuadro 7.5 se recoge una selección de los puntos que se han considerado más representativos.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORDUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	DESCRIPCIÓN_UTILIZACIÓN	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 7.5. Selección de Puntos de Agua

En la Figura 7.3, 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.

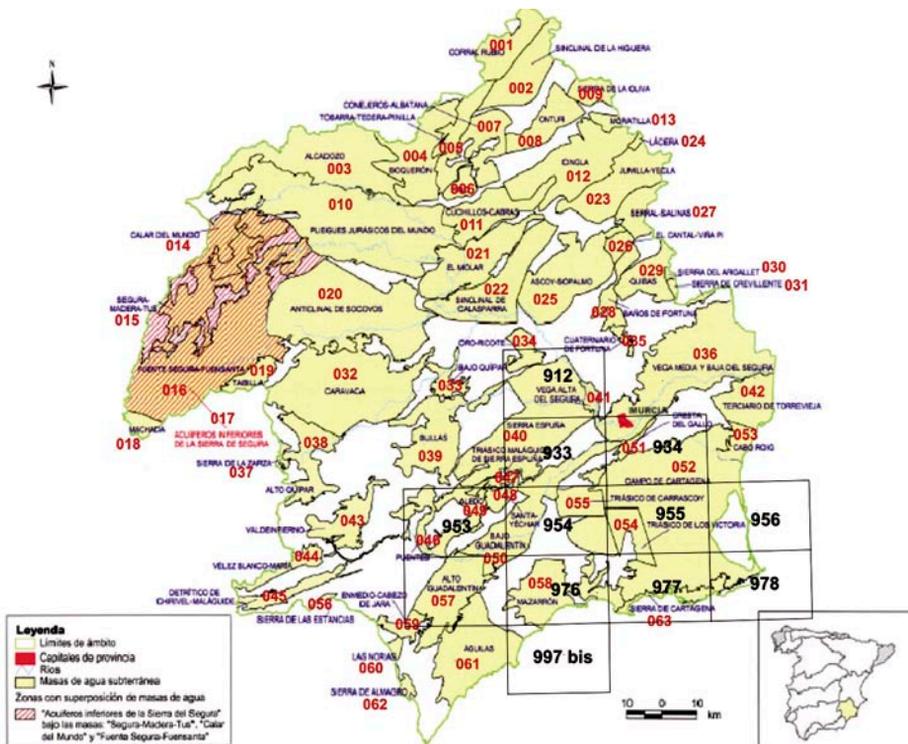


Figura 7.3. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005).

Atendiendo a esta delimitación, las Masas de Agua Subterránea presentes en el ámbito de la Hoja son:

- 070.052. Campo de Cartagena
- 070.063. Sierra de Cartagena

Las Unidades Hidrogeológicas presentes en este mismo ámbito son las siguientes:

- U. H. 07.31. Campo de Cartagena
- U. H. 07.51. Sierra de Cartagena.

La Masa 070.058 (Mazarrón) sólo está representada en una reducida zona de la esquina occidental, al Oeste de la Sierra de la Muela, en la que aparece su terminación oriental. Se extiende ampliamente por la vecina hoja de Mazarrón, en cuya memoria se describe, ocupando su totalidad.

070.052. Campo de Cartagena (U. H. 07.31)

El Campo de Cartagena es una región natural, geográficamente muy bien definida, que se sitúa en el Sureste de la Región de Murcia y Sur de la provincia de Alicante. Se caracteriza geomorfológicamente por su amplia llanura, con pequeña inclinación hacia el Sureste, rodeada en todos sus contornos, a excepción de la zona del litoral, por elevaciones montañosas. Por el Norte se diferencia de la depresión formada por las vegas del Segura-Guadalentín mediante una alineación montañosa cuya altura disminuye gradualmente hacia el Este, existiendo sólo algunas pequeñas lomas cerca del mar Mediterráneo. En su parte meridional limita con el conjunto orográfico de las sierras de Cartagena, de dirección E-O, que lo separa del Mediterráneo. Al Oeste, interrumpen la monotonía de la llanura las sierras de Los Victorias y Gómez, entre Fuente Álamo y La Aljorra. En el interior del Campo de Cartagena sólo destacan algunos cerros o cabezos como Cabezo Gordo (312 m), al Oeste de San Javier, y el Carmolí (117 m), más al Sur y junto al Mar Menor.

El Campo de Cartagena, con una extensión superficial de 1.440 km², constituye una unidad hidrogeológica (07.31) amplia y compleja que se ubica en una de las grandes depresiones interiores postmanto de las Cordilleras Béticas ocupada por un potente relleno neógeno, predominantemente margoso de más de 1000 metros de espesor, en el que existen intercalaciones detríticas y calcáreas del Mioceno al Cuaternario que constituyen diferentes niveles acuíferos. De ella se han desagregado recientemente, por motivos de mejor gestión administrativa de sus recursos hídricos, los sectores de Cabo Roig y Sierra de Los Victorias, que han pasado a constituir, respectivamente, las masas de agua subterránea 070.053 (Cabo Roig) y 070.054 (Triásico de Los Victoria), ambas fuera de los límites de esta Hoja.

La masa actualmente denominada 070.052 (Campo de Cartagena) coincide, por tanto, con la unidad hidrogeológica homónima a excepción de las dos masas desagregadas antes mencionadas. Tiene una superficie de 1.240 km², ubicada en el 92% en la Región de Murcia y el resto en la provincia de Alicante. La ocupación general del suelo en el año 2000 era agrícola (76%), urbana (9%) y forestal (15%). En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos del Parque Regional de Las Salinas y Arenales de San Pedro del Pinatar y los Paisajes Protegidos del Cabezo Gordo y de los Espacios Abiertos e Islas del Mar Menor.

Los límites de la masa quedan definidos por los materiales de baja permeabilidad permotriásicos y neógenos con los que las formaciones de esta unidad contactan lateralmente por medio de accidentes tectónicos, a excepción del sector oriental en el que el límite es el mar Mediterráneo.

Dentro de esta masa se han diferenciado varios acuíferos (ITGE, 1994), entre los que destacan por su importancia los siguientes: acuífero Cuaternario, constituido por 20-150 m de gravas, arenas, limos, arcillas y caliches depositados sobre margas terciarias que actúan como base impermeable; acuífero Plioceno, formado por areniscas con espesores variables entre 10 y 110 m, limitadas a base y techo por margas del Mioceno Superior y Plioceno, respectivamente; acuífero Messiniense, constituido por calizas bioclásticas, areniscas y arenas, con un espesor medio de 125 m, limitadas a base y techo por margas tortonienses y messinienses.

Además de estos acuíferos principales existe otro de menor entidad, el acuífero Tortoniense, que está formado por 150-200 metros de conglomerados poligénicos (sector occidental) y areniscas (sector oriental), situados sobre margas del Mioceno Medio; este acuífero se interna bruscamente en el Campo de Cartagena por debajo de la potente formación margosa de Torremendo que hace de impermeable de techo. Dentro de la Hoja de Cartagena no están representados los acuíferos Messiniense y Tortoniense.

Dada la compleja estructura tectónica interna de esta depresión, el carácter discordante de muchas de sus formaciones y el contacto por el Este con el Mar Menor y el Mediterráneo, existe en ciertas zonas una conexión hidráulica entre acuíferos y entre éstos y dichos mares.

La recarga de la masa Campo de Cartagena procede de la infiltración directa del agua de lluvia y de los retornos del riego (concentradas en gran medida en el acuífero Cuaternario), aunque también habría que considerar una posible alimentación lateral desde la Sierra de Cartagena, si bien de escasa magnitud. La descarga se realiza por bombeos (fundamentalmente en los acuíferos Messiniense y Plioceno) y por salidas laterales hacia el Mar Menor y el mar Mediterráneo (a través del acuífero Cuaternario). Hay que tener en cuenta, también, la interconexión interna entre diferentes acuíferos, realizada en condiciones naturales y a través de sondeos deficientemente construidos, que ha sido estimada en un valor medio anual orientativo próximo a 40 hm^3 (ITGE, 1994).

Considerada en su totalidad, la unidad hidrogeológica del Campo de Cartagena presenta actualmente un balance para las aguas subterráneas equilibrado entre la recarga y descarga, o incluso positivo a favor de las entradas (ITGE, 1994), según los diferentes estudios realizados en la última década. En el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) se define, si se excluye el sector de Cabo Roig, una situación media de equilibrio entre la recarga total ($65 \text{ hm}^3/\text{año}$, de los que $15 \text{ hm}^3/\text{año}$ corresponden a retornos de riego) y la descarga ($60 \text{ hm}^3/\text{año}$ por bombeos en situación climática media, de los que $27 \text{ hm}^3/\text{año}$ corresponderían al sector de Los Victorias, y $5 \text{ hm}^3/\text{año}$ de salidas subterráneas al mar). Esta situación contrasta fuertemente con la que tenía lugar en los años 70 como consecuencia de las intensas explotaciones por bombeo que se producían con anterioridad a la llegada a la zona de las aguas del trasvase Tajo-Segura, llegando a contabilizarse hasta $120 \text{ hm}^3/\text{año}$ de extracciones, con una situación de sobreexplotación de recursos subterráneos evaluada entonces en unos $80 \text{ hm}^3/\text{año}$.

La aplicación de las aguas del trasvase incidió favorablemente en esta problemática al permitir un doble efecto: descenso del volumen extraído de agua subterránea e infiltración de excedentes de riego con aguas externas al sistema acuífero. Este hecho ha tenido su respuesta en la evolución piezométrica, cuya tendencia anterior fuertemente descendente se ha visto modificada desde principios de los años 80 por un marcado ascenso generalizado, a excepción del acuífero Triásico de Las Victorias, que continúa experimentando un acusado proceso de sobreexplotación (ARAGÓN, 1999). Posteriormente, y como consecuencia de sequías padecidas en la cuenca del Segura, coincidentes además con reducciones de las aportaciones del trasvase, se han incrementado temporalmente los bombeos de agua subterránea, por lo

que se han detectado de nuevo algunos descensos de los niveles piezométricos. En concreto, en el periodo comprendido entre los años 1991 y 1995 las extracciones desde los acuíferos del Campo de Cartagena aumentaron considerablemente con respecto a las que tienen lugar en épocas de características hidrológicas medias, habiendo sido evaluadas en esta zona, sin incluir el sector de Cabo Roig, entre 98,5 hm³/año y 129 hm³/año (Albacete *et al.*, 2001).

En general, las aguas subterráneas del Campo de Cartagena presentan una elevada salinidad, con influencia de las formaciones salinas que constituyen su entorno geológico y, localmente, con procesos de mezcla por causas tectónicas con aguas termales profundas del basamento. Los posibles focos de contaminación son las intensas actividades agropecuarias, los vertidos urbanos y los industriales, procedentes estos últimos del entorno de Cartagena y de la zona minera al Sur de la unidad. Además son de resaltar los fenómenos de mezcla que se producen entre las aguas de distintos acuíferos por su interconexión natural y a través de sondeos deficientemente construidos. Es interesante mencionar que la infiltración de los excedentes del riego con las aguas del trasvase Tajo-Segura (de mejor calidad que la de los acuíferos de la unidad) ha producido sensibles mejoras en la calidad química del agua subterránea.

Por sus condiciones de afloramiento y escasa profundidad del nivel freático el acuífero Cuaternario es el más vulnerable a la contaminación, en especial en lo referente a las actividades agrarias, ya que las intensas labores agrícolas que se desarrollan en esta comarca han provocado contenidos muy elevados de nitratos en el agua subterránea, siendo frecuentes concentraciones superiores a 50 mg/l que incluso llegan a alcanzar en algunos lugares cantidades entre 100 y 150 mg/l, superando en algunas épocas los 200 mg/l (ARAGÓN *et al.*, 1999). La salinidad de sus aguas es superior a 2.000 mg/l y sobrepasa con bastante frecuencia los 4.000 mg/l e incluso 5.000 mg/l, llegando a alcanzar puntualmente valores superiores a 6.000 mg/l. La facies es clorurada-sulfatada mixta.

El acuífero Tortoniense es el de mejor calidad, con aguas de mineralización entre 600 y 1.000 mg/l y facies mixta aunque con predominio de las componentes bicarbonatada y cálcica. Son aptas para consumo humano, siendo utilizadas para el abastecimiento de localidades cercanas a Murcia y en regadíos de la zona.

