MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

LLANO DEL BEAL

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 978 (Llano del Beal), 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 (Univ. de Jaén)
F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
P. Cabra Gil (CONSULNIMA)

Cartografía Geomorfológica y Memoria

P. Cabra Gil (CONSULNIMA)
F.J. García Tortosa (Univ. de Jaén)

Petrología

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

Geología económica

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

Paleontología

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN 9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA 9
1.2. MARCO GEOLÓGICO 10
1.3. ANTECEDENTES 13

2. ESTRATIGRAFÍA 16
2.1. INTRODUCCIÓN 16
2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)
2.2.1. Complejo Nevado-Filábride 18
2.2.1.1. Manto del Veleta 18
2.2.1.1.1. Esquistos grafitosos, cuarcitas y micaesquistos (1). Paleozoico 19
2.2.1.2. Manto del Mulhacén 19
2.2.1.2.1. Esquistos azul oscuros con granates y cuarzoesquistos (2) 19
2.2.1.2.2. Anfibolitas y esquistos anfibólicos (3). Paleozoico-Triásico 19
2.2.1.2.3. Esquistos azulados, cuarzoesquistos y cuarcitas de tonos beiges claros (4). Paleozoico 20
2.2.1.2.4. Mármoles (5). Paleozoico-Triásico? 20
2.2.2. Complejo Alpujárride 21
2.2.2.1. Principales unidades litoestratigráficas diferenciadas 23
2.2.2.2. Unidad de Cabo Tiñoso 26
2.2.2.2.1. Metapelitas (6). Formación detrítica . Triásico Inferior-Medio 26
2.2.2.2.2. Calizas y dolomías (7) con metapelitas intercaladas (6). Formación carbonatada. Triásico Medio-Superior 27
2.2.2.3. Unidad de San Julián 28
2.2.2.3.1. Metapelitas (8) Formación detrítica. Triásico Inferior-Medio 28
2.2.2.3.2. Carbonatos (9) con metapelitas intercaladas (8).Formacion carbonatada

Triásico Medio-Superior..... 29
2.3. CUENCAS NEÓGENAS 30
2.3.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos (10).Tortoniense ... 34
2.3.2. Areniscas calcáreas y calizas arenosas (11).Tortoniense..... 37
2.3.3. Areniscas, limolitas micáceas y margas (12). Tortoniense-Messiniense inferior 40
2.3.4. Rocas Volcánicas (Andesitas piroxénicas con cordierita). (13). Mioceno Superior y Plio-Cuaternario 43
2.4. CUATERNARIO..... 44
2.4.1. Areniscas calcáreas bioclásticas (14). Playas fósiles. Areniscas calcáreas bioclásticas y calizas oolíticas (21). Playas y dunas tirrenienses. Pleistoceno inferior - Pleistoceno superior..... 44
2.4.2. Costras calcáreas (15). Pleistoceno inferior-superior 45
2.4.3. Gravas, cantos, arenas y arcillas, débilmente cementados (16, 17 y 18). Abanicos aluviales y conos de deyección. Pleistoceno inferior-Holoceno 45
2.4.4. Arenas de grano medio (19). Cordón litoral. Pleistoceno superior..... 46
2.4.5. Arenas cuarcíticas débilmente cementadas (20). Dunas fósiles. Pleistoceno superior..... 47
2.4.6. Limos y arenas con niveles de gravas (22). Abanicos aluviales. Holoceno..... 47
2.4.7. Arenas y limos con cantos y gravas (23). Fondo de valle. Holoceno..... 47
2.4.8. Arenas de grano medio-fino (24). Dunas móviles. Holoceno 48
2.4.9. Limos y arcillas con cantos y bloques (25). Coluviones. Holoceno..... 48
2.4.10. Arenas finas, limos, arcillas negras y sales (26). Marismas. Holoceno..... 48
2.4.11. Arenas y arcillas con niveles de cantos (27). Abanico deltaico. Holoceno..... 48
2.4.12. Arenas y restos fósiles (28). Playas. Holoceno..... 49
2.4.13. Bloque, arenas, limos y arcillas (29). Depósitos antrópicos. Actual..... 49

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS..... 49
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA 49
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO..... 51
3.2.1. Estudio Morfoestructural 52
3.2.1.1. Elementos y formas estructurales 53
3.2.1.2. Elementos y formas volcánicas 53
3.2.2. Estudio del Modelado..... 53
3.2.2.1. Gravitacional..... 53
3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial..... 54
3.2.2.3. Formas eólicas 55
3.2.2.4. Litoral 55

3.2.2.5. Meteorización química 57
3.2.2.6. Otras formas poligénicas o de difícil adscripción 57
3.2.2.7. Antrópico 57
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES 58
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA 62
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL 63

4. TECTÓNICA 65
4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES 65
4.2. SÍNTESIS 71

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA 72
5.1. ROCAS VOLCÁNICAS 72
5.1.1. Afloramientos 72
5.1.2. Antecedentes y edad 72
5.1.3. Tipo de afloramientos 72
5.1.4. Descripción petrográfica 73
5.1.5. Composición 76
5.1.6. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas 80
5.1.7. Descripción en los afloramientos 83
5.1.8. Descripción petrográfica 84
5.1.9. Química mineral y relaciones de fase 89
5.2. ROCAS METAMÓRFICAS 91
5.2.1. Materiales del complejo Nevado-Filábride 91
5.2.1.1. Manto del veleta 91
5.2.1.1.1. Esquistos grafitosos, cuarzoesquistos, cuarcitas y micaesquistos (1) 91
5.2.1.2. Manto del Mulhacén 92
5.2.1.2.1. Esquistos azul oscuros con granates; cuarzoesquistos (2) 92
5.2.1.2.2. Anfibolitas y esquistos anfibólicos (3) 93
5.2.1.2.3. Esquistos azulados, cuarzoesquistos y cuarcitas de tonos beiges claros (4) 94
5.2.1.2.4. Mármoles (5) 95

6. HISTORIA GEOLÓGICA 95

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA 107
7.1. RECURSOS MINERALES 107
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos 107
7.1.2. Minerales energéticos 117
7.1.3. Rocas industriales 117
7.2. HIDROGEOLOGÍA 118
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas 118
7.2.2. Características hidrogeológicas 119

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO 127

9. BIBLIOGRAFÍA 129

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Llano del Beal, 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 moderados en su sector occidental y costero, conocida de manera genérica como Sierra de Cartagena, donde se encuadran las Sierras de Santi Spiritu en el sector occidental y la cadena montañosa costera que se desarrolla desde Portman a Cabo de Palos. Separando ambos relieves se encuentra la depresión de Santi Spíritu-Los Belones que enlaza con los llanos litorales meridionales de la Manga del Mar Menor. 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. En el ámbito de esta Hoja, desde Cabo de Palos y hacia el norte, se encuentra el sector meridional de la barra que constituye la Manga del Mar Menor.

La red fluvial es escasa y tiene como principales cauces las Ramblas de Las Matildes, del Beal, de la Carrasquilla y del Atalayón. Estos cauces bajan de los relieves costeros con dirección y sentido sur-norte y vierten por tanto al Mar Menor. En la vertiente meridional de la cadena costera y vertiendo al Mediterráneo se tienen los Barrancos del Moro, de la Culebra y la Rambla de Cobaticas.

El agua del Transvase Tajo-Segura en su ramal del Campo de Cartagena, llega por su red de canales secundarios a todos los sectores septentrionales de la Hoja incluida la Manga.

Como núcleos de población importantes cabe citar los de Llano del Beal, Beal y el Estrecho de San Ginés, situados en el sector noroccidental, Portman en el sector costero occidental, Los Belones en el sector central, Los Nietos en el litoral del Mar Menor y Cabo de Palos en el extremo oriental.

Para una extensión tan reducida como la de esta Hoja, la red viaria es importante. Cabe destacar la Autovía de La Manga del Mar Menor que la cruza en dirección oeste-este. Además de esta vía de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras que en general derivan de la citada autovía. De estas vías de comunicación a su vez, se derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de los casos, que dan acceso tanto a las numerosas urbanizaciones, como a las explotaciones industriales, agrícolas o ganaderas. Salvo las áreas montañosas de la cadena costera, en gran medida integradas en el Parque Regional de Calblanque, que aún permanecen en un buen estado de conservación y se encuentran su mayor parte recubiertas de bosques de tipo mediterráneo, en el resto de la Hoja, especialmente en la Sierra de Santi Spíritu, 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.

La actividad turística, es muy intensa en este parte del litoral murciano, especialmente en el litoral del Mar Menor donde se encuentran las macrourbanizaciones de Islas Menores y Mar de Cristal, próximas a Los Nietos y Playa Honda y Playa Paraíso en el entorno de las Salinas de Marchamalo. La Manga como urbanización continúa en los más de dos kilómetros que se incluyen en esta Hoja y la urbanización de Cala Flores al SO del Cabo de Palos.

El resto del litoral muestra un perfil muy accidentado, con playas de escasas dimensiones y difícil acceso o bien, como ocurre en el área oriental, con un estatus de protección en el Parque Regional de Calblanque.

Por su extensión, importancia económica e impacto hidrológico, es necesario destacar la Urbanización de La Manga Club con su campo de golf situada en la depresión de Santi Spíritu-Los Belones.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18º y 300 mm. respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio. El agua aportada por el Transvase Tajo-Segura intenta equilibrar el volumen creciente de la demanda, aunque los años o 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 mas 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 SIMON (1963) y define el complejo *Almágride* situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la ZEB .Trabajos muy recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), GARCÍA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), 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 Prebético Interno de acuerdo a las diferentes facies que presentan el Cretácico y Paleógeno, aunque con límites variables según los diferentes criterios de autores y zonas de trabajo.

La Zona Subbética se sitúa inmediatamente al Sur de la anterior, presentando facies diferentes a partir del Domeriense, momento en el que la subsidencia alcanza un importante rango en el sector central, encontrándose radiolaritas, turbiditas y en algunas zonas evidencias de un intenso magmatismo durante el Jurásico y Cretácico, generalmente más moderno hacia sec-

tores 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 Deposicionales 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 y de forma preferencial 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 Llano del Beal, 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 de Santi Spíritu y la Cadena Costera de unidades estructurales pertenecientes a dos complejos de las ZIB (Nevado-Filábride y Alpujárride), lo que conlleva a su definición cartográfica y sus relaciones tectoestratigráficas y por otra, un registro sedimentario del Neógeno Superior y Cuaternario, afectado por una actividad neotectónica muy importante.

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 Z.I.B como a la redefinición de las unidades de depósito del Neógeno y Cuaternario.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a BERTRAND y KILIAN (1889), y a MALLADA (1904), los cuales ya diferenciaban 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 jurasicas 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 estudio el oeste de la provincia de Murcia. Es quien define por primera vez las tres unidades estructurales que caracterizan a la Sierra de Ricote, las cuales denominó de N a S como Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita respectivamente. La tectónica de las mismas es compleja, con pliegues de flancos invertidos y retrocabalgamientos de edad Mioceno superior, posteriores al emplazamiento del Subbético sobre el Prebético, el cual tuvo lugar en el Mioceno medio. Es, aún hoy, cita de obligada consulta.

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

Tanto para el conocimiento del área de la Hoja como para la mayor parte de los sectores orientales de las Cordilleras Béticas, las investigaciones realizadas por el grupo de trabajo de la Universidad de Leiden durante la década de los años 60-70 fueron de enorme importancia. Las tesis doctorales de:

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, (1979 y 1980), publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias. BAENA y JEREZ MIR (1982), realizan un importante trabajo de síntesis, donde se recopila la información sobre la estratigrafía de las Cordilleras Béticas y se hace un ensayo de reconstrucción paleogeográfica entre la Meseta y la Zona Bética.

DE SMET (1984), considera que no hay fundamentos suficientes para admitir una interpretación de la cordillera sólo por una tectónica de mantos, y considera una "estructura en flor" (flower structure) debida a la tectónica de desgarre, siendo el Accidente de Crevillente-Alicante el eje central del sistema.

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

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.

BOOTH-REA G. (2001), hace 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 ulteriormente intentar esbozar, en capítulos posteriores, una correlación entre las distintas unidades descritas y su evolución paleogeográfica.

2.2. ZONAS INTERNAS BÉTICAS (ZIB)

En la Hoja de Llano del Beal, 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), 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 DURAN-DELGA *et al.*(1963), DIDON *et al.*(1973); en Málaga DIDON *et al.*(1973), SANZ DE GALDEANO *et al.*(1997 1999), al NE de Granada SANZ DE GALDEANO *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 GALDEANO *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 MÁKEL (1981), NIETO *et al.*(1994) que no admiten la existencia de las transiciones litológicas y por tanto de las Unidades Intermedias.

Dataciones mediante fisión "track" sobre circones indican que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200º C JOHNSON (1993).

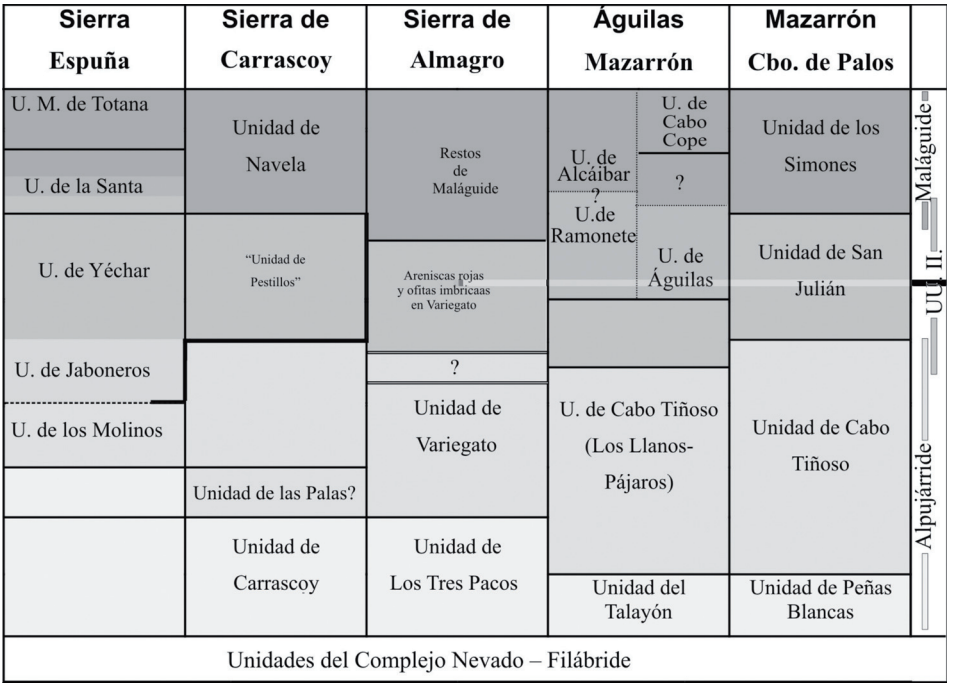
En esta tesis, BOOTH-REA (2000), ha diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado en sus respectivas sucesio-

nes Permo Triásicas. Las unidades de posición inferior, que solo 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 solo 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 (1991y 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 nexo 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 (2.1) se sintetiza la propuesta de correlación que se desarrollara en esta memoria.



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 Llano del Beal 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 meridional de la Hoja constituyendo una franja paralela a la costa, así como en la terminación oriental de la Sierra Minera, al Este de La Unión y N de Portman, mientras que el del Mulhacén aflora en menor proporción tanto en la parte meridional, como en la Sierra Minera donde aparece muy mineralizado siendo a veces difícil su diferenciación.

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.

El manto del Mulhacén en la Hoja de Llano del Beal al igual que en la parte oriental de la Hoja adyacente de Cartagena aparece muy tectonizado, de modo que su afloramientos forman parte de importantes bandas de cizalla en las cuales es muy difícil hacer distinciones o asignaciones a una u otra unidad de las diferenciadas para este manto en sectores próximos.

2.2.1.1. *Manto del Veleta*

Como se ha dicho anteriormente aflora a lo largo de una franja paralela a la costa constituyendo la parte meridional de la Hoja.

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 beiges (y que será descrita con más detalle a continuación) 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 los materiales del Manto del Mulhacén en la Hoja de Llano del Beal se presentan muy mecanizados formando parte de amplias bandas de cizalla en las que se pueden reconocer las litologías que se describen a continuación.

2.2.1.2.1. Esquistos azul oscuros con granates y cuarzoesquistos **(2)**

Constituyen una monótona sucesión de varios centenares de metros de espesor formada fundamentalmente por esquistos de tonos azulados oscuros con granates. El tono oscuro se lo da su carácter grafitoso. Entre ellos se intercalan niveles de cuarzoesquistos y cuarcitas de tonos grisáceos y marrones oscuros. Estos materiales se corresponden con los niveles más antiguos del Manto del Mulhacén y se les asigna 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.).

2.2.1.2.2. Anfibolitas y esquistos anfibólicos **(3).** Paleozoico-Triásico

Los afloramientos de estas rocas en la Hoja de Llano del Beal son muy escasos, reduciéndose prácticamente a un solo afloramiento importante en las inmediaciones del Faro de Portman, en donde aparecen estas litologías ligadas al contacto entre los materiales que se acaban de

describir y los que se describen a continuación. Se trata esquistos ricos en anfíboles y anfibolitas entre las que pueden reconocerse relictos de rocas básicas, apareciendo todos los términos muy alterados y mecanizados.

2.2.1.2.3. Esquistos azulados, cuarzoesquistos y cuarcitas de tonos beiges claros **(4).** Paleozoico

Constituyen los términos metapelíticos más altos dentro del Manto del Mulhacén en la Hoja de Llano del Beal, los cuales contrastan netamente con los descritos anteriormente por sus tonos más claros. Forman parte de una sucesión muy adelgazada por razones tectónicas en la que aparecen esquistos plateados, cuarzoesquistos claros y cuarcitas beiges hacia la parte superior de la sucesión, que se presentan en bancos de espesor decimétrico a métrico y 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.).

Estos materiales podrían correlacionarse con parte de la formación TAHAL descrita en otros sectores del Nevado-Filábride (GÓMEZ PUGNAIRE, etc), siendo su representación en esta Hoja muy escasa.

2.2.1.2.4. Mármoles **(5).** Paleozoico-Triásico?

La deformación a la que están sometidos los materiales de esta formación hace muy difícil estimar su potencia, si bien, se pude decir que el espesor de los paquetes carbonatados en la presente hoja no supera en ninguna vertical los 150 metros, aflorando normalmente boudines aislados entre términos esquistosos.

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, 1969 a y b y 1970; TORRES-ROLDÁN, 1974; NAVARRO-VILA, 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 solo 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 del Llano del Beal y en relación con los materiales que ahora atribuimos al complejo Alpujárride se centraron en las mineralizaciones que aparecen en el misma, que hacían de la Sierra de Cartagena una de las zonas de mayor interés económico de la Península Ibérica, motivo por el que se potenció su estudio. Entre otros, se pueden citar los trabajos de GUARDIOLA (1927), DEMAY (1924), PAVILLÓN (1965, 1966,1969), etc.

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.

PAVILLÓN (1966, 1969) distingue en la parte más occidental 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.* (2000, 2002) se incluyen en el Alpujárride aquellos materiales que se habían atribuido al complejo Ballabona-Cucharón y se diferencian en esta Hoja tan solo dos unidades alpujárrides, la *Unidad de Cabo Tiñoso* y sobre ella, 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 éstos niveles allí donde la recristalización de las rocas no permitía la determinación del contenido fosilífero y, por último, la relación estratigráfica de dichos niveles con otros fáciles de identificar por sus facies características y que han sido fundamentales al haberse utilizado como niveles de referencia.

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

2.2.2.1. *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 este trabajo 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** está constituido por dos formaciones, una de edad paleozoica y otra mesozoica (Triásico). De las dos formaciones que constituyen este grupo en la presente hoja tan solo aflora la más alta. Está constituida principalmente por filitas y se puede dividir básicamente en dos miembros, con cambios de facies oblicuos entre ellos, quedando de manera general uno por encima del otro. El inferior aparece más recristalizado por el metamorfismo y presenta abundantes niveles de cuarcitas, predominando en el mismo los colores grisáceos (tonos "humo"). Por encima del anterior y 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. 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 siembre 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 medios costeros y marinos muy someros, en zonas de climas áridos, con desarrollo incluso de ambientes tipo sabka, lo que deducimos a partir de los depósitos evaporíticos. Finalmente, los calcoesquistos y dolomías con moldes de evaporitas, laminitas algales, etc., indican el tránsito desde ambientes de llanura costera con depósito mixto carbonatado-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 oblícuos. 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 calcoesquistosos que aparecen a techo del grupo anterior reflejan el tránsito entre medios continentales y los medios marinos someros. En conjunto, el Grupo carbonatado evoluciona desde los ambientes marinos someros a ambientes de transición, con probable continentalización (intercalación de areniscas en la parte inferior de la formación), para posteriormente implantar-

se 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.

2.2.2.2. *Unidad de Cabo Tiñoso*

En esta Hoja la Unidad de Cabo Tiñoso es la más baja en cuanto a posición tectónica dentro del Complejo Alpujárride, por lo que no se sitúa sobre la unidad de Peñas Blancas como ocurre en la adyacente hoja de Cartagena, sino que lo hace directamente y aflorando de manera discontinua sobre materiales del Complejo Nevado-Filábride.