En el acuífero Messiniense predominan las aguas de salinidad entre 1.000 y 3.000 mg/l, incrementándose a valores superiores en la franja costera, en las inmediaciones del Cabezo Gordo y en los alrededores de la estación de Riquelme-Sucina. Predomina la facies clorurada-sulfatada mixta o sódica, aunque las aguas de menor salinidad son del tipo clorurada-bicarbonatada mixta.

Las aguas del acuífero Plioceno presentan una mineralización generalmente creciente según la dirección de flujo; los valores menores de salinidad se localizan en la zona Noroeste (1.000 a 4.000 mg/l), siendo los más elevados los encontrados entre Torre-Pacheco y Los Alcázares (4.000 a 6.000 mg/l). La facies predominante es clorurada-sulfatada sódico-magnésica. El contenido

en nitratos supera en algunos puntos 50 mg/l como consecuencia de mezcla con aguas del Cuaternario.

070.063. Sierra de Cartagena

Tiene una superficie de 66 km², pertenecientes a la Región de Murcia y en su práctica totalidad dentro de la Hoja de Cartagena. La ocupación general del suelo en el año 2000 era mayoritariamente forestal (75%) y urbana (23%), mientras que solo el 2% era agrícola.

Esta masa de agua subterránea se extiende desde la localidad de La Azohía, al Oeste, hasta la Bahía de Portman, al Este. Al Sur limita con el mar Mediterráneo y al Norte con el Campo de Cartagena. En este ámbito geográfico se ubican los Espacios naturales protegidos de La Muela y Cabo Tiñoso, sector occidental del Parque Regional de Calblanque, Monte de las Cenizas y Peña del Águila y los Lugares de Importancia Comunitaria de Cabezo de Roldán y Sierra de Fausilla.

Debido a la elevada complejidad geológico-estructural de la zona, que ha provocado una intensa compartimentación tectónica, la masa está formada por numerosos acuíferos de pequeño tamaño, con funcionamiento independiente y escasa o nula relación hidrodinámica entre ellos, constituidos por calizas, dolomías y mármoles del Triásico, con espesores que alcanzan 200 m. También habría que mencionar, aunque su importancia es mucho menor, los reducidos acuíferos detríticos cuaternarios de algunas depresiones, como las de los valles de Escombreras y Alumbres, en ocasiones conectados con los acuíferos triásicos. Los límites laterales están compuestos por materiales impermeables (filitas, micaesquistos y cuarcitas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, y arcillosos miopliocenos del Campo de Cartagena).

El grado de conocimiento hidrogeológico de la masa es en general bajo, pues no ha sido objeto de una investigación del conjunto sino de estudios de carácter local, como es el caso de los realizados en el sector oriental por el ITGE-MOPTMA (1996) y de varias tesis doctorales recientes por las universidades Politécnica de Cartagena y Politécnica de Cataluña.

La recarga procede de la infiltración directa del agua de lluvia. La descarga tiene lugar por salidas hacia el mar Mediterráneo y, posiblemente, hacia el Campo de Cartagena; también existe extracción por bombeo, aunque de escasa magnitud.

La recarga ha sido estimada en 0,6 hm³/año, que coincidiría con las surgencias al mar en régimen natural, ya que se consideran mínimas (0,05 hm³/año) las extracciones por bombeo (CHS, 2005). En ITGE-MOPTMA (1996) se evaluó para el año 1995 una explotación de 1,43 hm³, que se destinaba a usos agrícolas. Para el año hidrológico 2003/04, Robles (2007) obtiene un valor medio para la recarga del sector oriental de 4,7 hm³ por aplicación de factores de infiltración a las zonas potenciales de recarga (4,8 hm³) y por medio de balance del ión cloruro (0,8-8,7 hm³).

Las aguas subterráneas presentan generalmente una alta mineralización, aunque sus características hidroquímicas son muy variables espacialmente debido a la gran heterogeneidad geológica y a la influencia de las actividades mineras del pasado, de tal manera que los valores de la conductividad eléctrica, en general superiores a 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, presentan un valor medio de 6.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con un rango de variación de 400-24.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las facies mayoritarias son sulfatada y sulfatada-clorurada magnésica y sódico-magnésica, que no se corresponden con la litología de los materiales existentes en la zona (deberían ser bicarbonatadas) como consecuencia de los procesos de oxidación de sulfuros de las antiguas mineralizaciones y escombreras y al tiempo de permanencia del agua en el acuífero. Se detecta la presencia de metales, entre los que destacan por su concentración hierro, cinc y manganeso (ITGE-MOPT-MA, 1996).

Los focos de contaminación están relacionados con el muy notable desarrollo industrial en las inmediaciones de Cartagena, especialmente en los valles de Escombreras y Alumbres, y con las antiguas actividades mineras en el ámbito de la Sierra de Cartagena.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En el área de la Hoja de Cartagena, se proponen como Puntos de Interés Geológico los que se denominan El Portús (PIG 1) y Rambla de Peñas Blancas (PIG 2).

PIG 1. En las proximidades de la pequeña localidad costera de El Portús (Oeste de Cartagena), se tienen unos afloramientos de extraordinaria calidad, en los que pueden observarse la discordancia (límite de tipo 1) del Mioceno Inferior-Medio (Burdigaliense Superior-Langhiense), sobre los materiales de las ZIB y la discordancia (límite de tipo 2), del Tortoniese Inferior sobre los depósitos del Langhiense Superior, así como las facies litológicas que conforman la arquitectura sedimentaria de estas secuencias de depósito.

PIG 2. En la margen derecha de la Rambla de Peñas Blancas, a la altura del Molino Zabala (Las Ahueras), puede observarse un afloramiento, cuya extensión lateral es superior a los 500 m, en el que una colada de basaltos alcalinos, queda interestratificada entre los sedimentos del abanico aluvial del Pleistoceno Inferior y los restos de la terraza de rambla. PAVILLON, M.J. determinó una edad de 0,8 Ma para esta colada, por lo que posiblemente se trata de la más moderna del volcanismo de Campo de Cartagena.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; PASSINI, G. (1985).-“The Plio-Pleistocene boundary”. *Episodes*, 8, 2: pp. 116-120.
- AGUSTÍ, J.; GIBERT, J.; MOYÁ-SOLÁ, S. (1981).-“Casa del Acero: nueva fauna turolense de Vertebrados (Mioceno Superior de Fortuna, Murcia)”. *Bull. Inf. Ins. Paleont. Sabadell* 13 (1-2), pp. 69-87.
- AGUSTÍ, J.; MOYÁ-SOLÁ, S.; GIBERT, J.; GUILLÉN, J.; LABRADOR, M. (1985).-“Nuevos datos sobre la biostratigrafía del Neógeno continental de Murcia”. *Paleontol. Evol.* 18, pp. 83-94.
- AGUSTÍ, J. (1986).-“Nouvelles espèces de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne)”. *Geobios* 19 (1), pp. 5-11.
- AGUSTÍ, J.; FREUDENTHAL, M.; LACOMBAT, J.L.; MARTÍN, E.; NAGELI, C. (1990).-“Primeros microfóraminíferos del Pleistoceno Superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)”. *Rev. Soc. Geol. España*, 3, pp. 289-293.
- AKKERMAN, J.H.; MAIER, G. Y SIMÓN, O.J. (1980).-“On the Geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain)”. *Geologie en Mijnbouw*, 59, 363-374.
- ALABERT, J. (1973).-“La province Plombo-Zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale)”. *Essai Typologique*, 148 p. (No publicado).
- ALBACETE, M.; SOLÍS, L.; QUINTANA, J.L.; GIL, F.; GÓMEZ, A.; GÓMEZ, A. Y SÁNCHEZ, M. (2001).-“Bases para una gestión sostenible de las aguas subterráneas del Campo de Cartagena”. *VII Simposio de Hidrogeología. AEH. Tomo XXIII*, pp. 13-24. AEH-IGME. Madrid.
- ALDAYA, F. (1969).-“Los mantos alpujárrides al S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)”. *Acta Geol. Hisp. Año IV, n° 5*, 126-130.
- ALDAYA, F. (1969).-“Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada”. *Tesis Univ. Granada*. 527 p. (No publicada).
- ALDAYA, F. (1969).-“Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)”. *Bol. Geol. y Min.* LXXXIII, 212-217.

- ALDAYA, F. (1970).-“La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride”. *Cuad. Geol. Univ. Granada*. 1, 159-181.
- ALDAYA, F. (1970).-“Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona bética, provincia de Granada (Nota preliminar)”. *Bol. Geol. y Min*, LXXXI-VI, 593-600.
- ALDAYA, F. (1970).-“Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los mantos alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. de Granada)”. *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, 1, 35-37.
- ALDAYA, F. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1976).-“Les nappes alpujarrides au Sud et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Andalousie)”. *Bull. Soc. Géol. France*. (7), XVIII, 3, 635-639.
- 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*.
- ALDAYA, F.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y NAVARRO VILA, F. (1979).-“Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides”. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*, 14, 154-166.
- ALFARO, P.; ANDREU, J.M.; DELGADO, J.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M.; TEIXIDÓ, T. (2002).-“Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling”. *Geol. Mag.* 139 (3), pp. 331-341.
- 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.
- ALLERTON, S.; LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; PLATZMANN, E.S. Y MCCLELLAND, E. (1993).-“Palaeomagnetic rotation in the eastern Betic Cordillera, southern Spain”. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 225-241.
- ALMELA, A.; RIOS, J.M. (1955).-“Mapa geológico de España, hoja de Mula, nº 912, Murcia”. *I.G.M.E., Madrid*.

- ALMELA, A. Y QUINTERO, J. (1966).-"El Neógeno de la zona de Guardamar". *Congress, Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses., Berne (1964)* pp. 280-287.
- ALONSO SARRIÁ, F.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. Y CONESA GARCÍA, C. (2002).-"Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). *John Willey & Sons Ltd. Chichester, England.* 351-371.
- ALONSO ZARZA, A.M.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; 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.
- ANGIOLINI, L.; DRAGONETTI, L.; MUTTONI, G. Y NICORA, A. (1992).-"Triassic stratigraphy in the Island of Hydra (Greece)". *Riv. It. di Paleont. Stratigrafía.* 98, 137-180.
- ÁLVAREZ, F. (1984).-"Las Unidades Alpujarrides y Nevado-Filábrides en el Sector Águilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales)". *In: El borde mediterráneo español: Evolución del Orogéno 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 Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol.* 45, pp. 369-374.
- ARAGÓN, R.; SOLÍS, L.; GARCÍA-LÁZARO, 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.; SOLÍS, L. Y HORNERO, J. (1999).-"Características químicas de las aguas subterráneas de la cuenca del Segura. Aptitud de uso y principales fuentes de contaminación". *En: "La contaminación de las aguas subterráneas: un problema pendiente". ITGE-AIH.* pp. 363-372.

- 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.*
- ARAGÓN, R.; GARCÍA, J.L.; LAMBÁN, J.; HORNERO, J.; FERNÁNDEZ, A.I. (2004).-"Impacto de la extracción intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España). Análisis hidrogeológico". *Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional. Zacatecas (México).*
- ARANA, V.; VEGAS, R. (1974).-"Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc". *Tectonophysics, 24, pp. 197-212.*
- ARANA, R.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLÉN, F.; ORTIZ, R.; FERNÁNDEZ TAPIA, M.T.; DEL RAMO, A. (1999).-"El Patrimonio Geológico de la Región de Murcia". (*Fundación Séneca*), 400pp.
- 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.*
- ARRIJO, R. (1977).-"La Zone de Failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne) Etude tectonique et microtectonique". *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 98 pp.*
- ARRIBAS, A. (1980).-"Distribución geoquímica de los elementos en trazas de los yacimientos españoles del tipo BPGC". *Fundación Juan March, Madrid, Serie Universitaria, 164, 54 p.*
- ARRIBAS, A.; MORO, M.C. (1981).-"Distribución de los elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de los yacimientos filonianos españoles del tipo B.G.P.C.". *Tecniterrae, 44, 10-44.*
- ARRIBAS, A.; ESPINOSA, J.; MORO, M.C. (1983).-"Distribución de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcánicas". *Tecniterrae, 55, 12-40.*
- ARRIBAS, A.; MORO, M.C.; OVEJERO, G.; SANTIAGO, L. (1984).-"El Sn asociado al subvolcanismo neógeno de La Crisoleja, Sierra de Cartagena (Cordilleras Béticas)". *J. Cong. Esp. Geol., II, 403-414.*

- ARRIBAS-ROSADO, A.; ARIBAS-MORENO, A. (1995).-“Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del Sureste de España”. *Bol. Geol. Min.*, 106, 23-62.
- ARROJO, L.; TEMPLADO, D. (1922, 1927).-“Catálogo de criaderos de plomo y cinc del distrito minero de Murcia”. *Fondo Documental ITGE, documento 10362 (1922); Bol. Of. Min. Met., núms 119, 120 y 121 (1927).*
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO-BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y OROZCO, M. (1993).-“Middle Miocene extensional faulting events and Alpujarride units in the Central Betics”. *Geogaceta*, 14, 119-122.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. Y GOFFÉ, B. (1992).-“High pressure mineral assemblages and the Trevenque Units (Central Alpujarrides, Andalucía)”. *Geogaceta*, 11, 81-85.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. Y CRESPO-BLANC, A. (1994).-“Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)”. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 318, II, 667-674.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1997).-“Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)”. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 8, pp 1055 to 1071.
- AZAÑÓN, J.M. Y CRESPO BLANC, A. (2000).-“Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)”. *Tectonics*, 19, 549-565.
- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, W.A.; FERNEX, F.; SIMÓN, O.J. (1965a).-“Remarques sur la structure de la Sierra de Carrascoy (prov. de Murcia, Espagne)”. *C. R. Sommaire des séances Soc. Geol. De France. Fasc. 2, page 51*
- AZEMA, J.; BODENHAUSEN, J.; FERNEX, F. Y SIMÓN, O.J. (1965b).-“Observaciones sobre la estructura de la Sierra de Carrascoy (Prov. de Murcia, España)”. *Notas y Comun. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 93, 83-86.
- 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 Cordilleres 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, 99págs.*
- 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.*
- BALANYÁ, C.J.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986).-"Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Suddibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta 1 pp. 19-21.*
- BALANYÁ, C.J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J.M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997).-"Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)", *Tectonics 16, pp. 226-238.*
- BALANYÁ *et al.*, (1998).-"Replay to Platt in Comment to events in Alpujarride".
- BALANYÁ, J.C. (1991).-"Estructura del dominio de Alborán en la parte Norte del arco de Gibraltar". *Tesis Univ. Granada. 232 pp. (No publicada).*
- BALANYÁ, J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987).-"Les directions structurales dans le Domaine d'Alboran de part et d'autre du Déroit de Gibraltar". *C.R. Acad. Sc. Paris, 304, II, 15, 929-933.*
- BALANYÁ, J.C.; CAMPOS, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; OROZCO, M. Y SIMANCAS, J.F. (1987).-"Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas". *Geogaceta, 2, 51-53.*

- BALANYÁ, J.C. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1991).-“Estructuración de los Mantos Alpujárrides al O de Málaga (Béticas, Andalucía)”. *Geogaceta*, 9, 30-33.
- 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.
- BANKS, C.J. AND WARBURTON, J. (1991).-“Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain”. *Tectonophysics*, 191, 275-289.
- BARDAJÍ, T.; CIVIS, J.; DABRIO, C.J.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1986).-“Geomorfología 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 análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula”. *Abstract, Int. Workshop in Fan-Deltas with emphasis on Gilbert tipe system, Univ. Calabria*, 3-4.
- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C.; DABRIO, C.J. (1990).-“Late Pleistocene fan deltas in southeastern 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.; BAENA, J. (1995).-“Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)”. *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.
- BARDAJÍ, T. (1999).-“Evolución Geodinámica de las 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.
- BARRAGÁN, G. (1993).-“Encuadre geológico del término municipal de Cuevas del Almanzora”. En libro: “Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora”. *García Rosell y Martínez Frías eds. Instituto de Estudios Almerienses y Ayuntamiento de Cuevas del Almanzora*, 133-149.
- BARRAGÁN, G. (1997).-“Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera, Prov. de Almería. Cordilleras Béticas”. *Tesis. Universidad de Granada*.
- BATES, R.E. Y JACKSON, J.A. (1987).-“Glossary of Geology”. *Amer. Geol. Inst., Alexandria, Virginia*. 788 pp.
- BECHSTÄDT Y SCHWEIZER, T. (1991).-“The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl Group: result of third-order sea-level fluctuations in the Carnian”. *Sediment. Geol.*, 70, 241-270.
- BEDU, P. (1988).-“Evolution des environnements sédimentaires dans un couloir de décrochement: les bassins néogènes 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.
- BELLÓN, H. (1976).-“Series magmáticas neogénicas y cuaternarias del pourtour de la Méditerranée Occidental, comparées dans leur cadre géochronométrique. Implications géodynamiques”. *Thèse Sc., Univ. Orsay*, 367 págs.
- BELLÓN, H.; BORDET, P.; MONTENAT, C. (1983).-“Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)”. *Bull. Soc. Géol. France (7)*, 24, pp.205-217.
- BESEMS, R.E. Y SIMÓN, O.J. (1982).-“Aspects of Middle and Late Triassic Subbetic Palynology. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain)”. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, B*, 85 (1), 29-51.
- BIERMANN, C. (1995).-“The Betic Cordilleras (S.E. Spain) Anatomy of a dualistic collision-type orogenic belt”. *Geol. Mijnb*, 74, 167-182.
- BICKER, R.E. (1966).-“Geological investigations in the region west of Antas and Cuevas de Almanzora, SE Spain”. *PhD Thesis, Univ. Amsterdam*, 124 p.

- BLUMENTHAL, M. (1927).-“Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien”. *Ed. Geol. Helv.*, 20: 487-592.
- BLUMENTHAL, M. (1933c).-“Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l’Andalousie”. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 197, 1-138.
- BLUMENTHAL, M. (1950).-“Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren”. *Libro Jubilar, 1848-1949, I.G.M.E., I, pp 237-313*
- BODENHAUSEN, J.W.A. y SIMÓN, O.J. (1965).-“On the tectonics of the Sierra de Carrascoy (Province of Murcia, Spain)”. *Geologie en Mijnbouw*, 44, 251-253.
- BON, A.; BIERMANN, C.; KOENEN, D.B. y SIMÓN, O.J. (1989).-“Middle Miocene strike-slip tectonics in the Aguilas-Mazarrón region, SE Spain”. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* 92, 143-157.
- BOOGAARD, M.V.D. (1966).-“Post-Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain”. *Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B. vol.69, pp.1-8.*
- BOOGAARD, M.V.D. y SIMÓN, O.J. (1973).-“Pseudofurnishius murcianus (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain”. *Scripta Geol.*, 16, 1-23.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1999).-“Estructuras extensionales en las Unidades Alpujarrides 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 Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics)”. *C. R. Geoscience* 334 pp.557-563.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GOFFÉ, B.; VIDAL, O.; 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 depo-centre 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.
- BORDET, P.; HERNÁNDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1988).-"Succession des événements magmatiques néogènes dans les Cordillères Bétiques orientales". *Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona, pp. 11-15.*
- BOUSQUETT, J.C. (1979).-"Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics*, 52, pp. 277-286.
- BOUSQUET, J.C. Y MONTENAT, C. (1974).-"Présence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne), estension et signification générale". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278. 2617-262
- BOUSQUET, J.C. Y PHILIP, H. (1976).-"Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordilleres Bétiques orientales (Espagne meridionale, Arc de Gibraltar)". *Bull. Soc. Geol. France.*, (7), t. XVIII, 3, 711-724.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. Y PHILIP, H. (1978).-"La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales. Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán". *Univ. de Granada*, 59-74.
- BRAGA, J.C. (1986).-"Upper Triassic Dasycladaceans in the Sierra de Baza (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, SE Spain)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 239-247.
- BRAGA, J.C. Y MARTÍN, J.M. (1987).-"Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujarride". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11, 475-489.
- BRAGA, J.C. Y MARTÍN, J.M. (1987).-"Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trías Superior alpujarride". *Cuadernos Geología Ibérica*, 11, 459-473.
- BRIEND, M. (1981).-"Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huerca Overa (Cordillères Bétiques orientales-Espagne)". *Docum. et Trav. I.G.A.L., París*, 4, 208 p.

- BROUWER, H. A. (1926).-"Overthrust structure in the eastern Betic Cordillera". *C. R. XIV Congr. Géol. Int. vol 4, pp 1885-1888.*
- BULL, W.B. (1977).-"The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography, 1. 222-270.*
- BUSNARDO, R. (1964).-"Hypothese concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaén-Granada (Andalousie)". *Geol. Mijn., 43, pp.264-267.*
- CALMEL-ÁVILA, M. (2000).-"Geomorphogenese Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrion, Villeneuve d'Ascq. 23 pp.*
- CALMEL-ÁVILA, M. (2002).-"The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International, 93-94, 101-108.*
- CALVET, F. Y TUCKER, M.E. (1988).-"Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain". *Sedim. Geol., 57, 185-198.*
- CALVET, F; TUCKER, M.E. Y HENTON, J.M. (1990).-"Middle Triassic carbonate ramp system in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, system tracts, sequences and controls". *Spec. Pub. Int. Ass. Sedimentol., 9, 79-108. Oxford.*
- CALVET, F; ARCHE, A. Y LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1998).-"Epicontinental Marine Carbonate Sediments of the Middle Triassic in the Westernmost Part of the Thies Sea, Iberian Peninsula". *Hallesches Jahrb Geowiss Reihe B Beih. 5, 31-32.*
- CALVO, J.P. (1981).-"Los yacimientos de diatomita en España". *Bol. Geol. Minero, 92, pp. 274-284.*
- CALVO, M.; OSETE, 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.; OSETE, 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.; OSETE, 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.*

- CALZADA-BADÍA, S. (1978).-“Gasterópodos tortonienses de Archena (Murcia)”. *Estud. Geol.*, 34, pp. 299-307.
- CALZADA-BADÍA, S. (1978).-“Braquiópodos tortonienses de Murcia”. *Estud. Geol.*, 34, pp. 351-358.
- CÁMARAS BELMONTE, A. (2002).-“Crecidas e inundaciones, Capítulo 46”. *En: Riesgos Naturales (F.Ayala y J. Olcina, Coords.)*. Editorial Ariel S.A. Barcelona. 859-879.
- CAPEDEI, S.; VENTURELLI, G.; DI BATTISTINI, G. (1982).-“The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain”. *Terra Cognita*, 2, 3, 212 págs.
- CAPOTE, R. Y MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (2001).-“Estado actual de la prevención sísmica: Nuevas perspectivas y metodologías”. *En: Riesgo Sísmico, Prevención y Seguro (R. Capote y J.J. Martínez-Díaz, Eds.)*. Consorcio de Compensación de Seguros, Madrid. 1-26.
- CARBONELL, G. (1983).-“Morphométrie et hypersalinité chez Cyprideys Torosa (Jones) (Ostracoda actuel) dans les Salines de Santa Pola (Alicante, Espagne)”. *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 36 (4). 211-219.
- CARBONELL, G. (1986).-“Les Ostracodes des estuaires tropicaux de l’actuel (Sénégal et Gambia) application au néogène”. *Pal. Pal. Pal.*, 57. 231-240.
- CARBONELL, G. (1990).-“Les Ostracodes du néogène recent Bétique”. *Doc. et travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CARRIÓN, J.S. (1992).-“A palaeoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)”. *Pal. Pal. Pal.*, 92. 1-14.
- CARRIÓN, J.S.; DUPRÉ, M. Y FUMANAL, P. (1995).-“A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)”. *J. Archeological. Science*, 22, 355-367.
- CASTILLO REQUENA, C. (1982).-“Estudio sobre un fenómeno atmosférico responsable de intensos y numerosos aguaceros en la España Peninsular: La Gota Fría”. *Rev. Paralelo*, 37, 31-34
- CHS (1997).-“Plan Hidrológico de la cuenca del Segura”. *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto)*.
- CHS (2005).-“Informe resumen de los artículos 5, 6 y 7 de la Directiva Marco del Agua”.