El desarrollo de esta unidad así como la conservación de sus diferentes términos estratigráficos es también inferior al que presenta en la hoja adyacente de Cartagena de donde toma nombre (sector de Cabo Tiñoso), por lo que se describen también algunos cortes de los afloramientos más cercanos a la presente hoja en donde aparece mejor representada.

Los mejores afloramientos de la parte más baja de la unidad se encuentran en el sector de San Ginés de la Jara y Los Belones (Columnas 7 y 9).

2.2.2.2.1. Metapelitas **(6).** Formación detrítica .Triásico Inferior-Medio

Los términos metapelíticos de la unidad aparecen muy poco desarrollados en cualquiera de los afloramientos existentes dentro de la presente hoja, estando representados en general por filitas grises, azuladas y verdosas, junto con intercalaciones de cuarcitas blancas y amarillentas, no siendo muy abundantes los niveles potentes de cuarcitas ni las intercalaciones de yesos. No se pueden diferenciar claramente los *miembros detrítico inferior y detrítico superior*, si bien, se reconocen términos característicos de ambos.

Son pocos los afloramientos en esta hoja de rocas básicas mesozoicas, limitándose a las proximidades de San Ginés de la Jara. A éstas 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 dentro del miembro carbonatado con sílex de la formación superior, anteriormente descritos.

2.2.2.2.2. Calizas y dolomías **(7)** con metapelitas intercaladas **(6).** Formación carbonatada. Triásico Medio-Superior

El contacto inferior de esta formación viene representado por las pelitas y calcoesquistos amarillentos a veces con intercalaciones de calizas, que constituyen el techo de la formación infrayacente y que representa el tránsito entre ambas formaciones. Los carbonatos que se describen a continuación son los que dan lugar a los principales relieves en las inmediaciones de San Ginés de la Jara.

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 (Teutloporella 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 *Bakevellia af. goldfuss, Bakevellia* sp af. *kiliani, Costatoria* cf. *Goldfussi, Lyriomyophoria* cf. *betica,* etc.) y braquiópodos, que representan depósitos de tormentas (tempestitas) y que han permitido datar el Ladiniense -Carniense inferior.

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 (**6**), 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 dentro de la presente hoja desde Portman hasta Cabo de Palos, encontrándose sus mejores afloramientos en las sierras que rodean el Valle de Escombreras, donde se ha podido comprobar que, aunque lateralmente la unidad de San Julián es equivalente a la de Portman (Ovejero *et al.*, 1976), ésta última no está bien diferenciada, 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 esta última falta por cuestiones tectónicas, haciéndolo entonces sobre materiales del complejo Nevado-Filábride. Se trata de la unidad alpujárride más alta de este sector, encontrándose tectónicamente por encima tan solo el complejo Maláguide, representado por la unidad de los Simones en la adyacente hoja de Cartagena.

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. (Columna 2)

2.2.2.3.1. Metapelitas **(8)** Formación detrítica. Triásico Inferior-Medio

La Formación detrítica de la unidad de San Julián se presenta con un grado de recristalización menor que la de la unidad de Cabo Tiñoso y aflora mejor conservada en la presente hoja que la de dicha unidad, encontrándose los mejores afloramientos en las inmediaciones del Cabezo del Águila al Noreste de Portman. El *miembro detrítico inferior*, al igual que en el resto de unidades alpujárrides, se presenta algo más recristalizado que el suprayacente, del que cabe destacar el abundante contenido en niveles de areniscas-metareniscas predominantemente rojas. La característica más importante de este miembro es la intercalación hacia techo de calizas y dolomías. En estas últimas, pero fundamentalmente en afloramientos de la unidad de San Julián fuera de la Hoja de Llano del Beal, aparecen restos de biostromas constituidos por algas dasycladáceas (*Diplopora annulatissima* y *Diplopora annulata?*) que junto a la presencia de *Haplophragmella inflata,* han permitido asignarlos al Anisiense-Ladiniense inferior. La gran similitud en cuanto a la evolución de facies en la vertical de las sucesiones estratigráficas de las *Unidades de Cabo Tiñoso y San Julián*, hace posible correlacionar la parte alta de sus formaciones detríticas. Las intercalaciones carbonatadas a techo de la sucesión metapelítica infrayacente han sido atribuidas también al Anisiense por otros autores en unidades alpujárrides más occidentales (DELGADO *et al*., 1981; BRAGA y MARTÍN, 1987, MARTÍN y BRAGA, 1987), de manera que las intercalaciones carbonatadas a la misma altura estratigráfica de otras unidades, como la de Peñas Blancas, Cabo Tiñoso, Ramonete, etc, en los que no se ha encontrado fauna, podrían ser correlacionadas con dichos niveles anisienses.

2.2.2.3.2. Carbonatos **(9)** con metapelitas intercaladas **(8).**Formacion Carbonatada Triásico Medio-Superior

En la Unidad de S. Julian (Figura 2.1), 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 y que data el Ladiniense.

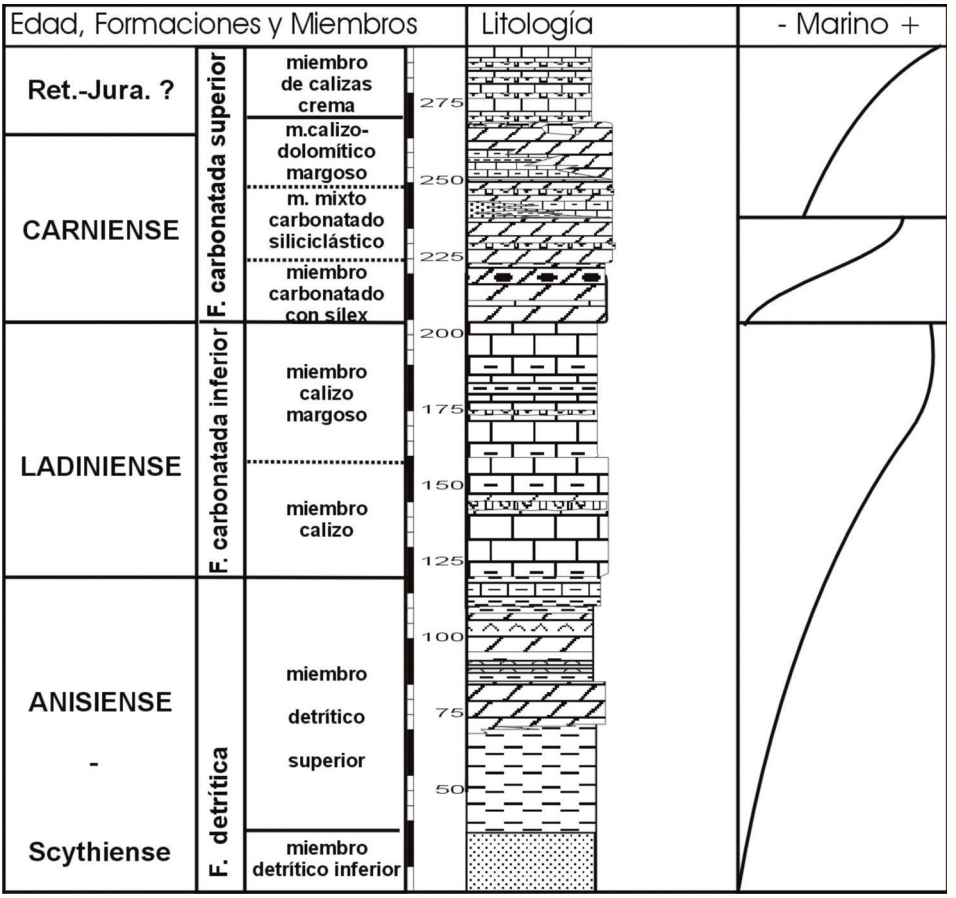


Figura 2.1. Formaciones y principales miembros de la Unidad de San Julián

Dentro de la Formación carbonatada superior cabe destacar que 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), siendo frecuentes las brechas intraformacionales (brechas de cantos planos entre otras), moldes de evaporitas, etc., y las intercalaciones de pelitas y areniscas finas de color rojo, como en la carretera que une Portman con la Urbanización la Manga Golf, si bien, es difícil en la mayoría de las ocasiones diferenciar estos términos pelíticos intercalados de los más altos pertenecientes a la formación detrítica, debido fundamentalmente a los efectos de la tectónica extensional, que desenraíza la mayor parte de los materiales de esta unidad. *El miembro calizo-dolomítico margoso* está poco conservado en este sector, reconociéndose fundamentalmente por las facies "franciscanas de tres bandas" que si son abundantes. 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. La parte superior de la formación corresponde al miembro que he denominado "*miembro de calizas crema",* no descrito al comienzo del apartado, pues se trata de sedimentos postriásicos (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), si bien los términos que lo constituyen, calizas muy blancas en superficie y amarillentas-beige en corte, no se han localizado en ningún punto dentro de la hoja de Llano del Beal.

Dentro de la sucesión carbonatada hay que indicar que aparece también la asociación de bivalvos existente en la unidad de Cabo Tiñoso, que data el Ladiniense superior-Carniense inferior, así como el mismo contenido en microfósiles (fundamentalmente foraminíferos y algas dasycladáceas), que ha permitido datar tanto el Ladiniense (*Triadodiscus, Lamelliconus, etc*., por debajo de los niveles con bivalvos) como el Carniense (*Gsobergella* sp en los carbonatos con nódulos de sílex).

La parte más alta de la sucesión de la unidad de San Julián, por debajo del paquete carbonatado que culmina la misma y cuya edad desconocemos, Kozur *et al.,* (1985) la datan mediante escleritos de holoturias (*Acanthotheelia mostleri brouweri*) como Carniense inferior, lo que viene a reforzar las atribuciones de edad anteriores.

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. 2.2). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre

el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO. (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).

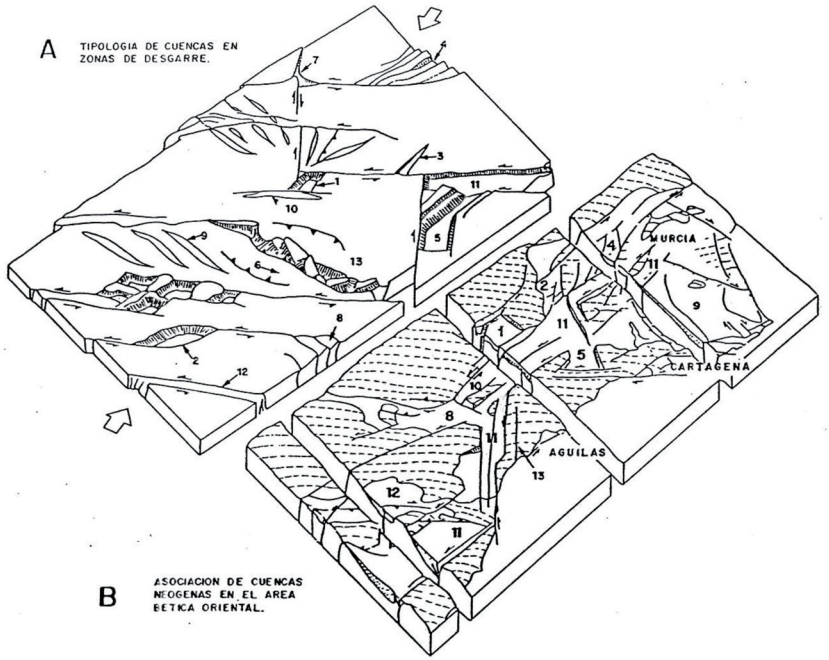
Por otra parte, el corredor de desgarre, corresponde a una zona de fuerte anomalía térmica en la cual se encuentra concentrada, una actividad magmática diversificada. Su actividad en particularmente intensa durante el Tortoniense superior donde se encuentran una gama, excepcionalmente variada, de manifestaciones 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.2.2.

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 las orientación y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 2.3). Su perfil transverso es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en "flower structure" característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. 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.



Cuencas en extensión

1.- Graben en rumbo (CROWELL, 1974)
2.- Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)
3.- Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)
4.- Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD, y ot., 1979)
5.- Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dextras y sinextras (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" (WILCOX, y ot., 1973)
10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)
11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)
12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)
13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975)

En Murcia

Lorca y Albarán
Quizas Barqueros
Alcantarilla-Molina de Segura
Mazarrón
Suroeste de Puerto Lumbreras
Quizas el Campo de Cartagena
Entre Puerto Lumbreras y Sª de Enmedio
Hinojar, norte de Carrascoy
Parte de Palomares-Pozo la Higuera
Arco de Aguilas

Fig. 2.2. 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)

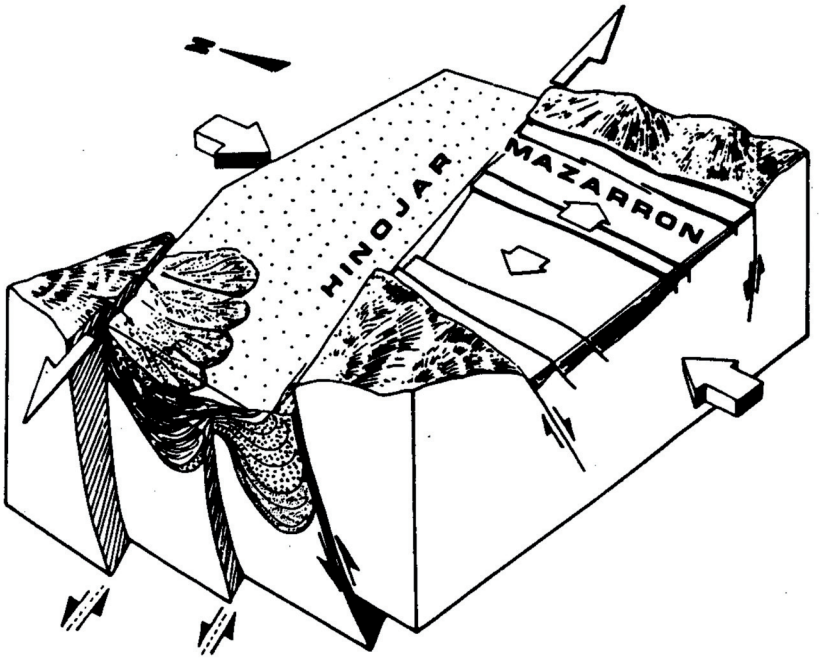


Fig. 2.3. Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) Mazarrón (Distensión) en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.*, (1988)

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

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

dera en al Cuenca del Hinojar (Hoja Nº 954 Totana) es un excelente ejemplo de estos eventos tectónicos.

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

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

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

En la Hoja de Llano del Beal solo se ha diferenciado la Unidad de Llano del Beal como Unidad Sedimentaria de Depósito con rango de SD.

USD-I. Tortoniense-Messiniense inferior.- **Unidad del Llano del Beal**

En el sector centro-occidental de esta Hoja y entre la carretera de los Belones a Portman por el sur y Llano del Beal al norte, se encuentra uno de las subcuencas más interesantes del Mioceno Superior del Campo de Cartagena a pesar de sus dimensiones reducidas y de la mala calidad de sus afloramientos. La característica más llamativa de estos materiales es la alteración hidrotermal que han sufrido (sustitución metasomática), por lo general patente y a menudo intensa por lo que los rasgos de coloración, cementación y contenido faunístico, descritos en sectores próximos para series de composición litológica similar, en este caso han sido modificados a veces de manera notoria por lo que la cronoestratigrafía que se propone se hace en razón de los rasgos composicionales de los conglomerados en sus afloramientos menos alterados y de la similitud de las series siliciclásticas de grano fino.

2.3.1. Conglomerados polimícticos y heterométricos **(10)**.Tortoniense

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales de la Z.I.B, se encuentran una serie cuyo espesor varía desde los 80 a 100 m en el Barranco de los Magreros a los 20 a 25 m en las Minas de Cartes (SSE de Llano del Beal).

La facies extensiva de esta unidad son conglomerados matrizsoportados a granosoportados, masivos, heterométricos y polimícticos. Su color varía desde el pardo amarillento al grisáceo, a veces oscuro.

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. 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 Monteses), 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.

Estos **olistolitos** a veces con tamaño de varios m^3, tienen litologías que van desde metasedimentos de colores rojo-violáceos a carbonatos diversos (dolomias, 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 de poligenismo** 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 los subtramos de base, se observan superficies irregulares tapizadas por lutitas y limolitas de color ocre- rojizo, atribuibles a los límites de las diferentes coladas.

En este caso, se trata de un conglomerado matriz soportado con fortísima heterometría, desde bloques de m^3, 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.

En esta Hoja, estas facies tienen espesores métricos 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"), MIDDLENTON *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.

Sobre las facies descritas, 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 granosoportados (Fig. 2.4), pero con matriz muy abundante y heterometría poco marcada. Tienen base ligeramente erosiva, estratificación cruzada en surco de media escala y una grosera ordenación positiva. En el ámbito minero, cuando estas facies se encuentran afectadas por el metasomatismo y sus cantos carbonatados están sustituidos por menas metálicas (sulfuros o carbonatos) se las conoce como "almendrón o almendrolón" y constituyeron uno de metalotectos más interesantes de la Sierra de Cartagena.

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. Por tanto, en su conjunto, la unidad cartográfica se muestra como un ciclo de facies grano y estratodecreciente. 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 el Barranco de los Magreros son S/N a SO/NE.

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).



Fig. 2.4. Conglomerados polimícticos (10) con impregnaciones y sustitución metasomática de cantos carbonatados por menas de Fe, Cu, Pb, etc.

La presencia de restos fósiles (macrofauna), es muy poco frecuente en el registro sedimentario de esta unidad. Solo en los tramos superiores del Barranco de los Magreros se han encontrado restos de ostreidos.

Por correlación regional y acotación de las dataciones realizadas en los sedimentos suprayacentes se les atribuye una edad Tortoniense medio.

2.3.2. Areniscas calcáreas y calizas arenosas **(11).**Tortoniense

En la serie que aflora en la vertiente nororiental del Cabezo de D. Juan, sobre los conglomerados polimícticos y litarenitas, descritas en la unidad anterior, se encuentra un tramo con espesor entre 3 y 5 m constituido por areniscas de grano medio a fino en capas decimétricas a centimétricas y calizas arenosas. El tramo se organiza como una secuencia grano y estrato decreciente y carbonato creciente.

En estos depósitos de carbonatos se pueden diferenciar con claridad dos facies, aparentemente distintas. La más llamativa, toda vez que constituye casi en su totalidad el afloramiento son

"packstone" y "wackstone" bioclásticas a "mudstone" laminadas de color gris crema, gradadas, en capas decimétricas a centimétricas. Se trata de secuencias BPHX y PHXM, WALTER *et al*. (1983), en las que los granos siliciclásticos están sustituidos por bioclastos de tamaño arena gruesa a media.

Son pues, facies del grupo de las "hummocky" (HCS) en carbonatos bioclásticos (Fig 2.5). Las secuencias con un término B gradado son las más abundantes en la base del tramo cartográfico, disminuyendo hacia techo. En las secuencias con término M bien desarrollado en bancos micríticos grises, se observa bioturbación intensa y restos fósiles enteros.



Fig. 2.5. Conglomerados matrizsoportados, con cemento carbonatado, en paso a carbonatos con cantos y bioclastos. Contacto de las unidades 10 y 11. Cuenca terciaria entre la Peña del Águila y el Cabezo de San Juan



Fig. 2.6. Calizas arenosas y areniscas calcáreas bioclásticas (11) en la ladera nororiental de la Peña del Águila

Otra facies, minoritaria en este afloramiento está representada por "wackstone" y "mudstone" de color crema oscuro, ankeríticas, que se estructuran en secuencias centimétricas de tipo PH y PHM con aspecto final de calizas marrones onduladas (Fig 2.6).

Aunque la calidad de los afloramientos no permita una reconstrucción exacta de los mecanismos de paso entre las facies carbonatadas y las siliciclásticas, si puede reseñarse que, en general, las facies bioclásticas de tipo BPHX y PHXM pasan lateralmente a facies HCS de grano medio-fino y las facies carbonatadas de calizas marrones onduladas a las facies pelíticas gris oscuras, con "starved ripples" y "linsen", como puede observarse en este afloramiento.

Los restos fósiles, abundantes en este tramo, muestran la presencia de equinodermos, moluscos, briozoarios, espongiarios, melobesias, etc, que no permiten una determinación precisa de esta unidad.

2.3.3. Areniscas, limolitas micáceas y margas **(12).** Tortoniense-Messiniense inferior

En concordancia y cambio gradual de facies bien con el tramo carbonatado o más comúnmente con las areniscas calcáreas con cemento carbonatado, se tiene el conjunto litológico que ocupa una mayor extensión de los afloramientos del Neógeno en esta Hoja. En la serie de referencia así como en la corta de las Minas de Cortes pueden diferenciarse dos subtramos. El inferior en transito gradual con los conglomerados, está constituido por capas de litarenitas de grano medio a fino grises con granoclasificación poco marcada, salvo en las escasas intercalaciones decimétricas de los paquetes basales, con intercapas de limolitas gris oscuras (Fig 2.7). En petrografía estas litarenitas muestran una mayoría de cantos líticos de tipo filítico y de micaesquistos, en matriz caolinítica y cemento silíceo que le confieren su coloración gris a veces azulada. Sería pues, filarenitas, PETTIJOHN *et al.* (1973) en facies turbidíticas B_1, B_2 y C_1 MUTTI (1979) o F_5, MUTTI (1992), en los bancos y capas gruesas a facies C_2 (T_a^b y T_b^e) en las capas finas alternantes con lutitas. La relación arena/lutita es alta aunque decreciente hacia el techo del subtramo.