- CLIMACO, A.; BONI, M.; IANNACE, A. Y ZAMPARELLI, V. (1997).-“Platform Margin, Microbial/Sepulid Bioconstructions and Slope-to-basin in the Upper Triassic of the Verbicaro Unit (Lucania and Calabria, Southern Italy)”. *Facies*, 36, 37-56.
- CONESA GARCÍA, C. (1987).-“Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)”. *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- COMAS, M.C.; SOTO, J.I.; BOOTH-REA, G. (2002).-“Continent-ocean crustal structures east of the Alboran Sea”. *Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada*.
- COMBES, A. (1964).-“Présence de masses de matériel triasique englobées dans les marnes miocènes au Sud de la sierra de Ricote (Province de Murcia, Espagne)”. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 6, pp. 278-281.
- CONESA GARCÍA, C. (1987).-“Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)”. *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- CONESA GARCÍA, C. (1995).-“Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain”. *En: River Geomorphology (E. J. Hickin, Ed.) John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 169-192*.
- CONESA GARCÍA, C. Y MARTÍNEZ ALCOECER, (1995).-“Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento”. *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C.; OTT D’ESTEVOU, P. (1988).-“Tectonique en poinçonnement neogène dans la partie orientale des Cordilleres Betiques”. *Res. Comm. Symp. “Geology of the Pyrenees and the Betics”. Barcelona*.
- 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 Aguilas (South-eastern Spain)”. *Geodinámica Acta*, 3, pp. 37-51.
- COPPIER, G.; OTT D’ESTEVOU, P. Y MONTENAT, C. (1990).-“Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern almeria basins”. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 189-193.
- CORBELLA MARTÍ, H. (1964).-“Étude géologique de la Sierra de las Moreras près de Mazarrón”. *Tesis 2º ciclo, Paris, Lab. Géol. appl.*, 158 p.

- CRESPO-BLANC, A.; OROZCO, M. Y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1993).-“Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems”. *Tectonics*, 13, 1, 78-88.
- CUENCA PAYÁ, A. Y WALKER, M.J. (1986).-“Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern spanish prehistory”. In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F. López Vera Ed.). *Unv. Autónoma de Madrid*. 365-371.
- CUENCA PAYÁ, A.; POMERY, R. Y WALKER, M.J. (1986).-“Palaeoclimatological oscilations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia”. In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F. López Vera Ed.). *Unv. Autonoma de Madrid*. 353-364.
- DABRIO, C.J. (1989).-“Asociaciones de facies en los fan-deltas de las cuencas neógenas y cuaternarias de las Cordilleras Béticas orientales”. *Geogaceta*, 6, pp. 53-55.
- DABRIO, C.J. (1990).-“Fan-delta facies associations in Late Neogene and Quaternary basins of southeastern Spain”. *IAS Spec. Publ.*, 10, pp.91-111.
- 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-metamorphir 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.
- DE JONG, K. Y BAKKER, H. (1991).-“The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy”. *Geology en Mijnbouw*, 70, 93-103.
- DELGADO, F. (1977).-“Primary textures in dolostones and recrystallized limestones. A technique for their microscopic study”. *Tour. Sediment. Petrol.*, 47, 1339-1341.
- DELGADO, F. (1978).-“Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)”. *Tesis Univ. Granada*. 483 p. (No publicada).
- 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.

- DEMAY, M. (1924).-“Observations géologiques et économiques sur le district minier de Carthagène”. *Annales de Mines* (12), 137-193.
- DENNY, C.S. (1967).-“Fans and pediments”. *Am. Jour. Science*, 265. 81-105.
- DE SMET, M.E.M. (1984).-“Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain”. *Tectonophysics* 107, pp 57-79.
- DE VRIES, W.C.P. Y ZWAAN, K.B. (1967).-“Alpujarride succession in the Central Sierra de las Escancias, province of Almeria, SE Spain”. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 70, 443-453.
- 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.
- DÍAZ DE FEDERICO, A. (1980).-“Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de La Ragua (Cordillera Bética)”. *Tesis Doctoral. Univ. de Granada (Inédita)*, 602 pp.
- DÍAZ DEL RIO, V.; REY, J. (1986).-“Continental shelf morphotectonic features of the Betic basement of the Mar Menor”. *Rap. CIESM v. 30, n° 2, 76 págs.*
- DIDON, J.; DURAND DELGA, M. Y KORNPORST, J. (1973).-“Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar”. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 15: 77-105.
- DIDÓN, J. ET GARCÍA-DUEÑAS, V. 1976.-“Les Cordillères Bétiques Centrales et Orientales”. *Bull. Soc. Géol. France*, 583-599.
- DINARÉS-TURRELL, J.; ORTÍ, F.; PLAYÁ, E. Y ROSELL, L. (1999).-“Paleomagnetic chronology of the evaporitic sedimentation in the Neogeno Fortuna Basin (SE Spain): early restriction preceding the ‘Mesinian Salinity Crisis’”. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 154, pp.161-178.
- DUMAS, B. (1977).-“Le Levant espagnol”. *La génèse du relief. Thèse d’Etat, Paris.*
- DURAND DELGA, M. (1960).-“Introducción a 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. Y KORNPBST, J. (1963).-“Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc)”. *B.S.G.F.*, (7), V, 1049-1057.
- DURAND DELGA, M.; KORNPBST, J.; LEIKINE, M. Y RAOULT, J.F. (1964a).-“Le Lias des unités paléozoïques au Nord de Tétouan”. *C.R. Ac.Sc. Paris*. 258, 5925-5928.
- DURAND DELGA, M.; LEIKINE, M. Y MAGNÉ, J. (1964b).-“Au sujet du Nummulitique lié à la zone paléozoïque du Rif interne (Maroc)”. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 259, 1167-1170.
- DURAND DELGA, M. (1968).-“Coup d'oeil sur les unités malaguides 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. Y FOUCAULT, A. (1968).-“Un élément de la Dorsale bétique: le Jabalcon (prov. de Grenade, Espagne)”. *B.S.G.F.*, (7), X, 65-74.
- DURAND DELGA, M. (1980).-“La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém”. *Soc. Geol. France.*, 10, pp. 203-224.
- DURAND DELGA, M. Y TEFIANI, M.(1994).-“Problèmes posés par le Trias des zones internes des Maghrébides et des Cordillères bétiques”. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 4, 41-56.
- ÉCHALLIER, J.C. (1983).-“L'enregistrement de la tectonique historique par la Cathédrale de Lorca”. *IV Renc. Int. Arch. et Hist. D'Antibes*. 227-235.
- EGELER, C.G. (1963).-“On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras”. *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C.G.; SIMÓN, O.J. (1969 a).-“Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne)”. *Verh. K.Ned. Akad. Wet.*, 1-25 (3), 90p.
- EGELER, C.G.; SIMÓN, 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.

- EGELER, C.G.; KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C. W.; MONTENAT, C.; PIGNATELLI, R.; RONDEL, H. E. (1974).- "Mapa geológico de España, E: 1:50.000, Hoja nº 954 (Totana)" *I.G.M.E. Memoria de 29 p.*
- EGELER, C.G. Y FONTBOTÉ, J.M. (1976).- "Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques". *Bull. Soc. géol. France. T.XVIII, nº 3, 571-582.*
- ESPINOSA GODOY 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. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 978 (Llano del Beal)". *I.G.M.E. Memoria de 16 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.*
- ESTEBAN, M. (1996).- "An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models". *Concepts Sedimentol. Paleontol. 5, pp. 3-53.*
- FALLOT, P. (1929).- "Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., XXIX, 199-215.*
- 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. (1945).- "Le problème de Gibraltar". *C.R.Ac.Sc. Paris, 220, 611-613.*
- FALLOT, P. (1948).- "Les Cordillères Bétiques". *Estudios Geol., 4, pp. 83-172, Madrid.*
- FERNÁNDEZ, S.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A. (1972).- "Las rocas lamproíticas de Cabezo Negro. Zeneta (Murcia)". *Estudios Geol., 28, pp. 267-276.*

- FERNEX, F. (1962).-“Les unités de la Sierra de Enmedio près de Puerto Lumbreras”. *Ext. des Arch. des Scienc. Genève*, 15, 2, 363-371.
- FERNEX, F. (1963a).-“Remarques sur l’structure et le métamorphisme de la Mischungzone orientale (Espagne méridionale)”. *Arch. Sc. Genève*, 16, 1, 63-85.
- FERNEX, F. (1963b).-“Les ensembles tectoniques bétiques de la région de Lorca (Espagne méridionale)”. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), V, 370-374.
- FERNEX, F. (1964).-“Sur les styles tectoniques des nappes bétiques orientales”. *C.R. Ac.Sc. Paris*, 258, 5918-5921.
- FERNEX, F. (1964).-“Remarques sur les roches éruptives basiques du Bétique oriental de la Sierra de las Estancias (Espagne méridionale)”. *C.R. Ac.Sc. Paris*, 258, 5482-5485.
- 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. (1964a).-“Essai de corrélation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas”. *Geol. Mijnb.*, 43 pp. 326-330.
- FERNEX, F. (1964b).-“Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales de la transversale 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 (Espagne méridionale)”. *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, Espagne méridionale)”. *Thèse, Univ. Paris 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.
- FITZPATRICK, E.A. (1983).-“Soils: Their formation, classification and distribution”. *Longmans*. 353 pp.
- FLÜGEL, E.; FLÜGEL-KAHLER, E.; MARTÍN, J.M. AND MARTÍN-ALGARRA, A. (1984).-“Middle Triassic Reefs from Southern Spain”. *Facies*, 11, 173-218.

- FONTBOTÉ, J.M. (1970).-"Sobre la historia pre-orogénica de las Cordilleras Béticas". *Cuad. Geol. Granada*, 1, 71-78.
- FONT TULLOT, I. (1988).-"Historia del Clima en España. Instituto Nacional de Meteorología", *Servicio Pub. MTC, Madrid*. 297 pp.
- FORNACIARI, E.; RÍO, D. (1996).-"Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region *Micropaleontology*", 42, 1-19.
- FREY, M. (1987).-"Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks". *En: Frey M (ed), Low temperatura metamorphism, Blackie, Glasgow* 9-58.
- FREYTET, P. (1984).-"Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of indentifying them for paleogeogrphical reconstructions". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8. 233-347.
- FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J.; GUÉZOU, J.C. (1991).-"Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France* 162 (4), pp. 611-626.
- FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. (1952).-"Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia)". *Estudios Geol.*, 8, pp. 245-299.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P. (1964).-"Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia)". *Estudios Geol.*, 20, pp. 299-314.
- FUSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J.; FERMOSE, M.L. (1967b).-"Las rocas lamproíticas del Sureste de España". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- GALINDO ZALDIVAR, 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/Nevalo-Filábride contact". *Geogaceta*, 10, 130-134.
- GALLOWAY, W.E. (1981).-"Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Ecom. Pal. Min. Spc. Pub.*, 31. 127-155.
- GAMAL ABD AL-KARIM (1974).-"La España Musulmana en la orbe de Yaqt (s.XII-XIII)". *Cuadernos de Historia del Islam*, 6. Granada

- GARCÍA-CORTES, A.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I. (1991).-“Puesta de manifiesto de la Unidad Olistotrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)”. *Bol. Inst. Geol. Y Min. de España. Vol, 102-4.pp. 524-535.*
- 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 BALANYÁ, J.C. (1986).-“Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar”. *Ma-leo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal, 2, 23.*
- GARCÍA DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1991).-“Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales”. *Geogaceta, Madrid, 9: 33-37.*
- GARCÍA DUEÑAS, V.; BALANYÁ, J.C. AND MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1992).-“Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin (Betics) and their implications”. *Geo-Marine Letters, 12, 2/3, 88-95.*
- 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 MONZÓN, G. Y KAMPSCHUUR, W. (1975).-“Mapa Geológico de España, E:1:50.000, Hoja 1014 (Vera)”, *I.G.M.E. Memoria de 42 p.*
- GARCÍA ROSELL, L. (1973).-“Estudio geológico de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes”. *Tesis Doctoral.Univ. de Granada 483 pp.*
- GARCÍA TORTOSA, F.J.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; SANZ DE GALDEANO, C.(2000a).- “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. (2000b).-“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. (2000c).-“Las unidades alpujárrides y maláguides entre Cabo COPE y Cabo de Palos (Murcia, España)”. *Geogaceta*, 28, pp.67-70.
- GARCÍA TORTOSA, F.J. (2002).-“Los Complejos Tectónicos Alpujárride y Maláguide 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*.
- GARCÍA VEIGAS, J.; ORTÍ, F.; ROSELL, L.; INGLÉS, M. (1994).-“Caracterización petrológica y geoquímica de la Unidad Salina messiniense de la cuenca de Lorca (sondeos S4 y S5)”. *Geogaceta* 15, pp. 78-81.
- GARRIDO MEGIAS, A. Y VILLENA MORALES, J. (1977).-“El Trías Germánico en España: Paleogeografía y Estudio secuencial”. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 4. 37-56.
- GAUYAU, F. (1977).-“Étude Géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana). Le problème du prolongement de l'accidents d'Alhama de Murcia”. *Thèse d'état. Univ. de Langedoc. Acad. De Montpellier*.
- GEEL, T.; ROEP, T.B.; TEN KATE, W. Y SMIT, J. (1992).-“Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganizations”. *Sedimentary Geology*. 75, 223-239.
- GEEL, T. (1996).-“Paleogene to Early Miocene sedimentary history of the Sierra Espuña (Malaguide complex, Internal Zone of the Betic Cordilleras, SE Spain). Evidence for extra-Malaguide (Sardinian?) provenance of Oligocene conglomerates: palaeographic implications”. *Estudios Geol*, 52. pp. 211-230.
- GEEL, T. Y ROEP, T.B. (1999).-“Oligocene to Middle Miocene basin development in the Vélez Rubio Corridor-España (Internal-External Zone Boundary; Eastern Betic Cordilleras, SE Spain)”. *Geologic en Mijnbouw*, 77, 39-61.

- GEIGER, F. (1970).-“Die aridität in sudostspanien”. *Stuttgart Geograph. Stud.*, 77. 173 pp.
- GOFFÉ, B.; MICHARD, A.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO ZALDIVAR, 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 intratortoniense 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.
- GORDILLO MARTÍN, A.; ESPINOSA GODOY, J.; MARTÍN VIVALDI, J.L. Y PÉREZ ROJAS, A. (1974).-“Mapa Geológico de España, E:1:50.000, hoja 977 (Cartagena)”. *I.G.M.E., Memoria de 20 p.*
- 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.M.; 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”. *I.ª 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.M.; 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. Y ZAZO, C. (1989).-“The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain”. *Tectonophysics*, 163. 219-225.

- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L. Y DABRIO, J.C. (1990).-"Evolución paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno". *Estudios*.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; CAUSSE, C.; HILLAIRE-MARCEL, C. (1993).-"Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne". *Geodinamica Acta*, 6 (2) pp.103-119.
- GUARDIOLA, R. (1927).-"Estudio metalogénico de la Sierra de Cartagena". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 33, 564 p.
- GUERRERA, F.; MARTÍN ALGARRA, A.; MARTÍN MARTIN, M. Y PUGLISI, D. (1997).-"The Oligo-Miocene geodynamic evolution of the Internal Zones of the eastern Betic Cordillera: new data from turbiditic successions". *Interim Colloquium R.C.M.N.S. Catania, Program and Abstracts*, 67-68.
- GUERRERA, F.; MARTÍN ALGARRA, A.; MARTÍN MARTIN, M. Y PERRONE, V. (1993).-"Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in the western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines". *Terra Nova*, 5, 524-544.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1994).-"La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos básicos". *Tesis. Doctoral Univ. Murcia*.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1995).-"Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 17, pp39-42.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1995).-"Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación". *Geogaceta*, 18, pp. 30-33.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; ARANA, R.; FERNÁNDEZ, M^a T.; LÓPEZ AGUAYO, F.; MANCHEÑO, M.A.; PÉREZ LORENTE, F.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; SERRANO, F. (1996).-"Las formaciones del mapa geológico a escala 1: 25:000 de la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 20, pp. 1196-1199.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; MANCHEÑO, M.A.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1996).-"La evolución de los minerales de arcilla en la cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 19, pp. 121-123.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J. Y VAIL, P. (1988).-"Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy 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. (1986).-"Alluvial fans of the Sierra de Carrascoy". *In: Excursion Guide-Book, IGU Comm. Measurement, Theory and Application in Geomorphology (M.Sala Ed.), Barcelona. 135-139.*
- HARVEY, A.M. (1987).-"Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentology". *In: Desert sediments ancient and modern (L.Frostik & I.Reid Eds.). Geol. Soc. London Spec. Publ., 35. 87-103.*
- HARVEY, A.M. (1989).-"The occurrence and role of arid zone alluvial fans". *In: Arid Zone Geomorphology (D.Thomas Ed.). Belhaven Press. 136-158.*
- HARVEY, A.M. (1990).-"Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain". *In: Alluvial fans, a field approach (A.H.Rackocki & M.J.Church Eds.). Wiley & Sons, New York. 247-269.*
- HELMERS, H. Y VOET, H.W. (1967).-"Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch, series B, 70, 239-253.*
- HERAS, R. (1973).-"Estudio de máximas crecidas de la zona de Alicante-Almería y Málaga y de las lluvias torrenciales de Octubre de 1973". *Mem. Centro Est. Hidrográficos (Diciembre). Madrid. 120 pp.*
- HERBIG, H.G. (1983).-"The Carboniferous of the Betic Cordillera". *In: Martínez Díaz C. (ed). X Congres. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero, Madrid, 343-356.*
- HERBIG, H.G. (1984).-"Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The limestone boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Facies, 11, 1-108.*
- HERMES, J.J. (1985).-"Algunos aspectos de la estructura de la zona subbetica (Cordilleras Béticas, España Meridional)". *Est. Geol., 41, 157-176.*
- HERNÁNDEZ, J.; LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P. (1987).-"Le magmatisme néogène bético-ri-fain et le couloir de décrochement trans-Alboran". *Bull. Soc. Geol. France, T. III, n° 2, pp. 257-267.*
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; MASANA, E. AND SANTANACH, P. (2000).-"Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)". *Geotemas, 1(4), 335-339.*

- HERNÁNDEZ GAMBIN, C. Y NAVARRO HERVAS, F. (1992).-“Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)”. *Act. XV Encuentros. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- HETZEL, W.H. (1923).-“Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Provincia Almería)”. *Tesis Delft*, 104 p.
- HIRSCH, F.; MÁRQUEZ ALIAGA, A. Y SANTISTEBAN, C. (1987).-“Distribución de moluscos y conodontos del tramo superior del Muschelkalk en el sector occidental de la Provincia Sefardí”. *Cuadernos de G.I.* 11.779-814.
- HOEDEMAEKER, P.J. (1973).-“Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain)”. *Thesis Univ. of Amsterdam. Amsterdam, Scripta Geol.* 19, 207 págs.
- 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.
- IANNACE, A. (1991).-“Ambienti deposizionali e processi diagenetici in successioni di piattaforma carbonatica del Trías Superiore nei Monti Lattari e Picintini (Salerno)”. *Unpublished Tesis di Dottorato di Ricerca, Univ. Di Napoli*, 221 p., 98 Figs.
- IANNACE, A. (1993).-“Caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma del Trías superiore nell’Appennino meridionale e loro implicazioni paleogeografiche”. *Riv. It. Paleont. Strat.*, V. 99, 1, 57-80.
- IANNACE, A.; CLIMACO, A. Y ZAMPARELLI, V. (1993).-“Upper Triassic carbonate platform margin complexes in the Southern Apennines (Italy)”. *Intern. Ass. Sedimentol. Regional Meeting, Marrakesh, Marocco, Abstract*, p. 378.
- IANNACE, A.; BONI, M. Y ZAMPARELLI, V. (1995).-“The Middle-Upper Triassic of the San Donato Unit AUCT. (Northern Calabria)”. *Stratigraphy, Paleogeography and Tectonic Implications. Riv. It. Paleont. Strat.*, V. 101, 301-324.
- IANNACE, A. Y GARCÍA TORTOSA, F.J. En prensa.-“Revisión estructural y estratigráfica de las unidades de San Donato y Verbicaro (Calabria, sur de Italia)”. *Riv. Ital. di Paleontologia e Stratigrafia*.
- I.G.M.E. (1975).-“Estudio hidrogeológico de la Cuenca baja del Segura”. *Informe técnico núm., 5. Valle del Guadalentín (Sondeos mecánicos y Sondeos eléctricos verticales)*.

ITGE (1994).-“Las aguas subterráneas del Campo de Cartagena”.

ITGE-CARM (1995). Atlas.- “Inventario de riesgos naturales de la comunidad Autónoma de la Región de Murcia” . (F.J. Ayala, coord.) . ITGE, Ministerio de Industria y Energía, Madrid. 138 pp.

ITGE-MOPTMA (1996).-“Recuperación de usos de la Bahía de Portman” . *Tomos del Estudio geológico e hidrogeológico de la Sierra Minera (Murcia)*.

JABALOY, A.; GALINDO ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992).-“Geometría y cinemática de la zona de cizalla asociada al contacto alpujárride/nevado-filábride (Cordilleras Béticas)” . *III Congreso Geol. España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, vol. 2 simposios, 385-394*.

JABALOY, A.; GALINDO ZALDÍVAR, J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992).-“The Mecina extensional system: Its relation with the Post-Aquitania 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*.

JACQUIN, J.P. (1970).-“Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almería, Espagne)” . *Tesis Univ. Nantes. 501 p.*

JEREZ MIR, L. (1973).-“Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y Sectores adyacentes” . *Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada*.

JEREZ MIR, L.; JEREZ MIR, F.; GARCÍA MONZÓN, G. (1974).-“Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 912 Mula” . *I.G.M.E., Madrid*

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. ET AL., (1974).-“Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares” . *Inst. Geol. y Min de España*.

JUNTA DE ANDALUCÍA (1985).-“Mapa Geológico y Minero de Andalucía” . *Dirección General de Industria, Energía y Minas. 150 p. E. 1:400.000*.

- 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.; MONTENAT, C.; PIGNATELLI, R.; EGELER, C.G. (1972 a).-“Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 933(Alcantarilla)”. *I.G.M.E. Memoria de 34 págs.*
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W.; BAENA, J.; VELANDO, F.; GARCÍA MONZÓN, G.; PAQUET, J. Y RONDEEL, H.E. (1972b).-“Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 932 (Coy)”. *I.G.M.E. Memoria de 38 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.; LANGENBERG, C.W.; RONDEL, H.E.; ESPEJO, J.; CRESPO, A.; PIGNATELLI, R. (1974c).-“Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 953 (Lorca)”. *I.G.M.E. Memoria de 43 págs.*
- KAMPSCHUUR, W.; RONDEL, H.E. (1975).-“The origin of the Betic Orogen, Southern Spain”. *Tectonophysics, 27 pp. 39-56.*
- KOTANSKI, Z.; MORYCOWA, E.; PEYBERNES, B. Y DURAND DELGA, M.(1988).-“Indices de l’existence d’une plateforme carbonatée à Madréporaires, Algaes et grands Foraminifères benthiques du Malm, sur les zones internes au Nord de la Dorsale calcaire du Djurdjura (Algérie)”. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 307, Série II, P. 1809-1818.*
- KOZUR, H.; SIMÓN, O.J. (1972).-“Contribution to the triassic microfauna and stratigraphy of the Betic Zone (southern Spain)”. *Rev. Esp. Micropal.Num.Extr. XXX, pp. 143-158.*
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; MULDER-BLANKEN, C.W. Y SIMÓN, O.J. (1974).-“Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)”. *Scripte Geol., 23, 1-56.*
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C.; SIMÓN, O.J. (1985).-“On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites”. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, 80, pp. 83-110.*
- KRUGSMAN, W.; GARCÉS, 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.; DE BORDET, P. (1983).-“Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarron (Espagne)”. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, pp. 1071-1074.
- LAROUZIERE, F.D. (1985).-“Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d’Hinojar et de Mazarron (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 Mazarron (Sud-Est de l’Espagne)”. *Bull. Centre rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 11, vol. 1, pp. 23-38.
- LAROUZIERE, F.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNYEZ, 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. Y OTT D’ESTEVOU, P. (1990).-“Les Bassins d’Hinojar et de Mazarron. Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental (Espagne)”. *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 207-220.
- LEBLANC, D.; OLIVIER, P. (1984).-“Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny”. *Tectonophysics*, 101, pp. 345-355.
- LEINE, L. (1966).-“On the tectonics of the Menas de Serón region, western Sierra de los Filabres, SE Spain”. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch*, B, 69, 403-414.
- LEINE, L. (1968).-“Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain”. *Tesis Univ. Amsterdam*.
- LEYVA, F.; MATAS, J. Y RUIZ-MONTES, M. (1968).-“El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcagénico-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas)”. *Bol. Geol. Y Min.*, t. XCVII-II. pp.165-193.
- 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.
- LOISEAU, J. (1988).-“Le segment Archena-Mula de l’accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sédimentation néogène et implications structurales”. *Thèse Univ. Paris XI-Orsay*. 192 págs.