El segundo tramo, extensivo a todo el área de investigación, está constituido por una alternancia de litarenitas y limolitas micáceas con lutitas gris-verdosas por alteración a negras en corte fresco. Las litarenitas son de grano medio a fino en capas decimétricas a centimétricas, gradadas, con base neta plana a débilmente erosiva.



Fig. 2.7. Areniscas, limolitas micáceas y margas (12), en secuencias gradadas, con fuerte metasomatismo

Pueden identificarse facies turbidíticas D_1 (T_b^d y T_b^e), con una relación arena/lutita de 3/1, aunque son mayoritarias las capas de arenisca de espesor centimétrico en facies turbidíticas D_2 (T_c^e). En su conjunto la relación arena/pelita en este sector es de ≈ 1 a ≤ 1.



Fig. 2.8. Detalle de las facies turbidíticas y de su aspecto que denota la diagénesis profunda y/o metamorfismo térmico que han sufrido por el ascenso de las masas que ocasionaron los volcanismos del Campo de Cartagena

La facies más fina está representada por acúmulos de pelitas y fangolitas gris oscuro a negras, en las cuales difícilmente se observan planos de estratificación (Fig 2.8). En detalle, estos planos vienen marcados por láminas de limolitas blanco amarillentas de composición cuarzoarenítica en las que puede observarse morfologías de "ripples" en trenes continuos ("starved ripples") o bien aisladas ("linsen").

En esta facies son frecuentes los fenómenos de tipo slump (Fig. 2.9) y dada la presencia de carbonato y la inmersión diagenética de los "linsen", se originan nódulos de tamaño centimétrico cuyo núcleo son los "loads-casteds". En esta facies se encuentran cristales dispersos de sulfuros de orden milimétrico.



Fig. 2.9. Eslumpamientos en las areniscas y margas en facies turbidíticas (12) Minas de Cartes

Como se ha descrito con anterioridad, las facies mayoritarias en esta zona son las heterolíticas arenoso-pelíticas. En este tipo general se han diferenciado a su vez tres subfacies: aquellas cuyos sedimentos de tamaño arena muestran estratificación cruzada del tipo "hummocky" (HCS) en el sentido de WALKER *et al*. (1983), aquellas capas cuya estructuración interna es similar a las facies turbidíticas de MUTTI (op. cit.), y acúmulos de pelitas en tramos métricos.

Las facies turbidíticas definidas y su disposición espacial parecen indicar que el registro sedimentario de la Unidad de Llano del Beal, tendría su origen en un sistema turbidítico en el que sus facies aparentemente más abundantes, C_2, D_1 y D_2 parecen indicar que se trataría de un sistema con lóbulos y franjas de lóbulos bien desarrolladas, lo cual podría ser indicativo de un sistema turbidítico de Tipo I o II, MUTTI (op. cit.). La presencia de facies tractivas (canal y margen de canal) C_2 y C_1 en el tramo de litarenitas gris-azuladas, podría estar indicando un proceso evolutivo con posición transgresivo-regresiva en el que se pasa de facies de suprafan a facies de lóbulo-franja de lóbulo e incluso llanura submarina.

A título indicativo, el aspecto masivo y aparentemente localizado del tramo de filarenitas gris-azuladas, sus facies turbiditas y la relación arena/lutita, podrían ser indicativos de que

inicialmente el sistema turbidítico se inició con un abanico de baja eficacia de transporte, en un contexto de nivel de mar más alto.

En su conjunto el registro sedimentario de las unidades y tramos descritos, conforman un ciclo de facies grano y estrato decreciente, en el que la secuencia de facies sedimentarias descrita, parece configurar un modelo sedimentario en el que los conglomerados del Barranco de los Magreros podría tratarse de depósitos relacionados con abanicos deltaicos en plataforma corta con un borde continental inestable (fan deltas tipo *Yallahs***,** WESCOTT *et al.*1980), unido a una plataforma-rampa siliciclástica con dominio de tormentas en la que se definen los depósitos de deltas frontales (barras, canales, etc.) en un modelo deltaico con dominio de oleaje y los de plataforma interna posiblemente relacionados con taludes deltaicos (facies con slump), y finalmente los turbidíticos de plataforma externa por debajo del nivel de ola y los de talud-cuenca.

Los depósitos de carbonatos responden a un contexto hidrodinámico similar al de las areniscas y por tanto, serían el resultado de la destrucción de depósitos carbonatados y/o acúmulos biológicos en ámbitos más protegidos del cinturón costero y redistribución en plataforma interna ("offshore" proximal) por la acción de tempestades.

Como se reseñaba al inicio de este capítulo el metasomatismo que afecta a estos sedimentos es intenso por lo que su microfauna es difícil de identificar. MONTENAT *et al.*(1990), citan la presencia de Globorrotalia acostaensis y G. humerosa que indicarían una edad Tortoniense superior.

2.3.4. Rocas Volcánicas (Andesitas piroxénicas con cordierita). **(13).** Mioceno Superior y Plio-Cuaternario

Los afloramientos de rocas volcánicas en la Hoja incluyen el Cerro de Calnegre y las islas del Ciervo y Rondela, en la Manga del Mar Menor, y las Islas Hormigas, en el Mediterráneo. Las rocas son andesitas piroxénicas con cordierita, similares a otros cuerpos volcánicos próximos como el Cerro Carmolí y las islas Perdiguera, Sujetos y Grosa.

Estas rocas fueron estudiadas inicialmente en detalle por FÚSTER e IBARROLA (1952). Otros datos se pueden encontrar en, entre otros, LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), BELLÓN *et al.* (1983), MOLIN (1980), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN et al. (2004) y BELLÓN et al. (1983) incluye este grupo de rocas en el "Grupo de Mazarrón" de rocas volcánicas "anatécticas", de edad Tortoniense Superior. No obstante, la única datación radiométrica publicada específicamente para estas rocas proporciona un valor de 18.5 ±1.6 Ma (DUGGEN *et al.*, 2004).

Los afloramientos corresponden a edificios volcánicos monogenéticos poco erosionados y bien conservados, de dimensiones inferiores a 1 km, y, compuestos por montículos de brechas autoclásticas andesíticas, entre las cuales se reconocen porciones de lavas masivas, distingui-

bles por un prominente diaclasado columnar. Las *brechas* son muy heterométricas, monolitológicas, de cantos muy irregulares y angulosos, en algunas zonas muy soldados, y carentes de estructuración, salvo algunos puntos en los que se aprecia una estratificación muy difusa. Los cantos pasan gradualmente a una matriz poco abundante y de la misma composición. Las *zonas masivas* parecen corresponder en algunos casos a diques de alimentación y salida de la lava, que se autobrechifica a causa de su elevada viscosidad, y probablemente también como consecuencia del desarrollo de la erupción en ambiente submarino. La agrupación Calnegre-Isla Ciervo-Isla Rondela define una alineación de tales montículos de brechas según una directriz N80E, lo que podría reflejar la existencia de una fractura que sirvió de salida de la lava hasta la superficie.

Petrográficamente, se trata de andesitas ortopiroxénicas con cordierita, usualmente muy poco alteradas, poco o nada vesiculares y de grano fino, de coloraciones grisáceas a pardas, muy oscuras en corte fresco. Típicamente contienen gran cantidad de enclaves corticales, de tamaños muchas veces centimétricos, que resaltan claramente sobre la superficie de las rocas.

2.4. CUATERNARIO

En la hoja de Llano de Beal los depósitos cuaternarios responden mayoritariamente al conjunto de abanicos aluviales desarrollados en el Campo de Cartagena-Mar Menor, procedentes de la vertiente norte de la Sierra de Cartagena. También importantes son las formaciones relacionadas con el litoral, ya sean originados por el mar o por el viento.

2.4.1. Areniscas calcáreas bioclásticas. **(14).** Playas fósiles**.** Areniscas calcáreas bioclásticas y calizas oolíticas. **(21)** Playas y dunas tirrenienses**.** Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior

Estos complejos dunares con episodios de playas afloran en la hoja dando lugar a una serie de resaltes morfológicos a lo largo del cordón litoral actual. Considerando todos los afloramientos, incluidos los de la hoja de San Javier (956), al norte, SOMOZA (1989) define estos depósitos como un conjunto de calizas oolíticas y calcarenitas, a veces bioclásticas con estratificaciones cruzadas y un alto porcentaje de restos de moluscos, equinodermos y algas. Uno de los afloramientos, el situado en la Punta del Pedrucho (hoja de San Javier) se reconoce porque los granos tienen envueltas oolíticas y sus características son muy similares al complejo situado en la Punta de El Estació (hoja de San Javier), aunque en este último caso hay pequeños procesos de disolución de las envueltas oolíticas. Pero el complejo dunar más completo se sitúa en la Punta de Calnegre donde se pueden reconocer dos episodios dunares muy similares a los descritos por BAENA *et al.* (1981) en Calblanque (hoja de Llano del Beal, nº 978). Estos sistemas se asocian a episodios tirrenienses formando parte de sistemas costeros completos.

Los depósitos situados en La Manga ofrecen un ligero buzamiento hacia el Mediterráneo y pueden correlacionarse con otros depósitos similares de este sector del litoral. La potencia observable no supera 1,5 m y por las dataciones realizadas se les asigna una edad Tirreniense II (Pleistoceno superior).

Con similares características, pero datado del Pleistoceno inferior por SOMOZA (1989), aparece un afloramiento en Cabo de Palos, muy descolgado, a unos 20 m sobre el nivel del mar y sobre unos abanicos aluviales, bastante enrojecidos, que han quedado salvaguardados por el complejo dunar.

2.4.2. Costras calcáreas **(15).** Pleistoceno inferior-superior

Aparecen sobre algunas superficies llanas en los sectores de Marchamalo y Cabo de Palos y en algunos abanicos aluviales. En la contigua hoja de Torre-Pacheco (955), se desarrolla sobre la mayoría de los abanicos que en allí desarrollan. Conviene puntualizar que aunque no se trata de un sedimento, puesto que su origen es edáfico, pueden llegar a alcanzar un importante desarrollo, hasta casi 2 m. Las costras del Campo de Cartagena han sido estudiadas por SILVA (1994) y ALONSO ZARZA *et al.* (1999), autores que las definen como calcretas evolucionadas en las que se puede reconocer un perfil tipo que se inicia con un horizonte transicional de carácter prismático-nodular y pasa a otros horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, para culminar en horizontes laminares brechificados. Un rasgo también importante es la ruptura de algunos perfiles, en las partes proximales de los abanicos, y la superposición de los mismos, en las partes distales, lo que indicaría la coexistencia de procesos de sedimentación con la construcción de superficies terminales en los abanicos.

2.4.3. Gravas, cantos, arenas y arcillas, débilmente cementados **(16, 17** y **18).** Abanicos aluviales y conos de deyección. Pleistoceno inferior-Holoceno

Los abanicos aluviales de la hoja de Llano de Beal forman parte del conjunto de abanicos que cubren el Campo de Cartagena. Estos abanicos han sido descritos por SOMOZA (1989) y por SILVA (1994), definiéndolos como abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia, 5-10 m, y encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. Por lo general, unos sistemas se van encajando en otros, aunque a veces el dispositivo varía según las características del levantamiento de los relieves, siendo el más frecuente el de encajamiento. Sin embargo, cada sistema o cada unidad aluvial se encuentra dividida, a su vez, en varios cuerpos sedimentarios con dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA el al., 1989).

Dado lo llano del relieve y la escasa incisión, los afloramientos son muy escasos, pero han podido describirse gracias a afloramientos existentes en hojas próximas. A partir de los datos recogidos, puede decirse que los abanicos aluviales de la hoja de Llano de Beal se caracterizan por el desarrollo de extensas superficies de escasa pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de "*sheetflood*", es decir de carácter fino. Las facies dominantes son de arcillas y limos de color rojo con delgados niveles laminares y algunos niveles de gravas y cantos encostrados. En los abanicos de menor envergadura dominan las facies de arcillas y arenas. Sobre las superficies de los abanicos o de los distintos episodios deposicionales interabanico, no se produce un desarrollo edáfico significativo pero hay rasgos de cementaciones. En algunos sectores aparecen también limos negros que denuncian áreas de encharcamientos. Se

han diferenciado hasta tres generaciones de abanicos con una edad que va del Pleistoceno inferior alto al Holoceno.

2.4.4. Arenas de grano medio **(19).** Cordón litoral. Pleistoceno superior

El cordón litoral cartografiado en la hoja se encuentra situado en el sector sureste, en Calblanque, formando una barrera que cierra las salinas que llevan el mismo nombre. Se trata de un conjunto de dunas subacuáticas, de carácter oolítico, de color blanco, muy cementadas que dan un resalte de cierta importancia. Tanto esta formación como una serie de dunas subaéreas que se sitúan por encima, han sido descritas por BAENA *et al.* (1981). También son estudiadas por SOMOZA (1989) que las define calcarenitas y calizas bioclásticas con fragmentos de bivalvos, equinodermos, algas, etc., con un porcentaje importante de terrígenos. Es muy frecuente que tengan envueltas oolíticas de carácter micrítico y un cemento de tipo "*skin*", con una generación posterior de cemento en mosaico. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida, pero la parte más alta se encuentra a 19 m sobre el nivel del mar. La edad signada a estos depósitos es Pleistoceno superior.

Por otra parte y aunque en esta hoja no se hace presente, existe otro cordón litoral que es el que realiza la separación del Mar Menor con el mar abierto, denominado La Manga y del que conviene saber algunos datos. Este cordón que cierra ese mar interior y que puede observarse en la contigua hoja, por el norte, de San Javier, se ha formado sobre la base de paleocordones tirrenienses cuya posición es similar a la actual y también sobre la existencia de una plataforma en la que se apoyan los paleocordones y que favorece el crecimiento de la barrera hacia el interior (SOMOZA, 1989). Para DÍAZ DEL RÍO (1981), la plataforma continental de este sector del sureste peninsular tiene su morfología heredada de las estructuras neógeno-cuaternarias.

La construcción del cordón de La Manga se produce durante el Holoceno, pero en dos etapas (SOMOZA, 1989). Por una parte, el cordón más antiguo conforma la zona interna de la actual barrera y se interpreta como construido durante el nivel máximo del mar holoceno (Flandriense). Esta primera barrera no cerraba completamente el Mar Menor y su construcción es debida claramente al crecimiento de flechas litorales a favor de la deriva N-S. La segunda etapa es casi de tiempos históricos, ligeramente regresiva y se instala sobre la anterior completando el cierre del Mar Menor, sobre todo en el área norte donde cierra las salinas de San Pedro del Pinatar, en la hoja de San Javier, dejando Las Encañizadas como única entrada del Mar Mediterráneo. Asimismo, durante esta etapa, la geometría de las flechas litorales muestra una componente N-S.

Se trata de calcarenitas y calizas bioclásticas con fragmentos de bivalvos, equinodermos, algas, etc y un alto porcentaje de terrígenos, por lo general superior el 60%. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida y se apoya sobre otros cordones.

2.4.5. Arenas cuarcíticas débilmente cementadas **(20).** Dunas fósiles. Pleistoceno superior

Se trata de una serie de dunas fósiles situadas sobre el cordón litoral de Calblanque y que han sido descritas por BAENA *et al.* (1981) y por SOMOZA (1989). Se trata de depósitos constituidos por granos con envueltas oolíticas y de biocalcarenitas compuestas por bivalvos, equinodermos y terrígenos. Por lo general, este tipo de depósitos corresponde a episodios asociados a sistemas costeros completos como son las playas-barrera. La edad asignada a este conjunto es Pleistoceno superior.

2.4.6. Limos y arenas con niveles de gravas **(22).** Abanicos aluviales. Holoceno

Aparecen en el sector del Huerto de las Calesas, entre la localidad de Portman y la urbanización La Manga Club. Se forman a la salida de algunas ramblas o barrancos, en su acceso a la Rambla de las Carrasquillas, dando lugar a depósitos con una característica forma de abanico. No son de gran tamaño y rellenan una pequeña cuenca formada en el curso alto de la Rambla de las Carrasquillas, denominado Barranco Magreros o acceden directamente a la Bahía de Portman.

La litología depende de los materiales de los que se alimenta y la textura es principalmente arenoso-limosa con nivelillos de gravas. El tamaño de clastos y granos disminuye siempre desde las zonas proximales hacia las distales, con una potencia que no suele superar los 6 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

2.4.7. Arenas y limos con cantos y gravas **(23).** Fondo de valle. Holoceno

Los fondos de valle y rambla que existen en la hoja se caracterizan por haberse originado bajo condiciones de una dinámica torrencial, siendo prácticamente activos en los periodos de avenidas y riadas (CONESA GARCÍA, 1995). La mayor parte, están constituidos por arenas con gravas, cantos y bloques, en diferente estado de redondeamiento, formando, a veces, una potente cubierta. Aunque en la hoja de Llano de Beal no es muy frecuente encontrar afloramientos de este tipo, en algunos puntos de hojas contiguas, se observan las estructuras sedimentarias propias de este tipo de depósitos como son: cicatrices erosivas, imbricación de cantos, barras laterales y longitudinales. CONESA GARCÍA, en 1987, hace un estudio muy completo sobre la dinámica y la morfología de las barras de rambla del Campo de Cartagena, y en él señala que las más frecuentes son las barras longitudinales, es decir, aquellas que se sitúan en el centro de los lechos, subdividiendo y multiplicando el número de canales en el interior de las ramblas. Ahora bien, unas de las características más peculiares es que las acumulaciones producidas en los fondos de rambla, son muy efímeras, pues cambien de fisonomía casi después de cada avenida o riada. Pero, al igual que en los abanicos aluviales, ocurre que las partes más distales de la ramblas, como en la rambla de la Carrasquilla, los tamaños van disminuyendo considerablemente, con un aumento de los sedimentos más finos, como son las arenas, los limos e incluso las arcillas. También el grado de encajamiento disminuye en estos sectores más próximos a la costa del Mar Menor. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno.

2.4.8. Arenas de grano medio-fino **(24).** Dunas móviles. Holoceno

Aparecen en la mitad norte de la hoja sobre el cordón litoral de carácter subacuático que separa el Mar Menor del mar abierto, o sobre playas y dunas fósiles de edad Tirreniense. El conjunto de estas dunas de carácter móvil constituye, a su vez, un cordón alargado y orientado NNO-SSE. La litología es esencialmente cuarcítica y los granos corresponden a arenas sueltas, de medias a finas y de tonalidades claras. Aunque se trata de dunas móviles, su evolución ha quedado parcialmente frenada por el grado de urbanización desarrollado sobre ellas. Se le asigna una edad holocena.

2.4.9. Limos y arcillas con cantos y bloques **(25).** Coluviones. Holoceno

Se desarrollan de forma caprichosa en la base de algunos de los principales relieves u orlando algunos de los cerros cónicos presentes en la hoja. Por lo general son formas alargadas, estrechas y con escasa potencia. Algunos ejemplos pueden observarse en Cabezo Mingote, Los Nietos Viejos o en Las Lomas. Están formados por limos y arcillas con cantos y bloques. La naturaleza de los clastos varía dependiendo de la naturaleza del sustrato, que en este caso consiste en esquistos, filitas, calizas, mármoles, anfibolitas y algunos fragmentos de rocas volcánicas. Los clastos son bastante angulosos pues apenas han sufrido desplazamiento y la potencia oscila entre 1 y 5 m. La edad asignada corresponde al Holoceno, aunque no se descarta que alguno de ellos pueda ser algo más antiguo.

2.4.10. Arenas finas, limos, arcillas negras y sales **(26).** Marismas. Holoceno

Tienen una cierta relevancia morfológica puesto que se trata de formas de enlace entre los abanicos aluviales y el Mar Menor, es decir entre las aguas dulces y las saladas. En este equilibrio tierra-mar, algunas de estas formas derivan a formaciones donde se acumula la sal como sucede en las Salinas de Marchamalo o de Calblanque y otras, donde el predominio continental es superior y entonces dan lugar a la formación de limos y arcillas grises con alto contenido en materia orgánica. Es posible que existan más formas similares a éstas, pero la intensa urbanización en esta parte del litoral mediterráneo, impide en muchas ocasiones su reconocimiento. Las que no se han transformado en salinas están constituidas por arenas finas, limos y arcillas de color gris oscuro o negro por su alto contenido en materia orgánica. Suelen ser sedimentos bioturbados donde abundan fragmentos de raíces, tubos de tallos e incluso algunos gasterópodos de agua dulce. Dada la situación, a orillas del Mar Menor, en una zona de topografía muy plana, es difícil observar cortes limpios, pero pequeñas excavaciones han permitido ver algunas de las características expuestas anteriormente. Se les asigna una edad Holoceno.

2.4.11. Arenas y arcillas con niveles de cantos **(27).** Abanico deltaico. Holoceno

Este depósito se ha formado en la desembocadura de la rambla de la Carrasquilla, entre las localidades de Los Nietos e Islas Menores, en el Mar Menor. Su morfología es similar a la de

un cono de deyección, pero en este caso se observa perfectamente su crecimiento de avance hacia el mar. Sus depósitos están constituidos por arenas y arcillas con nivelillos de cantos. La potencia no es observable pero cabe suponer, debido a su tamaño, que no debe superar los 3 m. Por su posición, alejada de los relieves, y su reciente formación, son sedimentos sueltos sin cementaciones de importancia. Su edad es Holoceno.