- LOISEAU, J.; OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1990).-“Le sector D'Archena –Mula”. In: *Les Basins Néogènes du domaine bétique oriental, Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement* (C. Montenat, Ed.), Doc. Et Trav. IGAL, 12-13, pp. 287-301.
- 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.; PLATT, J.P. Y GALLAGHER, L. (1994).-“The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain”. *J. Struct. Geol., 16, pp. 175-188.*
- 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 foreland 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 SARRÍA, F. (2002).-“Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region”. En: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 329-350.
- LÓPEZ GARRIDO, A.C.; PÉREZ LÓPEZ, A. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1997).-“Présence de faciès Muschelkalk dans des unités alpujárrides de la région de Murcie (cordillère bétique, sud-est de l'Espagne) et implications paléogéographiques”. *C.R.Ac.Sc. Paris, 324, II, 647-654.*
- LÓPEZ GÓMEZ, J Y LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987).-“Los Climas secos de España según el Sistema de Köppen”. *Papeles de Geografía física, 12, 5-10.*
- LÓPEZ LÓPEZ, J.R.; BRAGA, J.C. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1988).-“Le Trias supérieur et le Lias à caractères austro-alpins de l'unité de la Mora (Cordillère Bétique, Espagne)”. *C.R. Acad. Sci. Paris, 306, 361-366.*

- 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.
- LUKOWSKI, P. (1988).-“Evolution tectonosédimentaire du bassin néogène de Fortuna (Cord. Bétiques Orientales, Espagne)”. *Tesis Geodiffusion, Mem. N° 1, París, 403 págs.*
- MACHETTE, M.N. (1985).-“Calcic soils of the south-western United States”. *Geol. Soc. Am. Spc. Paper, 203. 1-21.*
- MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HANBLIM, R.H.B. Y ROWAN, J.S. (2002).-“Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change”. *Quaternary Science Reviews, 21, 1633-1641.*
- MÄKEL, G.H. (1980).-“The geology of the southern Sierra de Espuña (Betic Cordilleras), SE Spain”. *Unpubl. MSc Thesis Univ. Amsterdam, 133 p.*
- MÄKEL, G.H. (1981).-“Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)”. *Geol Mijnbouw, 60, pp.203-208*
- MÄKEL, G.H. Y RONDEEL, H.E. (1979).-“Diferences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malaguide and Alpujarride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)”. *Estudios Geol.*, 35, pp.109-117.
- MÄKEL, G.H.; ROEP, T.B. Y TEN KATE, W.G.H.Z. (1984).-“Sediment petrography of Malaguide rocks from the Sierra de Espuña (Betic Cordilleras, Spain): comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis”. *Geol. Mijnbouw, 63, 39-46.*
- MÄKEL, G.H. (1985).-“The geology of the Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Morocco)”. *GUA papers of Geology. Ser 1, 22, 263 págs.*
- MÄKEL, G.H. (1988).-“The geology of the Late Paleozoic sequences of the Betic-Rif and Tell Orogens; 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.*
- MANTECA, J.I.; OVEJERO, G. (1992).-“Los yacimientos de Zn, Pb, Ag-Fe del Distrito Minero de La Unión-Cartagena, Bética Oriental”. *CSIC, Madrid, 1085-1102.*
- MANTECA, I. Y GARCÍA, C. (2004).-“La falla de Cartagena-La Unión. Aportación a su conocimiento y verificación visual de su existencia gracias a una obra pública”. *En: (Guillén Mondejar y del Amo, Eds.) El Patrimonio Geológico: Cultura, Turismo y Medio Ambiente. Actas V Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico, 239-246.*
- MAPA GEOLÓGICO y MINERO DE ANDALUCÍA (1985).- *Editado por Dirección General de Industria, Energía y Minas. Consejería de Economía e Industria. Junta de Andalucía. 150 p. E: 1:400.000.*
- MARTÍN, J.M. (1980).-“Las dolomías de las Cordilleras Béticas”. *Tesis Univ. Granada, 265, 201 p.*
- MARTÍN, J.M. (1982).-“Caracterización ambiental de los carbonatos marinos fósiles”. *Bol. Geol. Min. 93, II, 99-114.*
- MARTÍN, J.M. Y TORRES RUIZ, J. (1982).-“Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zin-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride del sector central de la Cordillera Bética”. *Bol. Geol. Min. 93, IV, 315-329.*
- MARTÍN, J.M.; TORRES RUIZ, J. Y FONTBOTÉ, L. (1987).-“Facies control of stratabound ore deposits in carbonate rocks: the F (Pb-Zn) deposits in the Alpine Triassic of the Alpujarrides, Southern Spain”. *Miner. Deposits, 22, 216-226.*
- 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, J.M. Y BRAGA, J.C. (1987).-“Bioconstrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Trías Alpujarride”. *Cuadernos de Geología Ibérica, 11, 421-444.*
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987).-“Evolución geológica alpina del contacto entre Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera bética”. *Tesis Doctoral Univ. Granada, 1171 págs.*

- MARTÍN ALGARRA, A.; SOLÉ DE PORTA, N. Y MAATÉ, A. (1995).-“El Triásico del Maláguide-Gomáride (Formación Saladilla), Cordillera Bética Occidental y Rif septentrional: Nuevos datos sobre su estratigrafía y significado paleogeográfico”. *Cuad. Geol. Ibérica*, 19, 249-278.
- MARTÍN MARTÍN, M. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995).-“La estructura del área de Sierra Espuña (Contacto Zonas Internas-Externas), Sector oriental de la Cordillera Bética”. *Estudios Geol.*, 53 pp. 237-248.
- 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 MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN ALGARRA, A.; MARTÍN PEREZ, J.A. Y SERRA-KIEL, J. (1997a).-“Timing on deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain)”. *Geodynamic evolution of the Internal Zone. Geol. Mijnbouw*, 75, pp 309-316
- MARTÍN MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN ALGARRA, A.; SERRA KIEL, J. (1997b).-“La formación As, datée de L’Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités Malaguides supérieures de la Sierra Espuña (Zones Internes Bétiques, Province de Murcie, Espagne)”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, pp. 861-868.
- MARTÍN MARTÍN, M.; SERRA KIEL, J.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN ALGARRA, A.; SERRANO, F. (1998).-“Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, pp.35-41.
- 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. (1991).-“Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad”. *Geogaceta*, 9, pp. 38-42.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1992).-“Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde Sureste de la Cuenca de Lorca”. *Bol. Geol. Minero*, v. 103, n° 6 pp. 3-15.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1992a).-“Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia”. *Est. Geológicos*, 48. 153-162.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1992b).-“Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)”. *III Cong. Geol. Esp.*

- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J. AND HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (2001).-"Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)". *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 297-314.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; ALFARO, P. 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 limítrofes" (J.C. Cañavereas et al. Eds.), pp.75-88. V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain).*
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992b).-"Geometría y Cinemática de la zona de cizallamientos Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)". *III Congr. Geol. de Esp. Y VIII Latinoameric., Simposios, Tomo 2, pp. 420-430. Salamanca.*
- 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 orogenic 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.*
- MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; LERET, G.; SUAREZ, J. (1985).-"Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental". *Trabajos de Geología, 15, pp. 147-151.*
- MASANA, E.; MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; AND SANTANACH, P. (2003).-"Constraining seismotectonics in a diffuse collisional plate boundary by paleoseismic results. A preliminary approach along the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera)". *J. Gephys. Res.*
- 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.*
- MECO, J. Y STEARNS, C.E. (1981).-"Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Resch., 15. 199-208.*
- MEZCUA, J. Y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983).-"Sismicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid. 299 pp.*
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. Y BUFORN, E. (1984).-"Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am., 74. 167-179.*

- MEGÍAS, A.G.; LERET, G.; MARTÍNEZ, W.; SOLER, R. (1980).-“La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas. Análisis tectonosedimentario”. *Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca*.
- MIALL, A.D. (1978).-“Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary”. *In: Fluvial Sedimentology (A.D. Miall Ed.)*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5. 597-604.
- MICHELAU (1942).-“Das Paläozoikum der Betischen ketten Nordwestlich von Málaga”. *Diss. Univ. Berlin (No publicado)*, 44 p.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005).-“Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias”.
- MOLIN, D. (1980).-“Le volcanisme miocène du SE de l’Espagne (province de Murcia et almería)”. *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI*.
- MOLINA CÁMARA, J.M. (1981).-“Los Alpujárrides al Sur de Serón (Sª de los Filabres. Prov. de Almería)”. *Tesis de Licenciatura Univ. Granada (no publicada)*, 158 p.
- MOLINA CÁMARA, J.M. Y OROZCO, M. (1983).-“Unidades alpujárrides y deformaciones tardías al Sur de Serón (provincia de Almería)”. *Estudios Geológicos*. 39, 1-2, 41-52.
- MOLINA, J.M.; RUIZ ORTIZ, P.A. Y VERA, J.A. (1995).-“Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formations and tectonic implications”. *Sedimentology* 42, 957-969.
- MONTENAT, C.; TRUC, G. (1971).-“Pliocène supérieur et Villafranchien dans le Levant espagnol (province de Murcia à Alicante)”. *Bol. Inst. Géol. Min. Esp.*, 82, 1, pp. 32-58.
- MONTENAT, C. (1973).-“Les Formaciones neógenas et Quaternaires du Levant Espagnol (Provinces d’Alicante et de Murcia)”. *Thèse Sci. Univ. Orsay*, 1170 págs..
- MONTENAT, C. (1975).-“Le Néogène des Cordilleres betiques. Essai de synthèse stratigraphique ey paléogéographique”. *Rap. BEICIP, inédit*, 187 págs.
- MONTENAT, C.; THALER, L.; VAN COUVERING, J. (1975).-“La fauna de Rongeurs de Librilla. Corrélation avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espagne méridionale)”. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, D, pp. 519-522.

- MONTENAT, C. Y DE BRUIJN, H. (1976).-"The Ruscinian rodent fannule from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, B*, 79 (4). 245-255.
- MONTENAT, C. (1977).-"Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299 pp. 343-346.
- MONTENAT, C. Y ECHALLIER, J.C. (1977).-"L'importance des structures organiques du type Microcoidium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes". *C.R. Acad. SC. Paris*, 285 Serie D. 3-6.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1985).-"Genèse et evolution de bassins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L' exemple des bassins 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 betics 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.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y COPPIER, G. (1990b).-"Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 313-386.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y DELORT, T. (1991).-"Le basin de Lorca, in C. Montenat (Ed.). Les bassins néogènes du Domaine bétique orientale (Espagne)". *DOC. ET Trav. IGAL, Paris*, 12-13, pp. 261-280.
- MONTES, R. (1985).-"Excavaciones en Cueva Pernerá, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 23, 9-59.
- MORALES, S.; FENOLL, P. (1992).-"Quimismo de las paragénesis hidrotermales asociadas al vulcanismo terciario del sector Aguilas-Sierra Almagrera (SE de España)". *III Congr. Geol. de España y VIII Latino-Americano, Actas, Tomo 3 pp. 200-204. Salamanca*.
- MUNUERA, M. Y CARRIÓN, J.S. (1991).-"Palinología de un depósito arqueológico en el sureste Ibérico semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5. 107-118.