2.4.12. Arenas y restos fósiles **(28).** Playas**.** Holoceno

Se desarrollan a ambos lados del cordón litoral, tanto en la parte que mira al Mar Mediterráneo como en la que da al Mar Menor. Son formas alargadas y estrechas constituidas por arenas cuarcíticas y fragmentos de restos fósiles cuyos granos, posteriormente levantados y transportados por el viento, dan lugar a dunas, por lo que la granulometría de ambas es muy similar. Se trata de arenas sueltas, de tonos claros, con tamaños de medios a finos y con un buen grado de redondeamiento. Su edad es Holoceno.

2.4.13. Bloques, arenas, limos y arcillas **(29).** Antrópicos. Actual

Están formados mayoritariamente por escombreras y se caracterizan por grandes acumulaciones caóticas de material heterométrico, en general poco consolidado aunque, a veces, los vertidos más antiguos, debido al peso del material que tienen por encima y que ha ejercido una cierta presión sobre ellos, adquieren un aspecto similar al de un sedimento, planteando algunas dudas en una primera visión. Por otra parte, la acumulación de material es tan inmensa que, unido a las grandes excavaciones realizadas, se produce una inversión del relieve, en algunos puntos, modificando totalmente la topografía primitiva.

Los otros sedimentos de origen antrópico se aprecian en la Bahía de Portman, donde el producto residual de algunos procesos de lavado, son arrojados a esta bahía que, con el aporte de material fino, ha provocado el aumento de la zona de playa en más de 500 m.

3. GEOMORFOLOGÍA Y DEPÓSITOS CUATERNARIOS

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La superficie representada por la hoja de Llano del Beal se sitúa geográficamente en el sector más oriental de la provincia de Murcia. Desde el punto de vista administrativo pertenece a la Comunidad Autónoma de la Región que lleva el mismo nombre. La mayor parte de su superficie está ocupada por el Mar Mediterráneo y otra parte más pequeña, por el Mar Menor.

Desde el punto de vista fisiográfico se pueden diferenciar cuatro unidades muy claras: las Sierras de Cartagena y Santo Espíritu, la Llanura aluvial y el Mar Menor. En cuanto a las primeras, la Sierra de Cartagena ocupa toda la franja costera y aunque no ofrece grandes alturas, su

orografía es bastante accidentada con grandes desniveles en muy poco espacio, destacando el Monte de las Cenizas (307 m), Cabezo de la Fuente (336 m), Cabezo Negro (172), Cabezo de los Martínez (147 m) y el Cerro de los Cuatro Tiros (127 m). La Sierra del Santo Espíritu es la que se sitúa en el sector centro-occidental y está muy modificada por la actividad minera. Aún así, sobresalen la Peña del Águila (389 m), Cabezo de Don Juan (318 m), Cerro Santo Espíritu (218 m) y Cerro de San Ginés (229 m).

La Llanura aluvial ocupa una parte importante del territorio emergido, algo menos de la mitad septentrional, y corresponde a la culminación sureste del Campo de Cartagena. Constituye una gran planicie que desciende suavemente desde las Sierras de Cartagena y Santo Espíritu hasta el Mar Menor y en la que sólo destacan algunos cerros aislados como Cabezo Mingote (92 m) o La Loma (15 m).

El Mar Menor es, sin duda alguna, una de las peculiaridades principales de este sector del Mediterráneo. Su origen se debe a la presencia de un cordón litoral, de dirección N-S, responsable del cierre y confinación de una parte importante del mar. Constituye un conjunto geográfico y geomorfológico de gran belleza e interés que ha sido motivo de numerosos estudios en los aspectos más diversos.

Geológicamente los materiales que afloran dentro del ámbito de la hoja pertenecen al sector este de la Cordillera Bética, perteneciente al Orógeno Alpino Mediterráneo, afectado por importantes fenómenos tectónicos de desarrollo continental, durante el Mesozoico y el Terciario, pero que se prolongan hasta el Cuaternario. La edad de dichos materiales abarca desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, siendo los más antiguos los que conforman los relieves. La Sierra de Cartagena, por ejemplo, está constituida por el Complejo Nevado-Filábride, de edad Triásico-Paleozoico, con mármoles, esquistos, cuarcitas y anfibolitas como componentes principales y la Sierra de Santo Espíritu lo está por los carbonatos y metapelitas del Complejo Alpujárride, de edad Triásico, y por los conglomerados, areniscas y calizas del Mioceno superior. Sin embargo, las zonas más llanas están ocupadas, en general, por un conjunto de abanicos aluviales, de edad cuaternaria, que sirven de enlace entre los relieves y el mar.

La red de drenaje no se ordena en torno a ningún cauce principal. Existen dos vertientes muy claras, una se dirige hacia el Mar Menor y la otra hacia el Mediterráneo. Hacia el primero discurren las ramblas del Beal, Las Matildes, de la Carrasquilla y del Atalayón, así como el Barranco de Ponce, y hacia el segundo, es decir hacia la vertiente meridional, descienden los barrancos del Moro y de la Culebra y la Rambla de Cobaticas.

Las aguas canalizadas circulan por el Transvase Tajo-Segura, pero a través de su ramal del Campo de Cartagena regando, con sus numerosos canales secundarios, todo el sector septentrional de la hoja que es donde se hallan los principales cultivos. También sirve para equilibrar el aumento de la demanda y los periodos de baja pluviometría.

El clima pertenece al tipo Mediterráneo, de tendencia semiárida como corresponde a este sector del sureste peninsular, con inviernos suaves y veranos muy calurosos y secos. Las temperaturas medias anuales presentan dos valores claramente diferenciados (LÓPEZ GÓMEZ, 1978). En las áreas litorales los promedios anuales tienen unos valores de 17-18 ºC, con 10 ºC en los meses de invierno y unos 26 C° en los meses de verano, con máximas entre 44-46 ºC. Sin embargo, en el entorno de las Sierras los valores descienden algunos grados, tanto en invierno como en verano. Por otra parte, las escasas precipitaciones, inferiores a 300 mm/año, hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto a la evapotraspiración, con tasas superiores a los 1.000 mm/año. Sólo un 2% de las precipitaciones se produce durante los meses de Julio y Agosto, mientras que se concentran, como formas torrenciales, en los meses de septiembre y octubre. Al carácter irregular de estas precipitaciones se suman las diferencias de temperatura entre atmósfera y superficie del mar y la acumulación de calor en la zona terrestre. Así pues, y como consecuencia de la alta evapotraspiración en el verano, hay una formación rápida de nubes en la vertical que da lugar a lluvias torrenciales entre el verano y el otoño, constituyendo casi la totalidad de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982). Cuando estas condiciones alcanzan gran proporción, tiene lugar el fenómeno conocido como "gota fría" que suele ocasionar diversos tipos de desastres naturales.

Los núcleos de población se concentran en las zonas de topografía más suave, es decir, en la zona centro-occidental, Llano del Beal, el Estrecho de Ginés y Beal; Los Belones en el sector central; Portman, en la esquina suroeste; Los Nietos e Islas Menores en el litoral del Mar Menor y Cabo de Palos en el litoral Mediterráneo. A esto hay que añadir las numerosas urbanizaciones construidas como consecuencia de la demanda turística, entre las que destacan todas las situadas en la Manga del Mar Menor, así como las de Cala Flores, La Manga Club, Playa Honda y Playa Paraíso.

La red de comunicaciones es excelente y está favorecida por la afluencia turística en casi todas las épocas del año, así como por la riqueza agraria. Destaca la Autovía de La Manga del Mar Menor (MU-312) que cruza la hoja por la mitad con dirección O-E y numerosas carreteras locales que, partiendo de ella proporcionan acceso a todos los núcleos urbanos. A su vez, existen una multitud de caminos, realizados como consecuencia del desarrollo agrícola, que permiten la llegada a casi la totalidad de la superficie de la hoja.

Las principales fuentes de riqueza de esta zona, como se puede colegir de lo descrito anteriormente, son el turismo y la agricultura con un desarrollo creciente en ambos sectores.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos aspectos, el primero dedicado a la morfoestructura, donde se describe la configuración actual del relieve y la influencia que en ella han ejercido tanto la naturaleza de los materiales que forman el sustrato geológico como la tectónica y, el se-

gundo, en el que se destaca la influencia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

Dadas las características de la hoja es necesario considerar el entorno próximo con el fin de encontrar referencias en áreas adyacentes.

En esta hoja de Llano del Beal, así como en las hojas limítrofes, la distribución del relieve está controlada mayoritariamente por la actividad tectónica, debiéndose su origen a un proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas por elevación tectónica e isostática (LAROUZIÈRE, *et al.*, 1988; SILVA et al., 1993). Este proceso de inversión debió provocar el hundimiento de antiguos macizos béticos, situados fuera de la hoja, como los del Guadalentín o del Segura y la elevación de otras zonas que posteriormente formaron sierras como las de La Tercia, del Hinojar, de Carrascoy o, como en este caso, la de Cartagena (LAROUZIÈRE y OTT d´ESTEVOU, 1990; SILVA *et al.*, 1993; BARDAJÍ *et al.*, 2003).

A partir de aquí se van configurando grandes desniveles entre las sierras, con importantes frentes montañosos debidos a la actuación de grandes fallas, y las depresiones. Si a ello se suma la escasa resistencia del sustrato bético, la erosión da lugar al desarrollo de grandes mantos de derrubios producidos en épocas de lluvias torrenciales que son trasladados a las zonas más deprimidas de la región como el Corredor del Guadalentín (hojas de Alcantarilla, nº 933 y Murcia, nº 934), la Cuenca del Segura o el Campo de Cartagena, este último representado en el sector septentrional de la hoja.

El drenaje se desarrolla a través de un régimen de ramblas, las cuales vierten directamente a los sistemas fluviales axiales como a la Rambla de Fuente Álamo, denominada también del Albujón (NAVARRO HERVÁS, 1992; SILVA, 1994), constituyendo ambas un único sistema. Esta rambla no está representada en esta hoja, sino en la contigua, por el noroeste, de Fuente Álamo.

3.2.1. Estudio Morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural, la hoja de Llano del Beal ofrece tres grandes dominios: el Campo de Cartagena, al norte, La Sierra de Cartagena junto con la de Santo Espíritu, al sur, y el Mar Menor con su Cordón Litoral, al este. El Campo de Cartagena es una depresión cuyos límites son la Sierra de Cartagena y la Sierra de Carrascoy, esta última situada fuera de la hoja de estudio. Entre ambas sierras se configura un extenso corredor de forma triangular, con una dirección general O-E y que culmina en el Mar Menor, por el este, alcanzando allí su máxima anchura (40 Km). Hay que señalar que así como la Sierra de Carrascoy tiene, por el norte, un frente montañoso de falla, muy rectilíneo, que alimenta la Depresión del Guadalentín, el frente sur corresponde a un frente erosivo que alimenta al Campo de Cartagena. Esta depresión se va rellenando no sólo con este piedemonte, sino también con el que parte del norte de la Sierra de Cartagena, dando origen a una potente secuencia de relleno que ha sido estudiada por diversos autores (SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989 y SILVA, 1994).

Los piedemontes están constituidos por varias generaciones de abanicos aluviales que cubren la parte septentrional de la hoja dando lugar a una inmensa llanura sobre la que los únicos relieves que resaltan son pequeños cerros como Cabezo Mingote o La Loma.

3.2.1.1. *Elementos y formas estructurales*

En esta hoja existen una serie de rasgos geomorfológicos que están asociados, principalmente, a la actividad de fallas, como son frentes de falla, costa rectilínea, desplazamientos, etc.

Se han reconocido fallas normales, fallas supuestas y fallas de dirección. Una de las fallas normales más importantes es la que se sitúa en el frente de la Sierra de Cartagena, al noroeste del Cabezo de la Fuente y que limita este relieve con la depresión. Entre las fallas supuestas destaca la que limita el Mar Menor con los piedemontes, con una dirección NO-SE y otra, al norte de la hoja, al inicio del cordón litoral, con una dirección NE-SO. Finalmente, las fallas de dirección se localizan en la costa más oriental, en el sector de Cabo de Palos, NE-SO y casi paralelas a las que existen en el frente de la Sierra de Cartagena.

3.2.1.2. *Elementos y formas volcánicas*

Los únicos elementos que se pueden considerar como tales y que destacan en el paisaje son los conos volcánicos que dan una serie de cerros, ya sean en el cordón litoral, como el Cerro Calnegre, o formando islas como son las de Redondela o del Ciervo, en el Mar Menor.

El vulcanismo responsable de estos aparatos emisores, de morfología cónica, así como de otros afloramientos volcánicos, tiene lugar en la época neotectónica, concretamente durante Mioceno superior y Plioceno, debido a la conjunción de varias causas. BANDA y ANSORGE (1980) señalan el hecho de una importante diferencia de espesor cortical a ambos lados del Corredor del Guadalentín, al noroeste de la hoja. A partir de aquí se produce un movimiento levógiro que afecta a la corteza y que desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este acontecimiento tan importante produjo un incremento del flujo térmico en la región que salió a superficie como masas de material volcánico del manto, cuando tuvo lugar la distensión E-O durante el Mioceno superior y Plioceno.

3.2.2. Estudio del modelado

Este apartado se ocupa de la variedad de formas, tanto erosivas como sedimentarias, que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente. En la hoja de Llano del Beal, el conjunto de procesos morfogenéticos actuantes, a lo largo del Cuaternario, ha tenido lugar bajo unas condiciones climáticas tendentes a la aridez. Estas características climáticas de carácter zonal son el principal causante de los diferentes sistemas morfológicos.

3.2.2.1. *Gravitacional*

Son muy escasas, están representadas por los coluviones que se desarrollan de forma caprichosa en la base de algunos de los principales relieves u orlando cerros cónicos. La pendiente acusada y la actividad tectónica reciente ayudan a su formación. Por lo general son formas alargadas, estrechas y con escasa potencia. Algunos ejemplos pueden observarse en Cabezo Mingote, Los Nietos Viejos o en Las Lomas.

3.2.2.2. *Formas fluviales y de escorrentía superficial*

Las formas fluviales que aparecen en la hoja de Llano de Beal son diversas destacando los grandes abanicos aluviales, procedentes de la Sierra de Cartagena, como las formas más representativas. También se han cartografiado fondos de valle o rambla. En cuanto a las formas erosivas se reconocen aristas e incisión vertical.

Los abanicos aluviales proceden todos ellos de las Sierras de Cartagena y Santo Espíritu, al sur y oeste respectivamente, y se despliegan por la zona más septentrional de la hoja que forma parte del Campo de Cartagena. Se han cartografiado hasta cuatro generaciones de abanicos aluviales que, considerados en su conjunto, pueden describirse como abanicos de muy baja pendiente y escasa potencia, inferior a 15 m, con encostramientos calcáreos en los sistemas más antiguos. Cada sistema se instala sobre los anteriores, mediante un dispositivo morfológico de encajamiento aunque, localmente, este dispositivo puede variar si cambian las características del levantamiento de los relieves en un momento determinado. Cada sistema se encuentra constituido, a su vez, por varios cuerpos sedimentarios con un dispositivo de solapamiento distal (SOMOZA, 1989 y SOMOZA *et al.*, 1989). El abanico más antiguo ha conservado algunos relictos en la llanura aluvial, entre las localidades de Los Belones, Islas Menores y Mar de Cristal, sobresaliendo discretamente sobre la llanura, a modo de pequeñas mesas, debido a la protección de la costra calcárea desarrollada en su superficie. El segundo grupo de abanicos es el que se encuentra más pegado a los relieves, por lo que tienen mayor pendiente y su desarrollo en longitud es inferior a los que le siguen. Los abanicos más recientes son muy expansivos y tienen muy poca pendiente, ocupando la mayor parte de la llanura aluvial de este sector del Campo de Cartagena.

También integran este grupo los abanicos torrenciales y conos de deyección que aparecen en el sector del Huerto de las Calesas, entre la localidad de Portman y la urbanización La Manga Club. Se forman a la salida de algunas ramblas o barrancos a otros de mayor entidad, dando lugar a depósitos con forma de abanico. No son de gran tamaño y rellenan una pequeña cuenca formada en el curso alto de la Rambla de las Carrasquillas, denominado Barranco Magreros o acceden a la Bahía de Portman.

Dentro de las formas sedimentarias se incluyen también los fondos de valle o rambla. Se trata de formas alargadas y estrechas con una gran linealidad. La mayor parte de ellas proceden de la vertiente norte de las Sierras de Cartagena y Santo Espíritu y tienen dirección SSO-NNE, desembocando casi todas en el Mar Menor. Las de la vertiente sur apenas poseen sedimentos y son de muy corto recorrido, desembocando en el Mar Mediterráneo. Las ramblas se definen por su

carácter dinámico, por su torrencialidad y por un funcionamiento efímero o episódico. La mayor parte del tiempo suelen estar secas, hecho muy característico en casi todas las ramblas mediterráneas (VIDAL ABARCA et al, 1987 y LÓPEZ BERMÚDEZ et al, 2002). Según SILVA, 1994, en el Campo de Cartagena las ramblas funcionan como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y sólo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional.

Por lo que se refiere a las formas erosivas se reconocen las elaboradas por los procesos de incisión lineal, frecuentes en los relieves más altos y en las zonas de cabecera de los abanicos aluviales, relacionados, probablemente, con un importante descenso del nivel del mar registrado durante el Último Máximo Glaciar, hace c.a. 18.000 años BP (BARDAJÍ, 1999 y BARBAJÍ *et al.*, 2003). Por otra parte, la incisión acusada en las áreas de mayor relieve ha dado lugar a que los interfluvios sean muy acusados, en forma de aristas, siendo muy frecuentes en la Sierra de Cartagena, donde las divisorias adquieren siempre esta forma.

3.2.2.3. *Formas eólicas*

Están constituidas por un cordón de dunas, de carácter móvil y reciente formación, que se instala sobre un cordón litoral holoceno o sobre playas y dunas fósiles pertenecientes al Tirreniense II (Pleistoceno superior).

La morfología de este cordón es alargada y estrecha alcanzando, dentro de la hoja, unos 3 Km de largo y unos 500 m en su parte más ancha. La dirección, como se ve en el mapa, es NNO-SSE. Hay que decir, sin embargo, que el alto grado de urbanización ha borrado gran parte de la forma original de las dunas.

Existen otra serie de dunas, algo cementadas y más antiguas, probablemente del Pleistoceno superior, que se localiza en el sector de Calblanque, sobre un conjunto de dunas blancas oolíticas de gran tamaño.

3.2.2.4. *Litoral*

En este apartado se incluyen playas actuales, cordón litoral, una serie complejos dunares de edad Tirreniense, marismas y salinas, un abanico deltaico, además de una pequeña plataforma de abrasión y acantilados de diferentes proporciones.

Antes describir las principales características de estas formas conviene hacer una pequeña introducción. Entre la Punta del Cabo de Palos, en esta hoja de Llano de Beal (978), y la Punta de La Horadada en la hoja de Torrevieja (935), se sitúa el Mar Menor, un conjunto morfológico tan singular que ha sido objeto de diversos estudios por numerosos especialistas. La separación del mar interior con el mar abierto se realiza mediante una playa barrera o cordón litoral, no visible en esta hoja. Este cordón que cierra el Mar Menor se ha formado sobre la base de una serie de paleocordones tirrenienses, cuya posición es similar a la actual, y sobre la existencia de una plataforma continental en la que se apoyan estos paleocordones, favoreciendo

el crecimiento de la barrera hacia el interior (SOMOZA, 1989). Para DÍAZ DEL RÍO (1986), la plataforma continental de este sector del sureste peninsular presenta una morfología heredada de las estructuras neógeno-cuaternarias.

SOMOZA (1989) señala que la construcción del cordón se produce durante el Holoceno, pero en dos etapas. Por una parte, el cordón más antiguo conforma la zona interna de la actual barrera y se interpreta como construido durante el nivel máximo del mar holoceno (Flandriense). Esta primera barrera no cerraba completamente el Mar Menor, pero ofrecía una clara construcción debida al crecimiento de flechas litorales a favor de la deriva N-S. La segunda etapa es casi de tiempos históricos, ligeramente regresiva, y se instala sobre la anterior completando el cierre del Mar Menor, sobre todo en el área norte donde cierra las salinas de San Pedro del Pinatar, en la hoja de San Javier (956), y dejando la zona de Las Encañizadas como única entrada del Mar Mediterráneo. Asimismo, también durante esta etapa, la geometría de las flechas litorales muestra una componente N-S. El mismo autor, en su estudio sobre este sector de La Manga, mediante interpretación de la foto aérea, análisis de frecuencias batimétricas y estudios petrológicos, ha definido tres sistemas de cordones litorales submarinos en los 30 primeros metros de profundidad, constituyendo sucesivas islas-barrera. Ahora bien, en este área se distinguen los tres mismos sistemas que los que existen en la zona norte de La Manga, pero alcanzando aquí profundidades mayores.

El cordón litoral que se ha cartografiado en esta hoja no tiene nada que ver con el de La Manga, sino que aparece en el sector sureste, en Calblanque, formando una barrera que cierra las salinas que llevan el mismo nombre. Se trata de un conjunto de dunas subacuáticas, de carácter oolítico, de color blanco, muy cementadas que dan un resalte de cierta importancia. Sobre ellas se sitúan unas dunas subaéreas que ya se han mencionado en el epígrafe anterior. Todo este conjunto ha sido descrito por BAENA *et al.* (1981).

También afloran en éste área varios complejos dunares con intercalaciones de playas (Terrazas) que dan una serie de resaltes morfológicos dentro del cordón litoral de La Manga. Algunos de estos afloramientos se sitúan en el mismo Cabo de Palos, por encima de facies continentales de abanicos aluviales. Pero el complejo dunar más completo es el que se sitúa en la Punta de Calnegre donde se pueden reconocer dos episodios diferentes: un episodio inferior, compuesto por granos con envueltas oolíticas y uno superior, constituido por una biocalcarenítica de bivalvos, equinodermos y terrígenos. Estos dos episodios, según SOMOZA (1989) se asocian a episodios tirrenienses, formando parte de sistemas costeros completos (playa-barrera).

Hay que destacar la presencia de un pequeño abanico deltaico formado en la desembocadura de la rambla de la Carrasquilla, entre Los Nietos e Islas Menores, en el Mar Menor. Su morfología es similar a la de un cono de deyección, pero en este caso se observa perfectamente su crecimiento da avance hacia el mar.

Otra forma litoral frecuente la constituyen las pequeñas marismas que aunque no destacan particularmente en el paisaje, tienen una cierta relevancia morfológica puesto que se trata de

formas de enlace entre los abanicos aluviales y el Mar Menor, es decir entre las aguas dulces y las saladas. En este equilibrio tierra-mar, algunas de estas formas derivan a formaciones donde se acumula la sal, como es el caso de las Salinas de Marchamalo o de Calblanque y otras, donde el predominio continental es superior y entonces dan lugar a la formación de limos y arcillas grises con alto contenido en materia orgánica. Es posible que existan más formas similares a éstas, pero la intensa urbanización, en esta parte del litoral mediterráneo, impide en muchas ocasiones su reconocimiento.

Las formas más recientes son las playas actuales, desarrolladas a ambos lados del cordón litoral, tanto en la parte que mira al Mar Mediterráneo como en la que da al Mar Menor. Son formas alargadas y estrechas constituidas por arenas cuarcíticas que posteriormente, levantadas y transportadas por el viento, dan lugar a los cordones de dunas.

Finalmente, existen otra serie de formas que no llevan asociado ningún depósito como son los acantilados y las plataformas de abrasión. Los primeros caracterizan la parte más occidental del la costa y se han diferenciado, por la altura del escarpe, dos tipos: los que tienen una altura superior a 25 m y los que la tienen inferior a este valor. La plataforma de abrasión se desarrolla al este de Calblanque y es de pequeño desarrollo.

3.2.2.5. *Meteorización química*

En este apartado se han tenido en cuenta todas aquellas carbonataciones que afectan a la superficie de algunos abanicos aluviales o que se han desarrollado sobre otra serie de depósitos como sucede en las proximidades de las Salinas de Marchamalo o sobre la pequeña península de Cabo de Palos. Aunque no constituyen una forma concreta, se han diferenciado por ser elementos muy característicos en el paisaje semiárido del sureste peninsular.

La génesis de estos encostramientos calcáreos o calcretas tiene que ver con la actividad microbiológica de raíces y plantas en periodos fríos y secos. Algunas de ellas son laminares lo que podría indicar una formación en episodios diferentes.

3.2.2.6. *Otras formas poligénicas o de difícil adscripción*

Este tipo de formas deben su origen a la actuación de varios procesos a la vez. En la hoja de Llano de Beal se limitan a una serie de pequeños cerros aislados situados en la amplia llanura aluvial, algunos de los cuales destacan sobre el resto como Cabezo Mingote con 92 m de altura. La mayor concentración se localiza al sur de la localidad de Los Nietos.

3.2.2.7. *Antrópico*

Son las más espectaculares y las de mayor desarrollo en el entorno de la hoja. La mayor parte es consecuencia de la actividad minera, iniciada ya hace unos 3.000 años por los fenicios, aunque la verdadera explotación comenzó con los romanos, sobre todo en el área del Ca-

bezo Rajado. En el siglo IV continuaron las actividades, prosiguiendo durante la Edad Media de forma imprecisa y a menor escala. Las explotaciones llegan a su máximo esplendor en las postrimerías del siglo XIX, haciendo de la Sierra de Cartagena un importante centro minero. Las principales explotaciones que funcionan en la actualidad son Mina Rosa, Mina Joaquina, Mina Julio César, Mina Buen Suceso, Mina Secretaria y Mina La Loba, además de Cantera Emilia, Cantera Los Blancos y el grupo Coto de Ponce, de las que se extraen, principalmente minerales de hierro y de plomo-zinc. Esta intensa actividad minera ha dado lugar a una importante modificación de la topografía del área, ya sea por las grandes excavaciones como por la gran acumulación de material que da lugar a escombreras que forman verdaderas montañas.

También consecuencia de la minería, es el crecimiento anómalo de la playa (zona ganada al mar) en la Bahía de Portman, en algo más de medio kilómetro, debido a los residuos que acceden a ella.

Finalmente se han señalado en la cartografía, con una trama horizontal, las superficies fuertemente remodeladas por el hombre por motivos diversos como urbanizaciones, aterrazamientos, etc.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se consideran todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, ya sea consolidado o no, pero relacionado con la evolución geomorfológica que ha sufrido el relieve hasta la actualidad. Las formaciones superficiales presentan como característica principal su cartografiabilidad a la escala de trabajo y se definen por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño y, siempre que sea posible, por su cronología. Como algunos de estos aspectos ya han sido considerados en el apartado anterior, se dedicará aquí atención especial a todos aquellos aspectos que no hayan sido todavía tratados como litología, textura, potencia y edad.

Las formaciones superficiales de ladera, representadas por los coluviones, están formadas por limos y arcillas con cantos y bloques. La naturaleza de los clastos varía dependiendo de la naturaleza del sustrato, que en este caso consiste en esquistos, filitas, calizas, mármoles, anfibolitas y algunos fragmentos de rocas volcánicas. Los clastos son bastante angulosos pues apenas han sufrido desplazamiento y la potencia oscila entre 1 y 5 m. La edad asignada corresponde al Holoceno, aunque no se descarta que alguno de ellos pueda ser algo más antiguo.

Las formaciones superficiales de origen fluvial se limitan a los abanicos aluviales de baja o alta pendiente y a los fondos de valle o rambla. Los abanicos aluviales de este sector del Campo de Cartagena han sido descritos por diversos autores (SOMOZA, 1989 y SILVA, 1994) que los definen como conglomerados con niveles de cantos y gravas, de litología metamórfica, con presencia de calizas y pelitas del Triásico Alpujárride, aunque también pueden aparecer otras

litologías como cuarcitas, esquistos y mármoles del Complejo Nevado-Filábride, además de areniscas y calizas neógenas. El tamaño de los elementos es muy variable, oscilando entre varias decenas de centímetros en las áreas más próximas a los relieves, hasta limos y arcillas en las partes distales. El grado de redondeamiento también varía, estando sus aristas más suavizadas con la lejanía del relieve. Muchos de ellos presentan niveles de costras cuya importancia y desarrollo aumenta a medida que crecen en edad. También se observan algunos clastos encostrados. La edad de los diferentes episodios de abanicos aluviales que aparecen en la hoja va desde el Pleistoceno inferior alto hasta el Holoceno.

Los fondos de valle y rambla que existen en la hoja se caracterizan por haberse originado bajo las condiciones de una dinámica torrencial, por lo que son prácticamente activos en los periodos de avenidas y riadas (CONESA GARCÍA, 1995). La mayor parte de los fondos están constituidos por gravas, gravillas, arenas y bloques, en diferente estado de redondeamiento, y formando a veces una potente cubierta. En algunos puntos, al suroeste de la hoja, es posible observar algunas estructuras sedimentarias propias de estos depósitos como cicatrices erosivas, imbricación de cantos, barras laterales y longitudinales. Aunque en esta hoja no es fácil encontrar muchos y buenos afloramientos de depósitos de ramblas, si es posible hacerlo en hojas adyacentes como Torre-Pacheco (955) o Cartagena (977). CONESA GARCÍA, en 1987, hace un estudio muy completo sobre la dinámica y la morfología de las barras de las rambla en todo el Campo de Cartagena, y en este estudio señala que las más frecuentes son las longitudinales que se forman en el centro de los lechos, subdividiendo y multiplicando el número de canales en el interior de los cauces. Ahora bien, una de las características más peculiares es que las acumulaciones producidas en los fondos de rambla, son muy efímeras, pues cambian de fisonomía después de cada avenida o riada. Pero, al igual que en los abanicos aluviales, ocurre que las partes más distales de la ramblas, como en la Rambla de la Carrasquilla, los tamaños disminuyen considerablemente con un aumento de los sedimentos más finos, arenas, limos e incluso arcillas. También el grado de encajamiento disminuye en estos sectores más próximos a la costa del Mar Menor.

En cuanto a las formaciones superficiales de origen eólico, las dunas son los únicos representantes, pero existen dos tipos. El primero es el que constituye el conjunto de dunas que forman un cordón alargado, de dirección NNO-SSE, ocupando gran parte de la superficie existente entre Calnegre y Cabo de Palos. La litología es esencialmente cuarcítica y se manifiesta en arenas sueltas, de medias a finas y con tonalidades claras. Son depósitos móviles, aunque su evolución ha quedado parcialmente paralizada por el alto grado de urbanización desarrollado los mismos. Se consideran de edad holocena.

El segundo tipo es el que forman las dunas fósiles situadas sobre el cordón litoral de Calblanque y han sido descritas por BAENA *et al.* (1991 y 1993) y por SOMOZA (1989). Se trata de depósitos constituidos por granos con envueltas oolíticas y de biocalcarenitas compuestas por bivalvos, equinodermos y terrígenos. Por lo general son episodios asociados a sistemas costeros completos como los que constituyen las playas-barrera. La edad asignada a este conjunto es Pleistoceno superior.

Las formaciones superficiales del litoral marino son muy variadas y alcanzan una importancia manifiesta en este sector del sureste español. En primer lugar destaca el cordón litoral de Calblanque. Se trata de un conjunto de dunas subacuáticas, de carácter oolítico, de color blanco, muy cementadas que dan un resalte de cierta importancia. Son calcarenitas y calizas bioclásticas con fragmentos de bivalvos, equinodermos, algas, etc y un cierto porcentaje de terrígenos. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida, pero la parte más alta se encuentra a 19 m sobre el nivel del mar. La edad signada a estos depósitos es Pleistoceno superior.

También conviene hacer alguna mención a los cordones litorales sumergidos, paralelos a La Manga del Mar Menor, y que han sido estudiados por SOMOZA (1989). En la mitad norte de La Manga, estos cordones playeros están acompañados de sistemas de "fore dunas", muy degradados en la actualidad y que son los que separan las salinas de San Pedro del Pinatar del mar abierto. Están constituidos por areniscas con fragmentos de algas calcáreas, bivalvos y equinodermos con cemento de tipo mosaico. El grado de recristalización es elevado y ofrecen un cierto grado de porosidad secundaria. En los niveles más recientes, ya holocenos, SOMOZA (1989) describe bioconstrucciones de vermétidos y algas incrustantes, además de estructuras de disolución de origen subaéreo. A veces, como en las proximidades de Las Encañizadas, aparecen retazos de un sistema dunar que representaría la parte subaérea del sistema. En la mitad sur, desde La Estació hasta Cabo de Palos, dentro de la hoja de Llano de Beal, existe un cordón litoral continuo cuya forma sigue los trenes de oleaje, pero afectados por la presencia de la Isla Grosa y Cabo de Palos. La composición y textura de este cordón es muy similar a los de la zona norte. La edad de estos cordones sumergidos oscila entre el Pleistoceno y el Holoceno.

A continuación se han diferenciado una serie de sistemas dunares con playas entre los que destacan los de Cabo de Palos, de edad Pleistoceno inferior, y el de Calnegre, más reciente, de edad Pleistoceno superior. Pero el complejo dunar más completo es precisamente el de la Punta de Calnegre donde se pueden reconocer dos episodios diferentes: un episodio inferior, compuesto por granos con envueltas oolíticas y uno superior, constituido por una biocalcarenítica de bivalvos, equinodermos y terrígenos. Estos dos episodios, como otros muchos de los descritos anteriormente, según SOMOZA (1989) se asocian a episodios tirrenienses, formando parte de sistemas costeros completos (playa-barrera).

Dentro de este grupo se ha incluido un pequeño abanico deltaico, con crecimiento hacia el mar Menor, y situado entre las localidades de Los Nietos e Islas menores. Sus depósitos están constituidos por arenas y arcillas con nivelillos de cantos. La potencia no es observable, pero cabe suponer que no debe superar los 3 m. Por su posición, alejada de los relieves, y su reciente formación, son sedimentos sueltos sin cementaciones de importancia. Su edad es Holoceno.

Los depósitos de albufera están constituidos por arenas finas, limos y arcillas de color gris oscuro o negro por su alto contenido en materia orgánica. Suelen ser sedimentos bioturbados

en los que abundan fragmentos de raíces, tubos de tallos e incluso algunos gasterópodos de agua dulce. Dada su situación a orillas del Mar Menor y en una zona de topografía acusadamente plana, es muy difícil obtener cortes limpios, pero pequeñas excavaciones, debidas a la construcción de urbanizaciones, han permitido observar algunas de las características expuestas anteriormente. Se les asigna una edad Holoceno.

Finalmente, se consideran las playas actuales, con litología muy similar a la del cordón de dunas. Se trata de arenas sueltas de tonos claros, con tamaños medios a finos y con un buen grado de redondeamiento. Son de edad holocena.

Las formaciones superficiales de corrosión o alteración química están representadas por las costras calcáreas o calcretas. Son formaciones cartografiables, que en esta hoja aparecen sobre algunas superficies llanas en los sectores de Marchamalo y Cabo de Palos, pero que en hojas contiguas como la de Torre-Pacheco (955) se desarrollan sobre muchos de los abanicos aluviales que allí se desarrollan. Conviene puntualizar que no se trata de un sedimento, puesto que su origen es edáfico, pero pueden llegar a alcanzar un importante desarrollo, hasta casi 2 m. Las costras del Campo de Cartagena han sido estudiadas por SILVA (1994) y ALONSO ZARZA *et al.* (1998), autores que las definen como calcretas evolucionadas en las que se puede reconocer un perfil tipo que se inicia con un horizonte transicional de carácter prismático-nodular para pasar a otros horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, y culminar en horizontes laminares brechificados. Un rasgo también importante es la ruptura de algunos perfiles, en las partes proximales de los abanicos, y la superposición de los mismos, en las partes distales, lo que indicaría la coexistencia de procesos de sedimentación con la construcción de superficies terminales en los abanicos.

Por último, añadir que los autores anteriores señalan que la formación de costras no sólo se produce en las superficies terminales de los abanicos, sino que también afectan a otras superficies más antiguas como sucede en la cercana hoja de Murcia (934). Su edad es variable según la formación a la que afectan, pero aquí se han considerado como Pleistoceno medio-Pleistoceno superior.

Finalmente, las formaciones superficiales de origen antrópico, formadas mayoritariamente por escombreras, se caracterizan por grandes acumulaciones caóticas de material heterométrico, en general poco consolidadas aunque, a veces, los vertidos más antiguos, debido al peso del material que tienen por encima que ha ejercido una cierta presión sobre ellos, adquieren un aspecto similar al de un sedimento, planteando algunas dudas en una primera visión. Por otra parte, la acumulación de material es tan inmensa que, unido a las grandes excavaciones realizadas, se produce una inversión del relieve, modificando totalmente la topografía primitiva.

Los otros sedimentos de origen antrópico se aprecian en la Bahía de Portman, donde el producto residual de algunos procesos de lavado, son arrojados a esta bahía que, con el aporte de material fino, ha provocado el aumento de la zona de playa en más de 500 m.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El relieve de la hoja de Llano de Beal está íntimamente relacionado con el relieve de la región, siendo el resultado de la actuación de una serie de procesos, tanto erosivos como sedimentarios sobre el sustrato geológico. Los movimientos tectónicos y la sismicidad, activos en épocas recientes, han contribuido también al resultado que se observa en la actualidad.

El punto de partida de la morfogénesis de esta zona del sureste español puede considerarse el momento de la retirada del mar que, concretamente en este sector, parece que no tuvo lugar hasta ya muy entrado el periodo Cuaternario. Se desarrolla entonces un sistema de carácter lagunar-palustre, de desembocadura, que respondería a la instalación de una importante llanura costera, de carácter arenoso. Este sistema estaría alimentado por los grandes sistemas de abanicos aluviales que, procedentes de los relieves circundantes, llegarían al Mar Menor, atravesando el Campo de Cartagena (SILVA, 1994). En la hoja de Llano de Beal la alimentación proviene directamente de la Sierra de Cartagena, al sur.

Al Mar Menor accedía, desde muy antiguo, el Sistema Fluvial del Guadalentín, por la hoja de Totana (954), situación que se mantiene hasta que en el Pleistoceno medio la propagación hacia el norte de las fallas N-S del Graben de Mazarrón, desconectan al antiguo Guadalentín con el Mar Menor. Este hecho da lugar a que la Depresión del Guadalentín tenga carácter endorreico, abandonando el Campo de Cartagena donde la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, se generaliza.

Paralelamente a este proceso va produciéndose la reestructuración de los frentes montañosos de falla, estructuración que se inicia por un cambio en la dirección de los esfuerzos, desde NE-SO a N-S, y que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de los frentes de falla fallas (SILVA, *et al.*, 1992a; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA, 1994). Una vez iniciada la reestructuración se inicia la sedimentación de los abanicos aluviales que por sus características se han agrupado en tres fases.

La primera fase es la que se origina por la reactivación principal (SILVA, 1992a y b). Una vez reestructurado el relieve se produce la sedimentación de la segunda fase, que refleja un amortiguamiento en los procesos de elevación tectónica de los frentes de falla y es la que da lugar a los abanicos con superficies convexas que actualmente se ven adosados a los frentes montañosos. El amortiguamiento, unido al proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, produce una drástica reducción del aporte de sedimentos y entonces tiene lugar la tercera fase de sedimentación de abanicos aluviales que abarca la parte final del Pleistoceno superior y el Holoceno.

Este modelo aplicable a la Depresión del Guadalentín, situada al noroeste, es mucho más simple en el Campo de Cartagena, tanto en su vertiente norte como en la sur, donde lo que sucede es un encajamiento progresivo de los diferentes sistemas aluviales procedentes de la Sierras de Carrascoy, al norte y de Cartagena, al sur, durante todo el Pleistoceno (SOMOZA

et al., 1989). Los primeros sistemas constituyen la parte más alta del piedemonte. Toda esta evolución y encajamiento de los sistemas aluviales está dirigido por la elevación progresiva de la Sierra de Carrascoy y, en este hoja, por la de la Sierra de Cartagena, y por el encajamiento de los sistemas fluviales axiales como las ramblas de Fuente Álamo y Albujón, en la contigua hoja de Torre-Pacheco, pero también es consecuencia, en gran medida, de la importante bajada del nivel de base que tuvo lugar durante el último máximo glaciar hace c.a. 18 ka BP.

Todo este conjunto de procesos es el que antecede a la instalación de la red fluvial actual y a la serie de pequeñas acciones que terminan de modelar el relieve local. No puede olvidarse, sin embargo, la importante modificación sufrida por el paisaje como consecuencia de la actuación del hombre y que se refleja tanto sobre todo en las grandes explotaciones mineras que han dado lugar a una verdadera inversión del relieve en algunas zonas.

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL

La morfogénesis actual en la hoja de Llano de Beal es debida, sobre todo, a la influencia de los procesos neotectónicos, íntimamente relacionados con la sismicidad y, también, a la tendencia semiárida del clima.

Por lo que se refiere a la sismicidad, todos los datos relacionados con ella, así como los debidos a la tectónica, están registrados y catalogados en el Atlas de Riesgos Naturales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) y en los Mapas Geotectónico y Sismotectónico y en el de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (BAENA *et al.*, 1994).

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular que se extiende hasta el Magreb, en el norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana. Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular, la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BUFFORN *et al.*, 1990). Esta alineación sísmica ya identificada por REY PASTOR (1951) puede correlacionarse con el Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales que constituye una zona de cizalla a escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIÈRE *et al.*, 1991) a lo largo del cual se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de las Béticas durante el Neógeno y Cuaternario (MONTENAT *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993). La Depresión del Guadalentín, al norte de la Sierra de Carrascoy, y de la que ya se ha hablado con anterioridad, corresponde a la zona de desplazamiento principal de esta gran cizalla cortical (SILVA *et al.*, 1993). En esa depresión es donde se han catalogado más de cien eventos sísmicos, además de las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977/1978), Alcantarilla (1966) y los más recientes de Mula (1999) que se han dejado sentir en la zona con intensidades máximas de V-VI grados y magnitudes superiores a 4 mb.

En la zona del Mar Menor disminuye la sismicidad en relación al Corredor del Guadalentín o al Valle del Segura. Sin embargo hay datos de subsidencia en el parte exterior del cordón litoral, así como de elevación en el área de las Salinas de San Pedro, con posterioridad al Tirreniense III (SOMOZA 1993).