- MUÑOZ BRAVO, J. (1989).-"Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del Segura". *En: Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo. Inst. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo. 459-467.*
- NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E. (1966).-"Mapa geológico a escala 1:200.000 de la provincia de Murcia". *IGME.*
- NAVARRO VILA, F. (1976).-"Los Mantos Alpujárrides y Maláguides al Norte de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)". *Tesis Univ. Bilbao, 288 p.*
- NAVARRO VILA, F.; ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1984).-"La extensión regional y posición tectónica de la Unidad del Lomo de Bas (Cordilleras Béticas orientales)". *En: 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 HERVÁS, F. (1992).-"El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos, 6. Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia. 256 pp.*
- NIETO, F.; VELILLA, N.; PEACOR, D.R. Y ORTEGA HUERTAS, M. (1994).-"Regional retrograde alteration of subgreens-chist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol, 115, pp.143-252.*
- NIETO, L.M. (1997).-"La Cuenca Subbética Mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas". *PhD thesis, Univ. Granada. España.*
- NIETO, L.M.; REY, J. (2003).-"Magnitude of lateral displacement on the Crevillente Fault Zone (Betic Cordillera, SE Spain): stratigraphical and sedimentological considerations". *Geol. J. 38, pp. 1-16.*
- OEN, I.S.; FERNÁNDEZ, J.C.; MANTECA, J.I. (1975a).-"The Lead-Zinc and Associated ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain". *Econ. Geol., 70, pp. 1259-1270.*
- OEN, I.S.; WINDT, C.J.; WINNUBST, T.G.M.; KAGER, P. (1975b).-"Epigenetic lead-zinc mineralization in Miocene pebbly mudstones, Sierra de Cartagena, Spain". *Mineralium Deposita, 10, 362-373.*
- OEN, I.S.; ULTERWIJK, B.H.; VOERMANS, F.M. (1975).-"Bertrandite and Be-enrichment in greenalitic Pb-Zn ores, Sierra de Cartagena, Spain". *Pétrologie, 1, 2, pp. 121-124.*
- OLIVIER, P. (1984).-"Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne)". *Thesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 p.*

- OROZCO, M.; MOLINA, J.M.; CRESPO BLANC, A. Y ALONSO CHAVES, F.M. (1999).-“Paleokarst and rauwacke development, mountain uplift and subaerial sliding of tectonic sheets (northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, Spain)”. *Geol. Mijnbouw* 78, 103-117.
- ORTÍ, F.; GARCÍA VEIGAS, J.; ROSELL, I.; ROUCHY, J.M.; INGLÉS, M.; GIMENO, D.; KASPRZYK, A.; PLAYA, E. (1993).-“Correlaciones litoestratigráficas de las evaporitas messinienses en las cuencas de Lorca y Fortuna (Murcia)”. *Geogaceta* 14, pp. 98-101.
- 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.
- OSETE, M.L.; REY, D.; VILLALÍN, J.J. Y JUÁREZ, M.T. (1997).-“The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia”. *Geologie en Mijnbouw* 00:1-15.
- OSETE, M.L.; FREEMAN, R. AND VEGAS, R. (1989).-“Palaeomagnetic evidence for block rotations and distributed deformation of the Iberian-African Plate boundary”. En *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (C. Kissel y C. Laj, Eds.), Kluwer Academic Publ., 381-391.
- OSETE, M.L.; FREEMAN, R. Y VEGAS, R. (1988).-“Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética”. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 39-58.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1985).-“Évolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène”. *C. R. Acad. Sci. Paris, T. 300, série II, n° 8*, pp. 363-368.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1988).-“Cadre et environnement structuraux des bassins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques”. *Résumes communications, Symposium “Geology of the Pyrenees and the Betics”, Barcelona*, 11-15, 33 págs.
- OTT D' ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F.D. (1988).-“Cuencas sedimentarias en régimen transcurrente en la Zona Bética”. *II Cong 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.
- OVEJERO, G.; TONA, F.; MARÍN, J.M.; GUTIÉRREZ, A.; JACQUIN, J.P.; SERVAJEAN, G. Y ZUBIAUR, J.F. (1982).-“Las mineralizaciones estratiformes F2Ca-Pb en las dolomías triásicas de la Sierra de Lújar,

- Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero, T. XCIII-VI, pp. 475-495.*
- PAQUET, J. (1962).-"Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Ann. Soc. géol. Nord, LXXXII, 9-17.*
- PAQUET, J. (1962).-"Les différentes unités de la Sierra de l'Espuña (prov. de Murcie, Espagne)". *C.R.Ac.Sc. Paris, 255, 2995-2997.*
- PAQUET, J. (1962).-"Les unités supérieures de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)". *Bull. Soc. géol. France, (7), IV, 857-866.*
- 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. (1970).-"Transgressivité de l'Éocène supérieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne)". *Mise au point. Geol Mijnbouw, 49 (1), pp. 57-59.*
- 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.*
- PATIJN, R.J.H. (1937).-"Geologische onderzoeken in the oostelijke betische Cordilleren". *Proefschrift Amsterdam, 130 p.*
- PAVILLON, M.J. (1963).-"Sur un passage latéral de Trias de «couverture» au Trias métamorphique dans la région à l'Ouest de Cartagene (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F., 328-332.*
- PAVILLON, M.J. (1965).-"Sur une discordance stratigraphique au sein des terrains métamorphiques dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *C.R.somm. S.G.F. 114-116.*
- PAVILLON, M.J. (1966).-"Mise en évidence d'une relation spatio-temporelle entre un bombement post-tectonique majeure et une richesse particulièrement grande en dolérites in-

- trusives 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. (1969).-"Analyses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portman, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des Cordillères Bétiques". *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* XI, 1, 77-100.
- PAVILLON, M.J. (1969).-"Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *Un exemple d'héritages successifs en métallogénie. Min. Deposita*, 4, 368-385.
- PAVILLON, M.J. (1972).-"Paléogéographies, volcanismes, structures, mineralisations plombo-zincifères et héritages dans l'Est des Cordillères Bétiques (zones internes)". *Tesis. Univ. Paris*, 623 p.
- PERCONIG, E. (1977).-"Consideraciones sobre las series carbonatadas del Trías Alpujárride". *I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España. Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 295-306.
- PERCONIG, E. (1977).-"Estudio Sedimentológico de dos cortes de Sierra de Gádor". *I Coloq. Estr. Paleog. Triásico y Pérmico de España. Cuad. Geol. Ibér.*, 4, 283-294.
- PERMANYER, A.; BARANGUER, R.; LUGARDON, B. (1994).-"Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca basin (south-east Spain)". *Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine* 18. pp. 135-149.
- PÉREZ LÓPEZ, A. (1991).-"El Trías de facies germánica del sector Central de la Cordillera Bética". *Tesis Univ. Granada*, 400 p.
- PÉREZ LÓPEZ, A.; FERNÁNDEZ, J.; SOLÉ DE PORTA, N. Y MÁRQUEZ ALIAGA (1991).-"Bioestratigrafía del Triásico de la Zona Subbética (Cordillera Bética)". *Rev. Esp. de Paleontología, N° Extraor.*: 139-150.
- PÉREZ LÓPEZ, A. (2000).-"Epicontinental Triassic of the Souther Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain)". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I, FET* 9-10, 1009-1031. Stuttgart.

- 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.*
- PIERRE, C.; ROUCHY, J.M. Y BLANC-VALLERON, M.M. (2002).-"Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean salinity crisis". *Sedimentary Geology 147, pp 247-252.*
- PILLER, W. (1978).-"Involutinacea (Foraminifera) der Trias und des Lias". *Beitr. Paläont. Österreich, 5, 1-164.*
- PLATT, J.P.; VISSERS, R.L.M. (1989).-"Extensional collapse of thickened continental crust: a working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc". *Geology, 17. pp. 540-543.*
- PLATT, J.P.; VAN DEN EECKHOUT; JANZEN, E.; KONERT, G.; SIMÓN, O.J. Y WEIJERMARS, R. (1983).-"The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain". *Journal of Structural Geology, 5, 519-538.*
- 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.*".
- PLAYÁ, E.; ORTÍ, F.; ROSELL, L. (1995).-"Composición isotópica de los yesos Messinienses de la cuenca de Fortuna (Murcia): implicaciones sedimentológicas". *Geogaceta, 18, pp. 63-66.*

- POLIBIO.-"Selección de Historias". Edición de Cristóbal Rodríguez Alonso (1986). Ediciones AKAL, 355pp.
- PUGA, E., DÍAZ DE FEDERICO, A., FONTBOTÉ, J.M. (1974).-"Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética". *Est. Geol. XXX: 543-548.*
- PUGA, E. Y DÍAZ DE FEDERICO, A. (1976 b).-"Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética)". *Implicaciones geodinámicas. Reun. Geod. Cord. Bet. y Mar de Alborán. Granada, pp 79-111.*
- PUGA, E. Y DÍAZ DE FEDERICO, A (1988).-"Ofitas versus eclogitas de las Cordilleras Béticas: manifestaciones de un magmatismo continental y oceánico respectivamente". *Rev. Soc. Geol. España, 1, 115-129.*
- PUGA, E. Y TORRES ROLDÁN, 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.*
- REINECK, H.E. Y SINGH, I.B. (1980).-"Depositional sedimentary environments". *Springer-Verlag, New York. 549 págs.*
- RETTORI, R. (1995).-"Le associazioni a foraminiferi nel Carnico". *Annali Università di Ferrara. 5, 101-110.*
- REY, J.; DÍAZ DEL RÍO, V.; ACOSTA, J.; HERRANZ, P.; SAN GIL, C.; SANZ, J.L.; YOUNG, R. (1983).-"Resultados preliminares de la campaña de Geología marina Gatiño-81, realizada en la plataforma continental de las provincias de Valencia, Alicante y Murcia". *Inf. Tec. I.E.O, nº7, 17 pp.*
- REY, J.; MARTÍNEZ-GALLEGO, S.; VERA, J.A. (1990).-"La Formación Marín: redépósito de material jurásico durante el Mioceno (Zona subbética)". *Geogaceta, 8, pp. 94-97.*
- 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.*
- REYES, J.L.; CRESPO, V.; FEIXAS, J.C.; ZAPATA, M.J. (1984).-"La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular". *I Congr. Esp. de Geol., T. II, pp. 803-815.*

- RÍOS, J.M.; ALMELA, A. (1954).-“Estudio geológico de la Sierra de Ricote, en la región de Mula (Provincia de Murcia)”. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 66. 98 págs.
- 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 n° 29, 1973).*
- ROBLES, V.M. (2007).-“Caracterización hidrogeológica de la Sierra de Cartagena-La Unión (SE de la península Ibérica). Impacto de la minería abandonada sobre el medio hídrico”. *Tesis Doctoral. UPCT.*
- ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A. Y JOHNSON, D.L. (1984).-“Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California”. *In: Tectonic Geomorphology (M. Morisawa Ed.). Pub. in Geomorphology. State Univ. New York at Binghamton. 183-207.*
- RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1973).-“Estudio pirogenético 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 Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería)”. *En: Jorn. de est. Del fenom. Sísmico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LOPEZ-BERMUDEZ, J. B. THORMES, pp. 339-363.*
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLÉN MONDÉJAR, F.; LÓPEZ AGUAYO, F.; ARANA, R.; FERNÁNDEZ TAPIA, M.T. Y SERRANO, F. (1992).-“Tectónica y sedimentación neogéna de la cuenca de Lorca (Murcia)”. *III Cong. Geol España T, 1 pp. 201-206.*
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. Y MANCHEÑO, R. (1993).-“La Neotectónica de Lorca y sus alrededores en relación con la actividad actual de la Falla de Alhama de Murcia. Análisis de las grietas del Tunal de Lorca y de los barrios altos de esta ciudad”. *Problemática Geoambiental y Desarrollo, 1. 709-715.*
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984).-“Los terremotos alicantinos de 1829”. *Inst. Est. Alicantinos. Diputación de Alicante. 322 págs. Alicante.*
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1982).-“El Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas”. *Tesis Doctoral. Univ. de Granada.*

- ROLDÁN, F.; GARCÍA-CORTES, A. (1988).-“Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (prov. de Córdoba y Jaén)”. *II Congreso Geológico de España, Vol. 1, pp. 189-192.*
- ROMERO DÍAZ, A. Y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985).-“Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula”. *Actas IX Colq. Geograf. Esp. 83-89.*
- 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. Paris, 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.; RUSSELL, 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.; RUIZ ORTIZ, P.A. (1979).-“El Jurásico de las Unidades Intermedias, en ‘El Jurásico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas’”. *II. Col. Estr. Paleog. Jurásico de España. Granada, pp 209-217.*
- 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.*
- 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.*
- SAGREDO, J. (1972).-“Enclaves peridotíticos encontrados en los afloramientos basálticos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)”. *Estudios geol., 28, pp. 119-135.*
- SAGREDO, J. (1973).-“Estudio de las inclusiones de rocas ultramáficas con anfíbol que aparecen en los basaltos al noroeste de Cartagena (provincia de Murcia)”. *Estudios Geol. 29, pp.53-62.*
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; DE PEDRO, F. (1945).-“Afloramientos de fortunitas en puebla de Mula (Murcia)”. *Not. y Com. I.G.M.E., nº 33, pp. 9-24.*

- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M.; ALMELA, A.; FUSTER, J.M. (1951).-“Sobre un volcán de veritas recientemente descubierto en el Mioceno de Barqueros (Murcia)”. *Estudios Geol.*, 7, pp. 411-429.
- 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.
- SANTISTEBAN, C. (1981).-“Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno Superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoría de la crisis de salinidad”. *Tesis Doct. Univ. Barcelona*, 725 Págs.
- SANTISTEBAN, C.; TABERNER, C. (1983).-“Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain”. *Journée Geol. Soc. London*, 140: pp. 401-411.
- 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. Y LÓPEZ CASADO, C. (1988).-“Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño”. *Rev. de Geofísica*, 44, 175-198.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1989).-“Estructura de las Sierras Tejeda y Cómputa (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas)”. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 77-84.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990).-“Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas)”. *Estudios Geol.*, 46: 123-134.
- 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.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1990).-“Les Cordillères Bétiques dans le cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale”. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 96, 2-3, pp. 191-292.
- 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.; LÓPEZ CASADO, C.; DELGADO, J.; AND PEINADO, M.A. (1995).-“Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults”. *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y ANDREO, B. (1995a).-“Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, West of the Betic Cordillera)”. *Estudios Geológicos*, 51, 43-55.
- SANZ DE GALDEANO, C.; DELGADO, F.; LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y MARTÍN ALGARRA, A. (1995b).-“Appartenance alpujarride proposée de l’unité de La Mora au NE de Grenada (Cordillère Bétique, Espagne)”. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 231, série II, 893-900.
- SANZ DE GALDEANO, C.; DELGADO, F. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1995c).-“Estructura del Alpujarride y del Maláguide al NO de Sierra Nevada (Cordillera Bética)”. *Rev.Soc.Geol. España*, 8, pp. 239-250.
- 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.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; GARCÍA TORTOSA, F.J.; DELGADO, F. (1997).-“Nuevas observaciones en el Alpujarride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrasco (Murcia)”. *Consecuencias paleogeográficas. Estudios Geol.*, 53, pp. 345-357.
- SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; ANDREO, B. (1999).-“The stratigraphic and tectonic relationships of the Alpujarride and Malaguide complexes in the western Betic Cordillera (Casares, prov. of Malaga South Spain)”. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328: 113-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1999).-“Estratigrafía y Estructura de las unidades alpujarrides en el borde occidental de Sierra Nevada (Granada, España)”. *Rev.Soc.Geol. España*, 12(2), 187-198.
- SANZ DE GALDEANO, C. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (2000).-“El levantamiento Tortoniense-Cuaternario de Sierra Nevada (Granada, España): Fenómenos de tectónica gravitatoria en su borde occidental”. *Geoceta*, 28, 129-132.