Por lo general la sismicidad registrada en la zona es moderada, 5,5 mb, y de carácter superficial, aproximadamente 30 Km, con una concentración de focos cerca de los 10 km (SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1995), de hecho, desde la Falla de Lorca-Alhama de Murcia hasta la costa de Cartagena, el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11 km (MARTÍNEZ DÍAZ et al, 2000).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse de media-alta comparada con el resto del territorio español. Lo cierto que los valores máximos se hallan en la zona de Murcia y Orihuela, seguidas del municipio de Lorca, Alhama, Fuente Álamo, Totana y Mazarrón.

Por otra parte, en cuanto a la dinámica litoral se refiere, el conjunto morfológico que constituye La Manga-Mar Menor es un área de alto riesgo. La dinámica actual en el exterior de La Manga está regulada en su mayoría por la entrada de trenes de oleaje con dirección NE-SO. La interferencia entre los trenes de oleaje y la línea de costa da como resultado una línea de deriva litoral hacia el sur. En el interior del Mar Menor la dinámica está controlada, sin embargo, por el oleaje debido a los vientos NNE-SSO que afecta principalmente a las zonas más someras, entre 1 y 2 m. Estas corrientes tienen como consecuencia una dirección de transporte de sedimentos N-S sobre la plataforma somera interior, pero sobre todo en el área que está al norte de la Isla Mayor. Ahora bien, la circulación general en el interior del Mar Menor tiene que ver con las corrientes convectivas que se producen al norte y sur de las islas Mayor y Perdiguera, con direcciones contrarias al agujas del reloj. En este régimen, los sedimentos arenosos se mueven por las zonas periféricas someras a favor de estas corrientes SOMOZA, (1989).

Con relación a los procesos externos, apenas pueden mencionarse modificaciones de importancia a corto plazo. Sólo se observan algunas marcas de la arroyada difusa sobre la superficie de los abanicos aluviales y procesos de incisión vertical en las zonas de pendiente acusada. Ahora bien, la mayor alteración en la hoja de Llano de Beal es la debida a la acción del hombre y se manifiesta principalmente en los grandes movimientos de tierra realizados como consecuencia de la explotación minera, trastocando profundamente el relieve original con una importante inversión del mismo en algunos sectores. Otras modificaciones humanas son las debidas al laboreo agrícola o al alto grado de urbanización, relacionado con el turismo, sobre toda en el área de La Manga del Mar Menor.

Las actividades antrópicas que afectan al área litoral tendrían un efecto amplificador en el caso de un ascenso del nivel de mar, no sólo por las urbanizaciones sino también por la cercanía de las grandes explotaciones mineras cuyos residuos son vertidos mayoritariamente al

Mar Menor. Todos estos hechos han producido una gran transformación en el medio natural, aumentando el riesgo, en progresión geométrica, en las últimas décadas.

Las modificaciones antrópicas debidas al desarrollo turístico son, según VICTORIA (1983), principalmente tres. La primera, la urbanización excesiva de La Manga con grandísimas pérdidas de los sistemas dunares y aterramiento de marismas y salinas (Marchamalo, Lo Pollo, etc). La segunda correspondería a la destrucción de la sedimentación en la franja costera del mar interior por aterramientos y ocupación de dicha zona y, por último, la apertura del canal De El Estació en 1973, en la contigua hoja de San Javier, provocando un importante descenso de la salinidad y un aumento de sedimentos, modificándose la circulación interna del Mar Menor. El conjunto de estos factores señalados por VICTORIA (1973) son los que controlan la construcción y destrucción de La Manga.

4. TECTÓNICA

4.1. DISPOSICIÓN ACTUAL DE UNIDADES

En la mitad oriental de la Hoja, directamente sobre materiales nevado-filábrides reposa la Unidad de San Julián, considerada como la más alta más del Complejo Alpujárride en este sector. Los materiales aflorantes del Complejo Nevado-Filábride son asignables al Manto del Veleta, pero entre éstos y la Unidad de San Julián, aparecen en algunos puntos materiales del manto del Mulhacén, aunque éstos se presentan muy adelgazados y deformados configurando una banda de cizalla.

En los alrededores de Atamaría y hacia el oeste comienza a aflorar entre la Unidad de San Julián y el Complejo Nevado Filábride la Unidad Alpujárride de Cabo Tiñoso. Algo más al oeste, pero fuera ya de esta Hoja, 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 lateralmente.

Rasgos geométricos más importantes de la estructura.

En la mitad oriental de la Hoja se observa la disposición de unidades que se muestra en el **corte 1** (Fig. 4.1) y que se corresponde con la descripción que se acaba de realizar.

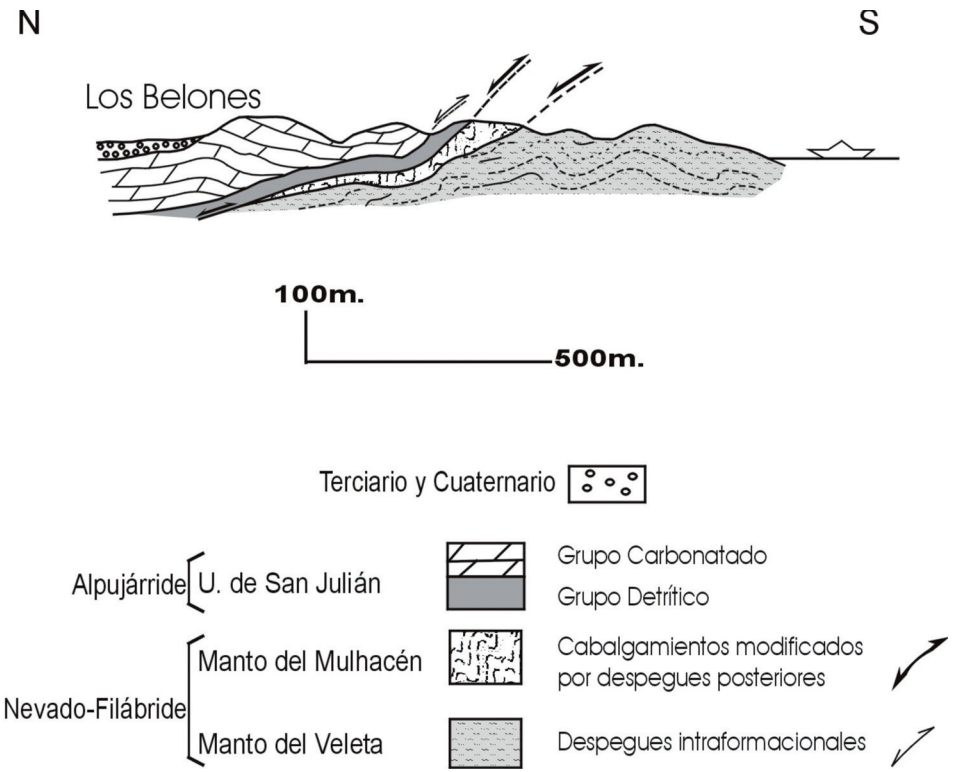


Fig. 4.1. Corte estructural en el sector oriental (Los Belones)

Así, 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 veleta infrayacentes, siendo en ocasiones difícil de asignar determinadas litologías a una u otra unidad tectónica.

En muchas ocasiones el contacto entre los mantos del Veleta y del Mulhacén muestra una banda milonítica carbonatada de escala métrica. 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.

Como se acaba de indicar la unidad nevado-filábride más alta, asignable al Manto del Mulhacén, está extremadamente adelgazada desapareciendo por completo algo más al oeste del corte que se está describiendo. Así, 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 los materiales equivalentes a determinadas partes de la sucesión del Manto del

Mulhacén. Además de los materiales nevado-filábrides mencionados, en esta vertical faltan dos unidades alpujárrides, la unidad de Peñas Blancas (aflorante en la hoja de Cartagena) y la de Cabo Tiñoso que, como ya se adelantaba con anterioridad, aparecen paulatina y sucesivamente hacia el oeste.

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.

Estructuras compresivas

Cabalgamientos e imbricaciones. La superposición inicial de las unidades tanto alpujárrides como nevadofilábrides es una de las estructuras más notables de la región, aún cuando los contactos entre dichas unidades hayan sido posteriormente afectados por importantes movimientos, especialmente los de extensión que serán descritos más adelante, y que por tanto en los contactos entre dichas unidades actualmente se observen estructuras distensivas.

La dirección de emplazamiento hacia el N o NO de las unidades parece avalado por diversas microestructuras, entre ellas micropliegues de dirección E-O y también por los grandes pliegues de igual dirección, así como estructuras SC cerca del contacto entre unidades. Los micropliegues de esta dirección presentan sus planos axiales paralelos a la foliación principal y ligeramente buzantes hacia el sur y por tanto con vergencia hacia el norte.

Dentro de cada unidad existen además diversas imbricaciones que presentan vergencias tanto hacia norte como hacia el sur, mientras que en los contactos entre diferentes unidades predominan las vergencias hacia el norte.

Micropliegues de vergencia norte. Se trata de pliegues apretados que se reconocen sobre todo dentro de las filitas de la base de las unidades alpujárrides, en donde se observa que sus planos axiales son paralelos a la foliación principal. No obstante, en algunos puntos se han conservado pliegues de escala decamétrica de esta generación, que aparecen como pliegues tumbados conservados en materiales calcoesquistosos. La vergencia generalmente es hacia el norte y su formación estaría relacionada con la estructuración principal de los contactos entre complejos y, en parte también, con la superposición de unidades. Esta generación podría correlacionarse con los observados en algunas unidades nevadofilábrides, fundamentalmente en las del Manto del Mulhacén.

Pliegues E-O de mayor escala. Presentan en no pocos casos doble vergencia, siendo precisamente éstos los que mejor se observan a gran escala, mientras que a escalas menores son más abundantes los de vergencia norte. Su origen parece relacionado con la superposición de unidades (aunque esta superposición haya sido modificada en parte por las demás estructuras que se describen más adelante) pudiéndose considerar como de una etapa tardía de los primeros movimientos que produjeron la superposición de las mismas. Los ejes asociados a este

plegamiento tienen una orientación comprendida ente N60º E y E-O (aunque a veces pueden estar afectados por estructuras posteriores como fallas de desgarre, etc., que pueden modificar esta dirección) y que queda reflejada en la cartografía, de manera que los contactos entre las diferentes unidades están orientados fundamentalmente según esa misma dirección.

Como ya se ha indicado estos pliegues presentan vergencias tanto al norte como al sur, dando en ocasiones una característica geometría en "seta", que queda bien conservada en las formaciones carbonatadas de las unidades alpujárrides del sector adyacente a la presente hoja (Sector del Portús en la Hoja de Cartagena). En las filitas son menos corrientes, si bien se observan en el núcleo de anticlinales y sinclinales, sobre todo en intercalaciones de calcoesquistos. Dentro de las filitas estos pliegues pueden llegar a ser muy apretados. Predomina la vergencia norte sobre la vergencia sur y es característica la disarmonía de los pliegues, condicionada por la diferente competencia de los materiales, observándose desde pliegues muy apretados a pliegues suaves, éstos últimos sobre todo en carbonatos.

Pliegues con ejes N-S a N25º E. Se han observado tan solo a escala microestructural y su característica principal es que su plano axial es horizontal, o ligeramente buzante al ESE, con vergencia hacia el oeste. Están afectados por los pliegues antes señalados, dando en ocasiones interferencias en gancho, observadas sobre todo en las filitas de la unidad de Cabo Tiñoso y en los esquistos nevadofilábrides. Es importante diferenciar estos micropliegues de otros paralelos asociados a la extensión, los cuales, a diferencia de los del sistema que se está tratando, no están afectados por los sistemas de plegamiento con ejes E-O.

Estructuras de extensión y adelgazamiento. Principales direcciones de traslación. Estas estructuras están ampliamente representadas en este sector el cual se presenta como una de las zonas más adelgazadas descritas hasta el momento en la Cordillera Bética. Sin embargo, a pesar de la actuación de los procesos extensionales, se ha podido tener un cierto control de las unidades y términos omitidos por la extensión, en base sobre todo al conocimiento de la estratigrafía, sin olvidar los criterios tectónicos ni el grado de metamorfismo, de manera que se ha podido cuantificar, al menos cualitativamente (número de unidades) o cuantitativamente, al menos en parte, este fenómeno. Esta cuantificación no habría sido posible utilizando tan sólo los criterios tectónicos y petrológicos, ya que existen contactos extensionales inter e intraformacionales que inducen a considerar como de diferentes unidades a materiales que pertenecen a una misma unidad tectónica.

Las medidas y direcciones de traslación que se dan a continuación 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. En la parte más oriental del sector que se está tratando, se han observado dentro del C*omplejo Nevado-Filábride,* cerca del contacto con la unidad de San Julián, entre otras, estructuras como budines con ejes de dirección media N155ºE, con dirección de extensión tectónica OSO-ENE; lineaciones de estiramiento de dirección media N77º E; fallas de bajo ángulo con microestructuras asociadas, de tipo SC,

etc. con dirección media de los planos de falla N165º 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 N175ºE, 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 N170º E, sentido de movimiento hacia N260ºE.

Más al oeste aparecen las mismas estructuras, así, en la zona del Faro de Portman se observan varios juegos de fallas de bajo ángulo, con traslación media del bloque de techo hacia el N260º E, tanto en las filitas de la Unidad de San Julián como en los esquistos nevado-filábrides. 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 N165º E, con movimiento hacia N255º 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 este sector, como al norte de Portman o en las inmediaciones de San Ginés de la Jara, aflora también el contacto entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride, en este caso representado por la Unidad de Cabo Tiñoso, con numerosas fallas normales de bajo ángulo de planos buzantes hacia O-ONO; lineaciones de estiramiento de dirección N290º E; abundantes budines con ejes N40º E y estiramiento hacia N50º O-S50º E; etc. Éstas últimas medidas dan un sentido de traslación ligeramente más hacia el noroeste que las anteriores.

En el contacto entre las Unidades de San Julián y de Cabo Tiñoso existe una amplia zona de cizalla en la que se observan planos de falla que buzan menos de 40º hacia el ONO y sentido de movimiento medio del bloque de techo hacia N280º E, así como estructuras sigmoidales frágiles que indican el mismo sentido de movimiento (y diaclasas N180ºE que parecen asociadas a las estructuras anteriores). Junto al sistema descrito, se observa otro con buzamientos mayores de 40 º y movimientos del bloque de techo hacia el N140ºE. También se tiene numerosas superficies de fallas de bajo ángulo con sentido de movimiento medio del bloque de techo hacia N280º E, budines con cuellos de dirección N175º E, estiramiento N265ºE–S265ºO, estructuras sigmoidales paralelas a la anteriores y, fallas con movimientos del techo hacia el SE y NE, 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 identificarse 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. Dentro del Alpujárride las metapelitas acaban presentado estas estructuras desde el techo hasta el muro, ya que llegan a unirse ambas zonas de cizalla. Al norte del Calvario (Hoja Nº 977, Cartagena), aflora de manera excepcional la banda de rocas cataclásticas formada en el contacto entre formaciones, en este caso de la Unidad de San Julián. Se reconocen tres juegos de fallas principales, fallas N144º E/46º E con movimientos del bloque de techo hacia el este, fallas N150º E/61º O con movimiento hacia el oeste y, fallas N-S/30ºO, con sentidos de movimiento hacia N270º E y budines de ejes N-S asociados. En este afloramiento se pueden diferenciar lo que parecen dos conjuntos de estructuras de extensión correspondientes a dos etapas como se había apuntado anteriormente, si bien puede tratarse de un sistema conjugado en el que las fallas hacia el NE fueran más recientes.

Juegos de fallas posteriores en general a la etapa extensiva principal.

Existen varios juegos de fallas importantes que afectan a las estructuras originadas por la compresión y por la extensión principal. Algunas de ellas pueden ser en parte coetáneas con la que podría ser la segunda etapa de extensión antes citada. Estas fallas actuaron durante el Serravaliense pero sobre todo son posteriores.

Fallas de desgarre dextrorsas E-O. En todo el sector estudiado se ha observado un juego de fallas con direcciones comprendidas entre N85º E y N115º E. Este juego va acompañado de estructuras y harinas de fallas muy características que permiten ver claramente su sentido de movimiento, cuya componente principal es de desgarre dextrorsa (Fotos VI.15, VI.16, VI.17). Este juego de fallas se observa mucho mejor en la adyacente Hoja de Cartagena, donde separa materiales serravalienses de materiales triásicos alpujárrides como en la falda norte de Sierra Gorda. Estas fallas han provocado en ocasiones pinzamientos de materiales terciarios entre sedimentos triásicos, ya que este sistema a veces tiene cierta componente inversa, como puede observarse en las inmediaciones de Calblanque.

Juego de fallas de desgarre sinestrorso NE-SO. Se trata de un juego de fallas cuya dirección oscila entre N40ºE y N60ºE. Los planos de este juego de fallas son predominantemente verticales y sus estrías horizontales, pero a diferencia del anterior, su movimiento es sinestrorso. 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 Hoja de Cartagena.

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

Fallas de desgarre N-S. Este otro juego, tiene una orientación que oscila en torno a N-S, planos de falla verticales en la mayoría de los casos, estrías de *"pitch"* variable y movimiento dextrorso. Afecta a todos los sistemas anteriores, por lo que es posterior a los mismos.

4.2. SÍNTESIS

En este apartado se ha querido reflejar la estructura general presente en el sector estudiado, pretendiendo deducir las geometrías y relaciones tectónicas más importantes entre las diferentes unidades aflorantes. Por ello, no se han descrito con detalle las etapas de deformaciones deducibles a partir de las microestructuras tales como micropliegues, esquistosidades y otras visibles al microscopio, que serán mencionadas en parte en el apartado de petrología. Algunas de las etapas de deformación reconocidas deben ser anteriores a la de cabalgamientos principales que estructuraron la región, producidos hacia el N, NNO o incluso el NO y cuya edad debe situarse hacia el Oligoceno-Aquitaniense. Parte de los micropliegues observados son congruentes con estos cabalgamientos entre unidades.

Los pliegues, en particular los grandes pliegues descritos, pudieron formarse durante y también posteriormente a los cabalgamientos. No todos, pues algunos, los de dirección próxima a la N-S, no son congruentes con esos cabalgamientos. La doble vergencia referida, se pudo formar como una evolución más avanzada de los pliegues.

La tectónica que ha hecho desaparecer en algunas verticales a una o varias unidades de la pila de mantos, referida usualmente como tectónica extensional, supone una traslación de las unidades de techo hacia el oeste, sin duda encuadrada en la traslación al oeste de la Z.I.B.R. y a la extensión que se ha producido concomitantemente. En el sector comprendido entre Cabo Cope y Cabo de Palos, esta tectónica tiene gran importancia. Otros rasgos extensionales con movimiento hacia el este o en otras direcciones, se muestran como reajustes de menor importancia.

Las fallas dextrorsas de dirección aproximada E-O continúan la traslación hacia el oeste, pero de manera selectiva, según determinados segmentos y se superpone a la anterior extensión. 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.

El resto de estructuras referidas son más modernas y de edad neotectónica *"sensu lato"*.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. ROCAS VOLCÁNICAS

5.1.1. Afloramientos

Los afloramientos de rocas volcánicas en la Hoja incluyen el Cerro de Calnegre y las islas del Ciervo y Rondela, en la Manga del Mar Menor, y las Islas Hormigas, en el Mediterráneo (Fig. 5.1). Las rocas son andesitas piroxénicas con cordierita, similares a otros cuerpos volcánicos próximos como el Cerro Carmolí y las islas Perdiguera, Sujetos y Grosa.



Fig. 5.1. Panorámica de los tres afloramientos de la Manga del Mar Menor (700850, 4170250)

5.1.2. Antecedentes y edad

Estas rocas fueron estudiadas inicialmente en detalle por FÚSTER e IBARROLA (1952). Otros datos se pueden encontrar en, entre otros, LÓPEZ RUÍZ y RODRÍGUEZ BADIOLA (1980), BELLÓN *et al.* (1983), MOLIN (1980), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004) y BELLÓN *et al.* (1983) incluye este grupo de rocas en el "Grupo de Mazarrón" de rocas volcánicas "anatécticas", de edad Tortoniense Superior. No obstante, la única datación radiométrica publicada específicamente para estas rocas proporciona un valor de 18.5 ±1.6 Ma (DUGGEN *et al.*, 2004).

5.1.3. Tipo de afloramientos

Los afloramientos corresponden a edificios volcánicos monogenéticos poco erosionados y bien conservados, de dimensiones inferiores a 1 km, y compuestos por montículos de brechas

autoclásticas andesíticas, entre las cuales se reconocen porciones de lavas masivas, distinguibles por un prominente diaclasado columnar (Fig. 5.2). Las *brechas* son muy heterométricas, monolitológicas, de cantos muy irregulares y angulosos, en algunas zonas muy soldados, y carentes de estructuración, salvo algunos puntos en los que se aprecia una estratificación muy difusa. Los cantos pasan gradualmente a una matriz poco abundante y de la misma composición. Las *zonas masivas* parecen corresponder en algunos casos a diques de alimentación y salida de la lava, que se autobrechifica a causa de su elevada viscosidad, y probablemente también como consecuencia del desarrollo de la erupción en ambiente submarino. La agrupación Calnegre–Isla Ciervo–Isla Rondela define una alineación de tales montículos de brechas según una directriz N80E, lo que podría reflejar la existencia de una fractura que sirvió de salida de la lava hasta la superficie.



Fig. 5.2. Centro de emisión con diaclasado columnar en el Cerro Calnegre (700150, 4171300)

5.1.4. Descripción Petrográfica

Petrográficamente, se trata de andesitas ortopiroxénicas con cordierita, usualmente muy poco alteradas, poco o nada vesiculares y de grano fino, de coloraciones grisáceas a pardas, muy oscuras en corte fresco. Típicamente contienen gran cantidad de enclaves corticales, de

tamaños muchas veces centimétricos, que resaltan claramente sobre la superficie de las rocas. (Fig. 5.3).

Al microscopio muestran texturas microporfídicas, conteniendo en torno a un 50% de microfenocristales submilimétricos de plagioclasa, orto-piroxeno y cordierita, inmersos en una matriz de hialopilítica a pilotáxica, generalmente seriada, y compuesta por cristales de plagioclasa, algo de ortopiroxeno, y vidrio. Ilmenita, apatito y circón aparecen como microlitos accesorios habituales.

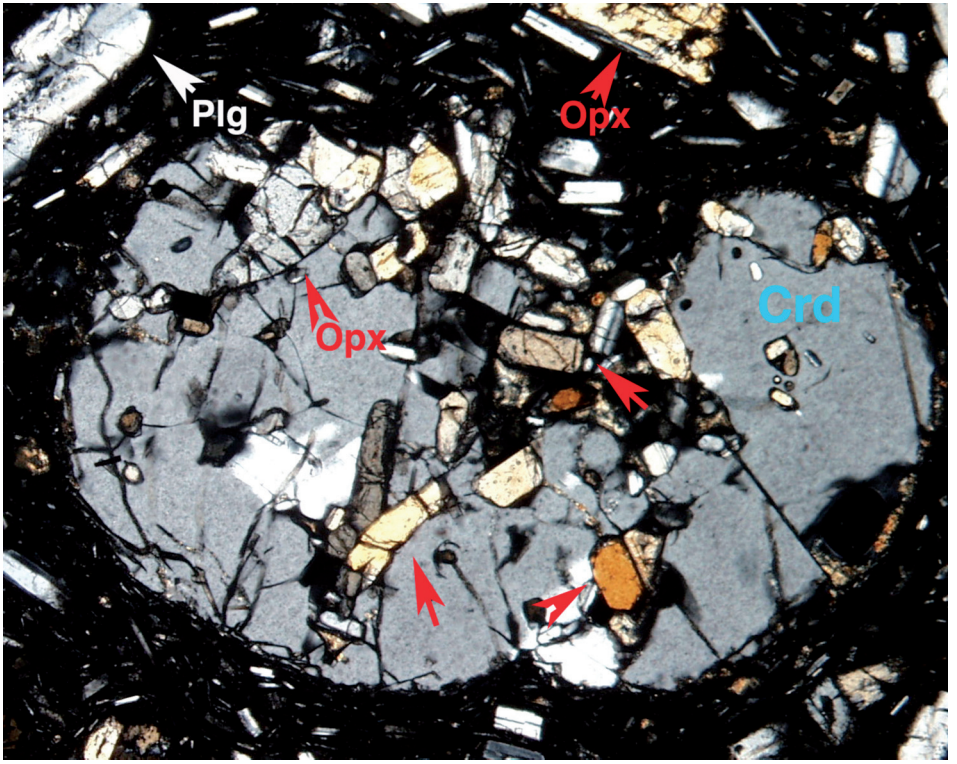


Fig. 5.3. Lava andesítica con fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y un xenocristal de cordierita con inclusiones de ortopiroxeno del cuerpo volcánico de Calnegre

La *plagioclasa* (0.8-1.5 mm) es el fenocristal más abundante. Suele presentar contornos euhédricos o subhédricos y zonaciones muy complejas. Es común la presencia de inclusiones muy abundantes de vidrio, y otros minerales. Se aprecian también cristales de hábito anhédrico, que podrían corresponder a material restítico (xenocristales).

El *ortopiroxeno* (hiperstena) (0.3-2 mm) aparece también con hábitos euhédricos, a veces contiene inclusiones, y muy comúnmente forma agrupaciones de cristales. Los cristales mayores presentan signos de reabsorción. En estos afloramientos no se ha encontrado pigeonita en la matriz, mineral que sí está presente en otros cuerpos volcánicos del Mar Menor.

La *cordierita* aparece en cantidad muy importante en todos los afloramientos, y puede superar en algunas muestras a la hiperstena. Generalmente forma fenocristales prismáticos, a veces de tamaño milimétrico (incluso centimétrico), muy frescos y de contornos euhédricos o subhédricos, que están típicamente rodeados por una corona de reacción de plagioclasa (Fig. 5.4); suelen contener abundantes inclusiones de fibrolita, espinela y vidrio. En el Cerro de Calnegre y la Isla del Ciervo son frecuentes los cristales sin dicho borde de reacción.

En las rocas del Cerro de Calnegre aparece una cantidad significativa de cristales corroídos de *cuarzo*, (1-4 mm) y también una pequeña cantidad de cristales de *biotita*, generalmente muy reabsorbidos o completamente pseudomorfizados por material opaco. Estos dos últimos aspectos no son tan comunes en los otros afloramientos de rocas volcánicas del Mar Menor. La cantidad de cordierita y de *enclaves* de origen cortical también es mucho mayor en las rocas del Cerro de Calnegre. De estos enclaves destaca la abundancia de grandes cristales, a veces de tamaño centimétrico, de *andalucita*, parcialmente transformada a *sillimanita* y rodeada por coronas de reacción de plagioclasa, cordierita y espinela (CESARE *et al.*, 2003). Otros enclaves corticales, de tamaño milimétrico, suelen estar compuestos por cantidades variables de sillimanita, espinela, cordierita, plagioclasa, sanidina, grafito, relictos de biotita, circón, apatito y vidrio.

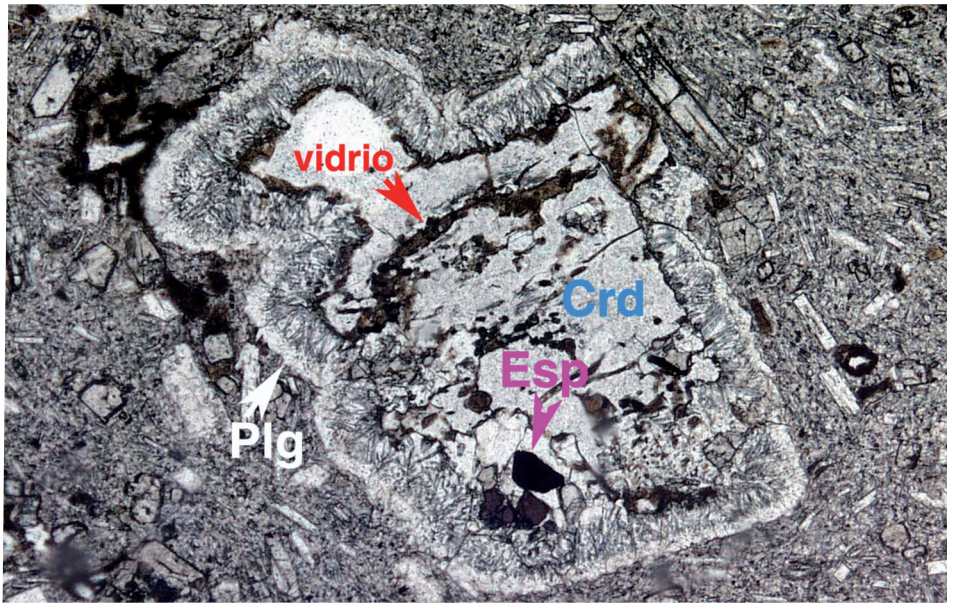


Fig. 5.4. Xenocristal de cordierita parcialmente reabsorbido por una doble corona de plagioclasa

Se reconocen también algunos enclaves microgranulares de *origen ígneo* que, en estas islas son particularmente poco abundantes y de tamaño muy pequeño. Están compuestos por cristales euhédricos entrelazados de plagioclasa y ortopiroxeno, entre los cuales queda una pequeña proporción de vidrio intersticial, vesicular, y en algún caso esferulítico. El tamaño de grano de los cristales es mucho menor tamaño que los de la lava encajante.

5.1.5. Composición

Los datos analíticos de roca total disponibles en FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al.* (1999), DUGGEN *et al.* (2004), y datos nuevos (Tabla 5.1) se han representado en la clasificación TAS (Fig. 5.5) donde se clasifica las rocas como andesitas con contenidos intermedios-altos en SiO_2, llegando casi al campo de las dacitas.

Elementos Trazas (ppm)						Mayores (%peso)		
	IR-3			IR-3			IR-3	IC
Li	27.62		Sn	2.52		SiO2	61.80	61.45
Rb	117.37		Tl	0.58		Al2O3	16.72	15.57
Cs	18.00		Pb	18.78		Fe2O3	6.26	5.85
Be	3.15		U	3.32		MnO	0.09	0.09
Sr	163.00		Th	8.64		MgO	4.58	4.62
Ba	306.24		La	25.12		CaO	5.25	4.99
Sc	22.12		Ce	49.90		Na2O	1.69	1.50
V	130.62		Pr	6.01		K2O	2.33	2.34
Cr	187.93		Nd	22.82		TiO2	0.68	0.62
Co	17.04		Sm	5.06		P2O5	0.16	0.15
Ni	48.03		Eu	1.06		Zr	153.7	141.1
Cu	16.61		Gd	4.61		LOI	1.57	1.68
Zn	57.93		Tb	0.72		SUMA	101.14	98.86
Ga	18.99		Dy	4.13				
Y	24.02		Ho	0.85				
Nb	9.44		Er	2.23				
Ta	0.76		Tm	0.33				
Zr	98.89		Yb	2.08				
Hf	2.86		Lu	0.34				
Mo	0.77							

Tabla 5.1. Análisis químicos de andesitas piroxénicas del Mar Menor. Elementos mayoritarios analizados por FRX y los elementos Trazas por ICP-MS. IC: Isla del Ciervo; IR-3: Isla Redondella

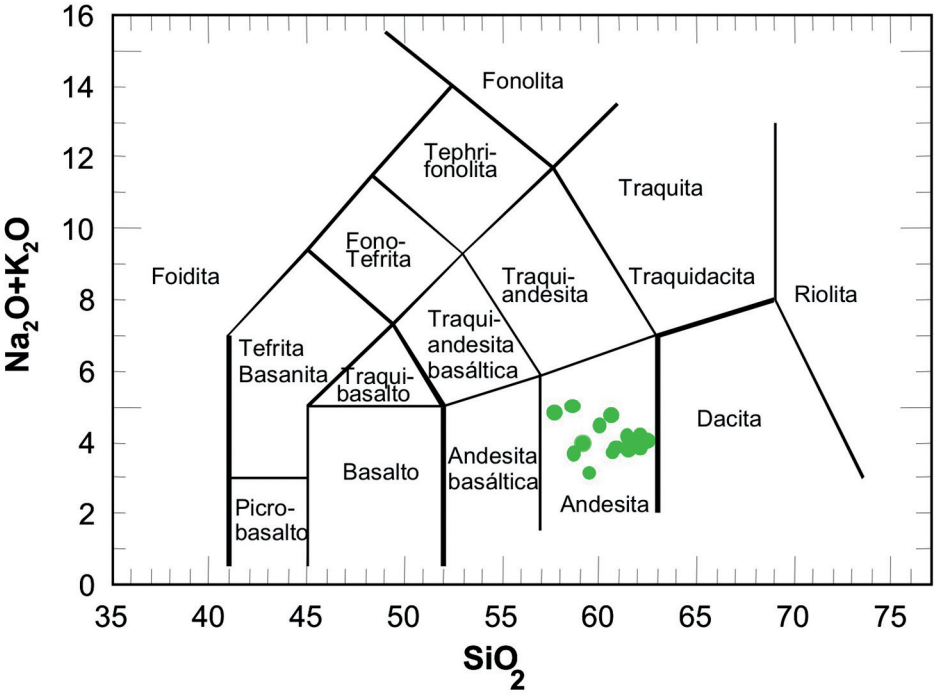


Fig. 5.5. Clasificación TAS (total de álcalis vs. sílice) de las volcánicas del Mar Menor. Datos tomados de FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al*. (1999), DUGGEN *et al*. (2004), y datos nuevos

Según la clasificación de PECCERILLO y TAYLOR (1976, Fig.5.6) pertenecen a una serie calcoalcalina de medio a alto K_2O. Son rocas sobresaturadas en sílice y ligeramente peraluminosas (2-3% corindón normativo), reflejando su contenido modal en cordierita. Los contenidos en TiO_2 son bajos, típicos de magmas propios de contextos subductivos.

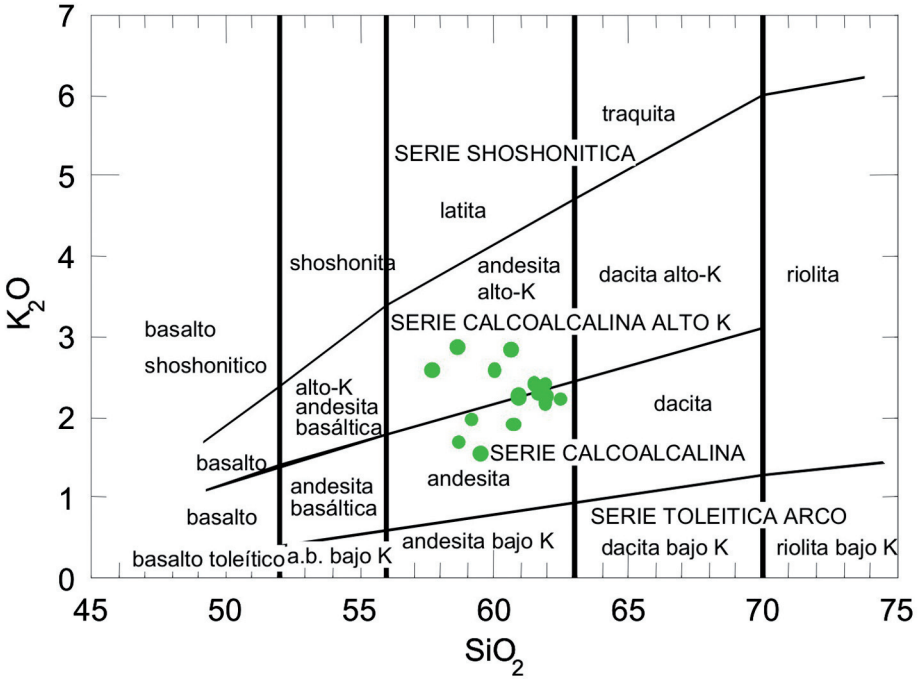


Fig. 5.6. Clasificación K2O vs. SiO2 (PECCERILLO y TAYLOR, 1976) de las volcánicas del Mar Menor. Datos tomados de FÚSTER e IBARROLA (1952), BENITO *et al*. (1999), DUGGEN *et al*. (2004), y datos nuevos

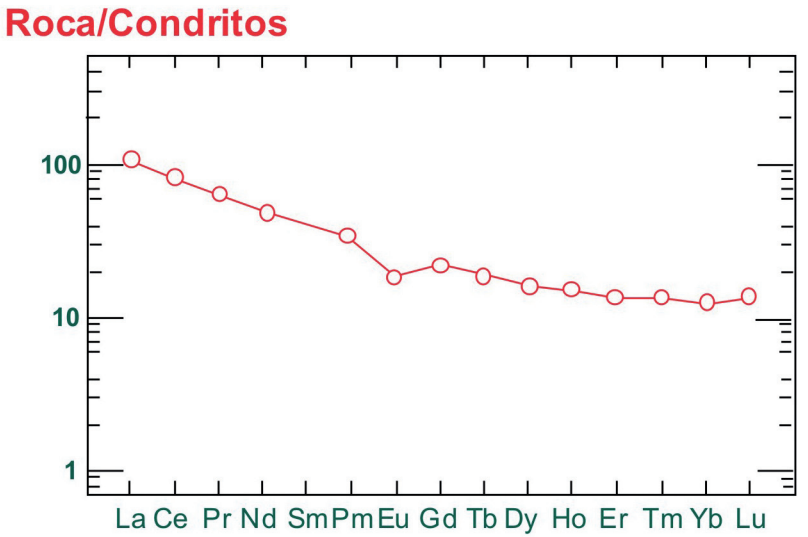


Fig. 5.7. Patrón de Tierras Raras de una muestra de andesitas piroxénicas del Mar Menor. Valores normalizados con valores condríticos de SUN y McDONOUGH (1989)

En diagramas de tierras raras (Fig.5.7), presenta patrones con las tierras raras ligeras bastante fraccionadas y enriquecidas, tierras raras pesadas menos fraccionadas, y ligera anomalía negativa de Eu. Las rocas presentan también altos contenidos en Sr radiogénico ($^{87}Sr/^{86}Sr$: 0.71543-0.717246). Los valores de $\delta^{18}O$ son altos (+13.1 a +13.2, BENITO *et al.*, 1999). Estos datos apuntan a un origen de estas andesitas por fusión de materiales corticales.

5.1.6. Enclaves de rocas metamórficas en las lavas

Los fragmentos de rocas metamórficas son prácticamente el único tipo de xenolito que se encuentran en las lavas de los cuerpos volcánicos de la Manga del Mar Menor. Presentan unas características comunes en todos los afloramientos y son también semejantes, en lo que a origen se refiere, a los que aparecen en otras rocas calcoalcalinas ricas en K de la Provincia Neógena Volcánica del SE de España, como son: (1) en el Hoyazo de Níjar y Vera (Almería), (2) Mazarrón-Cartagena y (3) Mar Menor, ambos en la provincia de Murcia, área a la que pertenece esta Hoja.

Estas características son las siguientes:

Son fragmentos de rocas de alto grado de metamorfismo (facies de las granulitas) y no muestran síntomas de reacción con la lava que los engloba.

Son muy ricos en grafito que se encuentra incluido en la mayor parte de los minerales, sobre todo en la plagioclasa, y la biotita. Estas inclusiones definen la foliación interna relicta del protolito.

Salvo en muy raros ejemplares, no existe cuarzo en ninguno de los tipos diferenciados. El empobrecimiento en sílice va acompañado de un fuerte enriquecimiento en alúmina y hierro con respecto a las metapelitas normales (ZECK, 1968, CESARE *et al.*, 1997, BENITO *et al.*, 1999). Esto sugiere una extracción de sílice por procesos de fusión parcial.

La deformación, muy intensa en algunos enclaves, se produjo durante la fusión parcial y las superficies de foliación sirvieron como vías de extracción del fundido (CESARE *et al.*, 1997, CESARE y GÓMEZ PUGNAIRE, 2001).

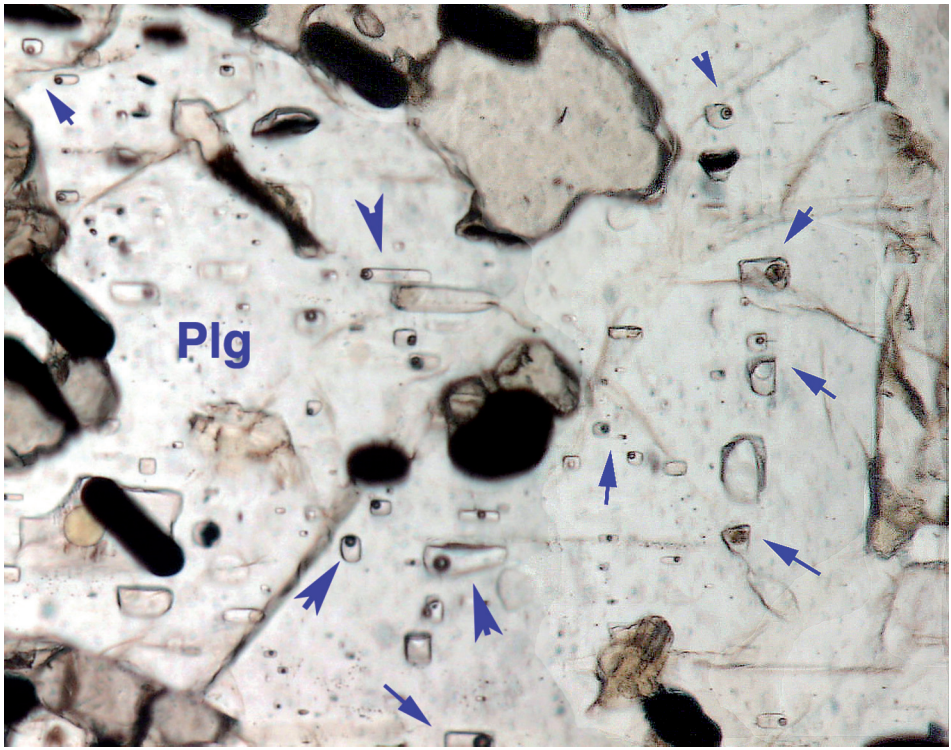


Fig. 5.8. Inclusiones de vidrio fresco (flechas azules) con la típica bola oscura de retracción, en un porfiroblasto de plagioclasa

En todos los fragmentos se encuentra vidrio volcánico formando bandas más o menos continuas paralelas a la foliación o como inclusiones muy pequeñas y frescas (entre 0.05 y 0.2 mm. Fig. 5.8) dentro de todos los minerales, incluidos los accesorios, como circón y monacita.