- SANZ DE GALDEANO, C.; MARTÍN MARTÍN, M. Y ESTÉVEZ, A. (2001).-“Unidades tectónicas y estructura del sector meridional de Sierra Espuña (Cordillera Bética, Murcia)”. *Estudios Geol.*, 56: 269-278.
- 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 prétendu “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.
- SCHWARTZ, D.P. Y COPPERSMITH, K.T. (1986).-“Seismic hazards, new trends in analysis using geologic data”. *In: Active tectonics (R.E. Wallace, Ed.). Studies in Geophysics.*, 215-229. *Nat. Acad. Press. Wasinhgton*.
- SERRA KIEL, J.; MARTÍN MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN ALGARRA, A.; MARTÍN PÉREZ, J.A.; TOQUELLA, J.; FERNÁNDEZ CAÑADELL, C.; SERRANO, F. (1998).-“Biostratigrafía y litoestratigrafía del Paleógeno del área de Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España)”. *Act. Geol. Hispánica*, v. 31, nº1-3, pp. 161-189.
- SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C. Y GOY, J.L. (1992a).-“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. (1992b).-“Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama”. *Geogaceta*, 12, pp. 7-10.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992c).-“Discordancias progresivas y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentín (Murcia, SE España)”. *Geogaceta*, 11, pp. 67-70.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. Y DABRIO, C.J. (1992d).-“Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España”. *Actas III Cong. Geol. Esp.*, T. 2. 96-100.

- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. (1993).-“Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southern Spain”. *Tectonophysics* 224. pp.289-303.
- SILVA, P.G. (1994).-“Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología”. *Tesis Doctoral U.C.M.*, 642 págs.
- SILVA, P.G. (1996).-“Geometría fractal de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (Murcia, SE España)”. *Geogaceta*, 20(6). 141-144.
- SILVA, P.G.; MATHER, A.E.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; HARVEY, A.M. (1996).-“Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE de España)”. *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4), pp. 269-283.
- 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. (2003a).-“Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20,000 years”. *In: 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. (2003b).-“Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity”. *Geomorphology*, 203-226.
- SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1988).-“La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujárrides en el sector central de la Cordillera Bética”. *II Congresos Geológico España (Simposios)*. Sociedad Geológica de España, 27-33.
- SIMANCAS, J.F. Y CAMPOS, J. (1993).-Compresión NNO-SSE tardi a postmetamórfica, y extensión subordinada, en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)”. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 1,2, 23-25.
- SIMÓN, O.J. (1963).-“Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain”. *Thesis. Amsterdam*, 164 págs.

- SIMÓN, O.J. (1964).-"The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?". *Geol. Mijnbouw*, 43, pp. 331-334.
- SIMÓN, O.J. (1966a).-"Note préliminaire sur l'âge des roches de l'unité Cucharon dans la Sierra de Carrascoy (Province de Murcie, Espagne)". *Geol. Mijnbouw*, 45, pp. 112-113.
- SIMÓN, O.J. (1966b).-"The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhamilla and the Zarcilla de Ramos region (SE, Spain)". *Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch.*, B-69, pp. 9-19.
- SIMÓN, O.J. (1966c).-"La Unidad Almagro: ¿Un nuevo elemento estructural en la Zona Bética?". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 83, 49-54.
- SIMÓN, O.J. (1967).-"Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcia et d'Alicante, Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, f. 2, pp. 42-44.
- SIMÓN, O.J.; WESTERHOF, A.; RONDEEL, H. (1976).-"A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bétique (Espagne méridionale); implications géodynamiques". *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, n° 3, pp.601-605.
- SIMÓN, O.J. Y KOZUR, H. (1977).-"New data on the (Permo.)Triassic of the Betic Zone (Southern Spain)". *Cuadernos Geología Ibérica*, 4, 307-322.
- SIMÓN, O.J. Y VISSCHER, H. (1983).-"El Pérmico de las Cordilleras Béticas". *En: Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (Ed. Martínez Díaz C.), Madrid, 453-499.*
- SIMÓN, 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.
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; ARCHE, A.; RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1983).-“El Triásico”. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España Tomo II*, 47-62.
- SOTO, J.I. AND PLATT, J.P. (1999).-“Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean”. *Journal of Petrology*, Volume 40, n°1, 21-60.
- 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)”. 3ª *Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia*.
- TEMPLADO, D. Y MESEGUER, 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 DÍAZ 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)
- TENT MANCLUS, J.E.; MARTÍN MARTÍN, M. Y ESTEVEZ, A. (2000).-“El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético”. *Geotemas* 1 (2), pp. 267-271.
- TENT MANCLUS, J.E.; ESTEVEZ, A.; MARTÍN MARTÍN, M. (2000).-“Olistostromas originados por Glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia)”. *Geotemas* 1 (2), pp. 273-276.
- TENT MANCLUS, J.E.; MARTÍN MARTÍN, M.; MARTÍN PÉREZ, J.A. Y SERRANO, F. (2001).-“Structural evolution of the early Miocene in the eastern Betic internal-external zone boundary (SE Spain)”. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°1, pp. 41-47.

- TORRES ROLDÁN, R.L. (1974).-"El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas alpujárrides al SE de Sierra Almirajara (Sector central de las Cordilleras Béticas, S. de España)". *Cuad. Geol.*, 5, 21-77.
- TUBIA, J.M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991).-"Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain)". *J. Geol. Soc. London*, 148, 801-804.
- 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.
- TUBIA, J.M.; NAVARRO VILA, F. Y CUEVAS, J. (1993).-"The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera)". *Physics of the Earth and Planet. Interiors*, 78, 343-354.
- TUCKER, M.E. Y WRIGHT, V.P. (1990).-"Carbonate Sedimentology". *Blackwell Sci. Pub., Oxford*, 481 pp.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1927).-"Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province 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.; CAPEDEI, 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*
- VERA, J. (1981).-"Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras Alpinas durante el Mesozoico". *Real Acad.Cienc.Exact. Fis.Nat. Madrid*. 2:129-160.
- VERA, J. (1988).-"Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética". *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 3-4, pp. 373-392.

- VIDAL ABARCA, M.R.; MONTES, C.; SUÁREZ, M.L. Y RAMÍREZ DÍAZ, L. (1987).-“Caracterización morfométrica de la Cuenca del Río Segura, estudio cuantitativo de las formas de las subcuencas”. *Papeles Geograf. Física*, 12. 19-31.
- VILLASANTE, F.B. (1892).-“Criaderos metalíferos de Mazarrón”. *Revista Minera, Madrid*, XLIII, nº 1393, 145-146, nº 1395, 163-164, nº 1396, 169-171.
- VILLASANTE, F.B. (1899).-“Informe sobre la Mina Paciencia, antes Coto Fortuna, del término de Mazarrón”. *Tipografía de las Provincias de Levante, Murcia*.
- VILLASANTE, F.B. (1912).-“Criaderos de Hierro de la Provincia de Murcia”. *Memorias del Instituto Geológico de España*.
- VILLASANTE, F.B. (1913).-“La Unión y Cartagena. Criaderos de Hierro de España. I: Criaderos de Hierro de Murcia”. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 26, 193-295.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1977).-“Problemas de la cronoestratigrafía del Trias en España”. *Cuadernos de Geología Ibérica. Vol.4. pp.* 57-88.
- 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. Gwa Papers of Geology*, 1, 15, 154 p.
- VITA FINZI, C. (1976).-“Diachronism in Old World alluvial sequences”. *Nature*, 263 (Nº.5574). 218-219.
- VOERSMANS, F.M.; SIMÓN, O.J. Y MARTÍN GARCÍA, L. (1980).-“Mapa Geológico de España, E: 1:50.000, hoja 996 (Huércal-Overa)”, 60 p.
- VOET, H.W. (1967).-“Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cobdar, south-eastern Spain”. *Unpubl. Phd thesis Univ. Amsterdam*, 122 p.
- WASSON, R.J. (1974).-“Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example”. *Geograph. Annaler*, 54A. 83-92.
- 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.
- WESCOTT, W. A. Y ETHRIDGE, F.K. (1980).-"Fan-Delta Sedimentology and Tectonic Setting". *Yallahs Fan Delta, Southeast Jamaica. A. A. P. B. V.64, N° 3 P. 374-399.*
- WESTERVELD, J. (1929).-"De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens". *Tesis. Proefschrift Delft, 120 p.*
- WILDI, W. (1983).-"La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène". *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys., 24, 3, 201-297.*
- 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.*
- WRIGHT, V.P. (1991).-"Calcretes, an introduction". *In: Calcretes (V.P. Wright & M.E. Tucker Eds.). IASS Reprint Series, 2. 1-22. Blackwel Sci. Publ.*
- WROBEL, F. Y MICHALZIK, D. (1999).-"Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain". *Sedimentary Geology* 127, pp. 171-191.
- ZAMPARELLI, V. (1990).-"Sulla presenza di alcuni foraminiferi (Involutinacea BUTSCHILI 1880) nel Trias dell'Irpinia". *Rend. Soc. Geol. It., 13, 115-116, 1 f.*
- ZAMPARELLI, V.; CIRILIS, S.; IANNACE, A. Y JADOU, F. (1999).-"Paleotectonic and paleogeographic controls on microbial-serpuid communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a síntesis". *Paleopelagos. Special publications n° 3.*
- ZANINETTI, L. (1976).-"Les foraminifères du Trias". *Riv. It. Paleont. Strat. 82/1, 1-258. Milano.*
- ZANINETTI, L. (1984).-"Les Involutinidae (Foraminifères), proposition pour une subdivision". *Rev. Paléob., 3, 205-207.*
- ZANINETTI, L.; BRÖNNIMANN, P. Y BAUD, A. (1972).-"Microfacies particuliers et foraminifères nouveaux de l'Anisien supérieur de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigal, Suisse)". *Mitteilungen Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten, 21, 465-498.*

- ZANINETTI, L.; CIARAPICA, G.; MARTINI, R.; SALVINI-BONNARD, G. Y RETTORI, R. (1987).-“Turriplomina scandonei, n. sp., dans les calcaires recifaux du Trias moyen (Ladinian) en Apennin meridional”. *Rev. De Paléobiologie*, 6,2, 177-182.
- ZANINETTI, L.; RETTORI, R. Y MARTINI, R. (1994).-“Aulotortus? eotriasicus, n.sp., un nuevo foraminifero del Trias medio (Anisico) delle Dinaridi ed Ellenidi”. *Boll. Soc. Paleont. It.*, 33(1), 43-49.
- 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 Palnetary Change*, 7. 109-117.
- ZEYLMANN VAN EMMICHOVEN, C.P.A. (1925).-“Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (Provincia Almeria, Spanje)”. *Tesis Delft*, 160.
- 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.