Estos caracteres comunes indican que los fragmentos metamórficos han cristalizado en presencia de un fundido, es decir, durante un proceso de fusión parcial o anatexia. Esto significa que dichos fragmentos no son extraños a la lava en la que están incluidos ("xenolitos") sino que están genéticamente relacionados con ella ("enclaves"). Las reacciones de producción de fundido dejan un resíduo refractario, es decir, resistente a la fusión, que es lo que se denomina *restita*, y como tales son interpretados los fragmentos de rocas metamórficas en las rocas volcánicas descritas. Cuando la producción de fundido es muy alta y éste migra a otras zonas de la corteza diferentes a donde se ha generado, las restitas son disgregadas y dispersas en las lavas y no siempre es evidente su conexión genética con el fundido que las transporta.

Los minerales refractarios de la anatexia, como la composición de las propias lavas (dacitas y andesitas), son diferentes dependiendo de la temperatura y de la presión a la cual tuvo lugar la fusión parcial. Esta podría ser una de los razones de que se encuentren diferentes tipos de enclaves o restitas en un mismo cuerpo volcánico, dependiendo del número de reacciones de producción de fundido que haya atravesado la roca original en el espacio P-T-tiempo.

Este mismo razonamiento es también válido a escala regional y es la causa de la heterogénea distribución de los tipos de enclaves entre las tres áreas geográficas anteriormente diferenciadas. Así, en lavas dacíticas del Hoyazo de Níjar son muy frecuentes los enclaves con sillimanita + granate + biotita, aunque aparecen algunos formados por espinela + cordierita esencialmente. En las dacitas de Mazarrón-Cartagena, la abundancia relativa de cada tipo de enclaves es parecida, incluso es algo mayor la de los enclaves de espinela + cordierita. En las andesitas Mar Menor muy pocas restitas contienen granate, la sillimanita es mucho más escasa y la biotita ha desaparecido casi completamente como respuesta a las reacciones progresivas de producción de fundido, de las cuales estos tres minerales, sillimanita, granate y biotita, son los participantes esenciales.

Además, la presencia de ortopiroxeno en las restitas, casi exclusiva del área volcánica del Mar Menor, junto con la mayor abundancia de vidrio en ellas, sugiere que en esta zona del complejo volcánico se alcanzó mayor temperatura de fusión, y/o ésta se produjo a menor presión. Por esta razón, se han generado líquidos diferentes (andesitas piroxénicas) en equilibrio con residuos de composición mineralógica diferente (más ricos en piroxeno y plagioclasa). No obstante, y habida cuenta de las diferencias texturales y de la composición mineralógica y química de los distintos tipos de restitas, es también posible que el protolito original de los enclaves del área del Mar Menor fuese diferente.

La salida a la superficie de los fundidos generados con su carga de restitas no es un hecho común en la naturaleza. Muchos de estos fundidos anatécticos cristalizan en profundidad junto con sus restitas (migmatitas), o bien son digeridas por el magma cuando éste permanece

mucho tiempo en la corteza antes de su salida a la superficie. El hecho de que en las rocas volcánicas calcoalcalinas estudiadas permanezcan tal cantidad de restitas no asimiladas, hace de estas rocas un *caso único en el mundo y un laboratorio experimental natural* para el estudio de los procesos corticales de fusión parcial y de generación de granitos. De ahí el interés que se ha producido recientemente en la comunidad científica internacional sobre estas rocas, como demuestra el hecho del elevado número de publicaciones en los últimos años (ver referencias) y de la inclusión del estudio de estas rocas como objetivo de proyectos internacionales multidisciplinares (p.e. EUROMARGIN promovido por la European Science Fundation).

5.1.7. Descripción en los afloramientos

Los enclaves se encuentran como fragmentos de pequeño tamaño (máximo de 10 cm), compactos y de grano fino.

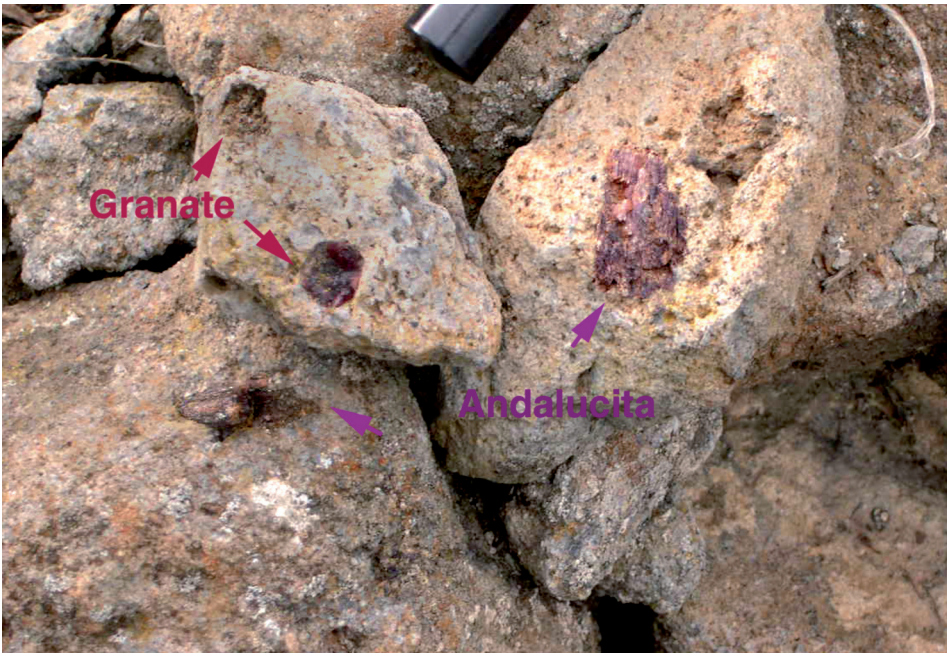


Figura 5.9. Xenocristales de granate y andalucita con inclusiones de grafito (zonas de color negro) en las andesitas del Cerro de Calnegre (700150, 4171300)

El volumen de material restítico, calculado aproximadamente, oscila entre el 5-10%.

El color es, en general, muy oscuro por la abundancia de grafito, o con tonos azulados debido a la presencia de abundante cordierita que llega a constituir el 60% de algunas restitas.

La foliación, cuando existe, está poco marcada y solo se aprecian algunas bandas discontinuas de sillimanita (generalmente fibrolita), grafito e ilmenita. En muy pocos afloramientos se han podido encontrar enclaves de porfiroblastos de granate o xenocristales de este mineral en las lavas, como el que se muestra en la figura 5.9.

La andalucita es más abundantes que en ninguna otra parte del complejo volcánico calcoalcalino rico en K. Se encuentran en todos los afloramientos formando parte de los enclaves o como xenocristales aislados en las lavas en todos los cuerpos volcánicos del Mar Menor. Son de color rosa (Fig. 5.9), salvo cuando están muy transformados a sillimanita, en cuyo caso son de color blanco. En muchas ocasiones muestra un borde de reacción de color verde oscuro constituido por espinela. Este último mineral es fácilmente reconocible en la muestra de mano por el tamaño (de entre 2-3 mm de media), idiomorfismo y el color negro de sus cristales.

Otro tipo de enclaves, los constituidos casi exclusivamente por cordierita + cuarzo, son muy escasos en el Mar Menor, a diferencia del resto de las área donde existe representación de este mismo tipo vulcanismo (Hoyazo de Níjar o Mazarrón). Solamente dos fragmentos de este tipo han sido reconocidos. Se identifican fácilmente en los afloramientos por el llamativo color azul de la cordierita y por su textura, muy semejante a la de las simplectíticas.

5.1.8. Descripcion petrográfica

Los enclaves del conjunto de los cuerpos volcánicos están formados por *cordierita + espinela + plagioclasa* como minerales mayoritarios, además de andalucita, sillimanita, ortopiroxeno, y, en ocasiones, granate y feldespato potásico. Como minerales accesorios siempre están presentes grafito, ilmenita, circón, apatito y monacita.

Como norma general, la biotita ha sido completamente consumida en las reacciones de producción de fundido así como la fibrolita (la variedad fibrosa de la sillimanita), que en estos cuerpos volcánicos es mucho más escasa.

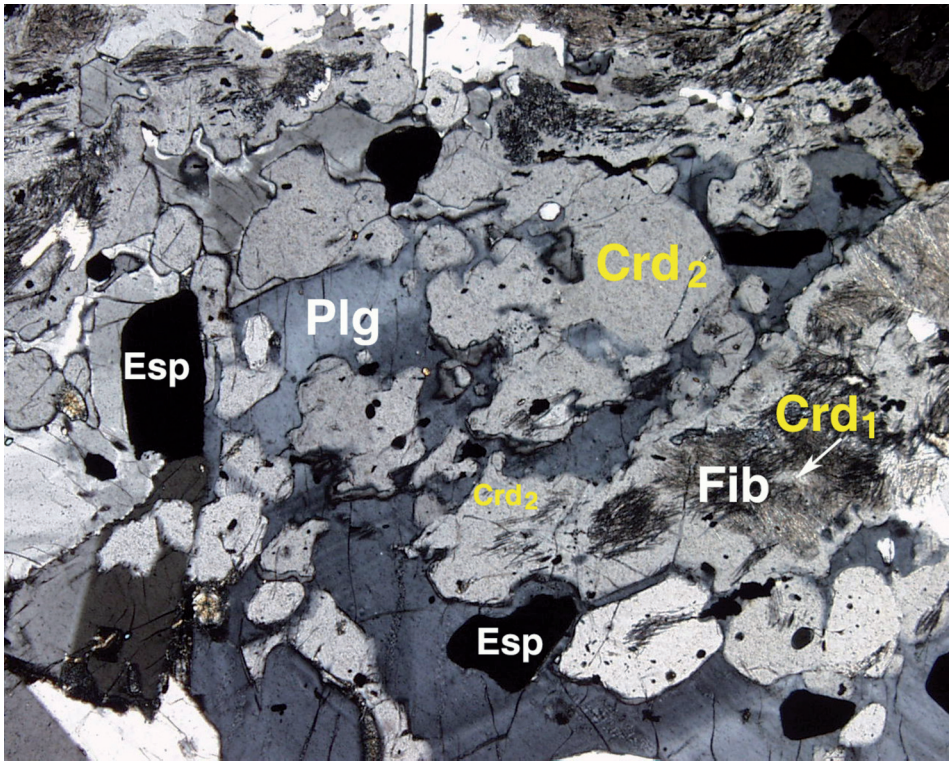


Figura 5.10. Cordierita, con inclusiones orientadas de fibrolita en el centro de los cristales (Crd1) y con un borde libre de ellas (Cdr2), corroída por plagioclasa intersticial (Plg). Cristales idiomorfos de espinela (Esp) en contacto con ambos minerales

La *cordierita* es el mineral mayoritario de los enclaves y se presenta en diferentes aspectos texturales debido su neoformación en casi todas las etapas de evolución metamórfica y magmática de la roca. Los cristales más antiguos son anhédricos, alargados y con numerosas inclusiones de fibrolita, grafito e ilmenita, gracias a las cuales se pueden aún reconocer los relictos de la foliación preexistente (Crd_1, Fig. 5.10). Una nueva etapa de formación de cordierita da lugar un borde anhédrico sin las inclusiones contenidas en los núcleos de los cristales (Crd_2, Fig.5.10). Ambos tipos están parcialmente reabsorbidos por plagioclasa (Plg, Fig. 5.10) y en ocasiones engloban fragmentos de grandes cristales de andalucita o sus productos de alteración (espinela, sillimanita, plagioclasa) que han sido total o parcialmente transformados por ella.

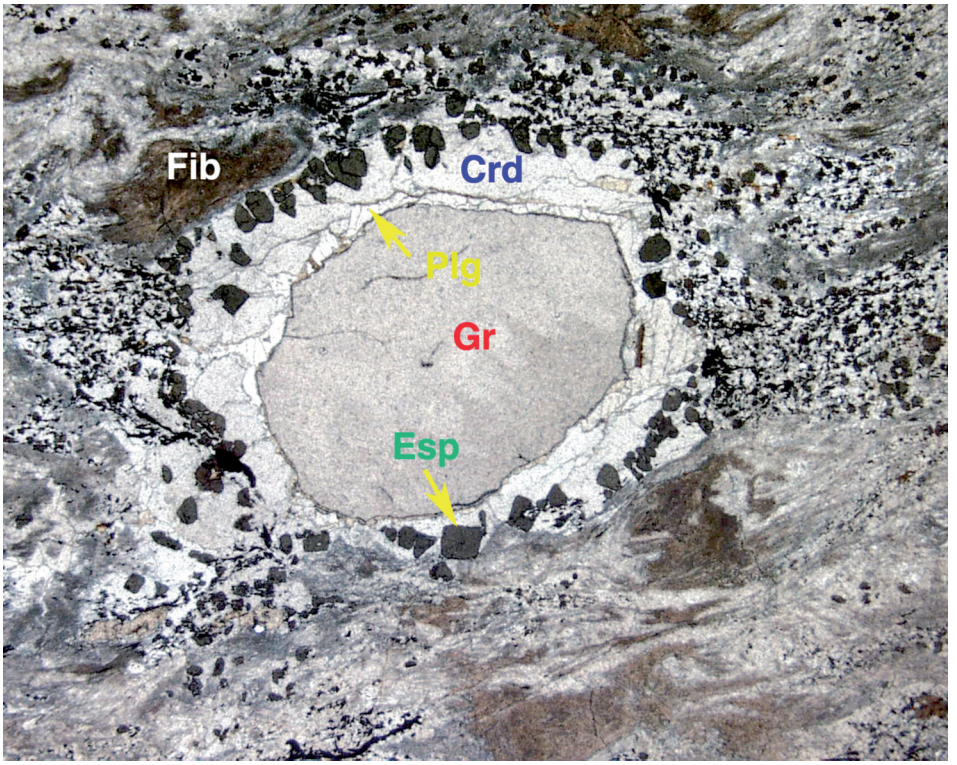


Figura 5.11. Porfiroblasto de granate reabsorbido por una corona de espinela y cordierita. Obsérvese la falta de fibrolita en la corona

En este tipo de enclaves la *plagioclasa* es un mineral muy tardío como indica el hecho de que se encuentra formando parte, sola o con vidrio volcánico, de los bordes de reabsorción de andalucita, granate, cordierita y, ocasionalmente, feldespato potásico. En otros casos, se encuentra como cristales euhédricos o hipeuhédricos con abundantes inclusiones de vidrio fresco o sus productos de alteración y con una película de vidrio interseptal generalmente alterado. En cualquiera de los casos está fuertemente zonada, no tienen orientación preferencial y aparecen en bandas irregulares, rellenando fisuras, formando las coronas que rodean los cristales euhédricos de espinela, los halos de presión de los granates y es muy frecuentemente intersticial de los grandes porfiroblastos de cordierita, a los cuales sustituye, o bien forma agregados simplectíticos con ella.

En numerosos enclaves se encuentra asociada a cristales euhédricos de ortopiroxeno, cordierita y vidrio interseptal alterado, formando agregados microgranulares. Estos agregados probablemente representan cristalización en condiciones plutónicas de la misma lava andesí-

tica en la cual se encuentran englobados. Los *granates* se encuentran muy esporádicamente en aquellas muestras con menor tasa de fusión parcial. Forman cristales de 0.5-1.5 mm de diámetro, euhédricos y limpios, que están parcial o totalmente reabsorbidos por cordierita y espinela (Fig. 5.11).

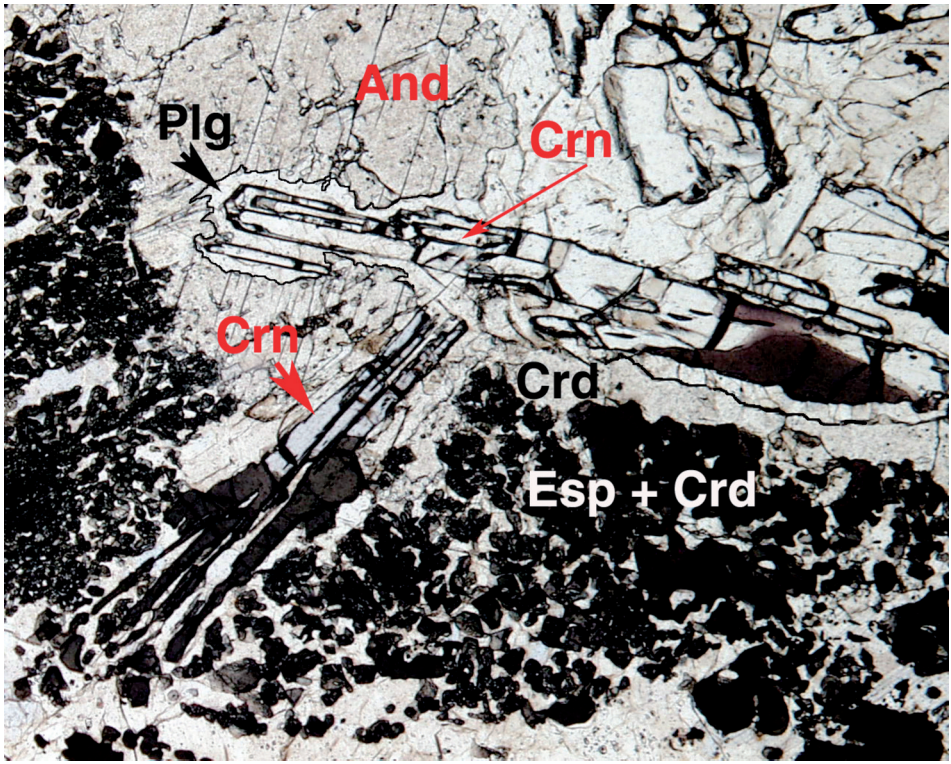


Figura 5.12. Cristales de corindón rodeados de una corona de Plag + Crd procedentes de la transformación de antiguos cristales de andalucita. Obsérvese el reemplazamiento pseudomórfico de corindón por espinela

La generación más antigua de espinela se reconoce por los cristales de hábito anhédrico, alargado e intercrecidos con fibrolita. Contienen numerosas inclusiones que definen una orientación semejante a la de la matriz. Además, en una fase más tardía, se forma una textura muy característica de estas rocas que consiste en cristales de espinela, con inclusiones de ilmenita y vidrio fresco, y una corona de plagioclasa feldespato potásico o cordierita. El hábito euhédrico de la espinela indica que estos minerales han cristalizado conjuntamente a expensas de la fibrolita de la matriz.

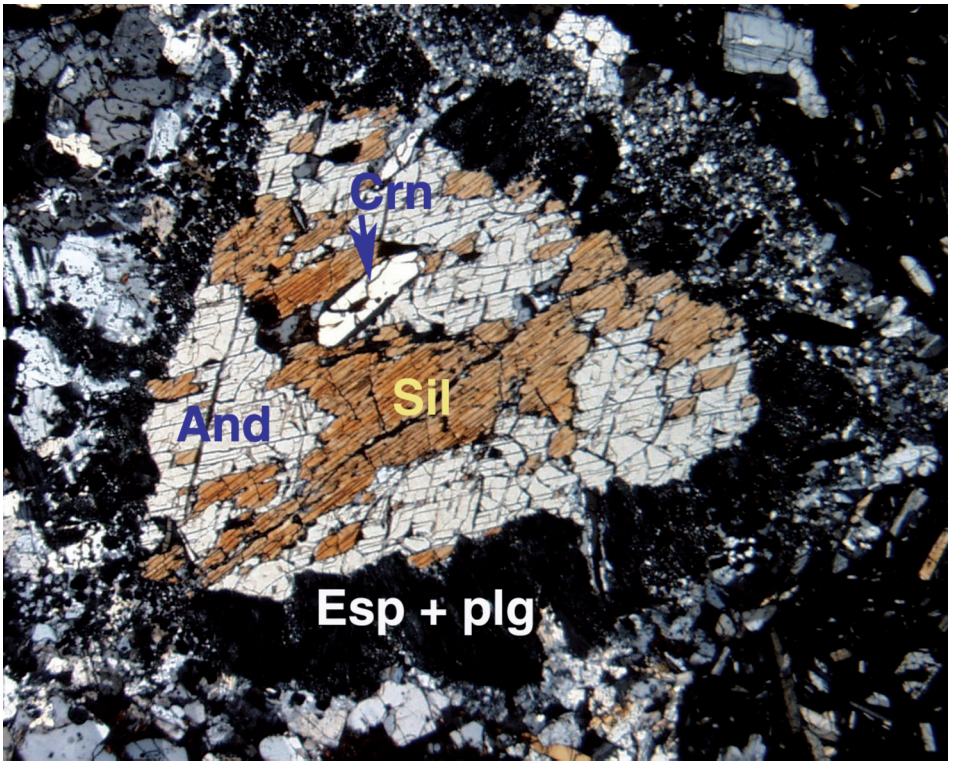


Figura 5.13. Porfiroblasto de andalucita parcialmente pseudomofizado por sillimanita y corindón y rodeado de un agregado simplectítico de espinela + plagioclasa

El ortopiroxeno forma cristales intersticiales en la matriz restítica generalmente asociado con plagioclasa con abundantes inclusiones de vidrio alterado.

En cualquiera de los tipos de enclaves, así como en la lavas, son muy abundantes los cristales euhédricos de *andalucita*. Al microscopio, se pueden distinguir hasta cuatro coronas diferentes y concéntricas producidas por la reabsorción de la andalucita. La más evidente es la formada por un agregado simplectítico de espinela, corindón y plagioclasa (Figs. 5.12 y 5.13). El resto de las coronas que la separan de la matriz están formadas por plagioclasa y cordierita.

Además de las coronas de reabsorción descritas, los cristales de andalucita están siempre transformados, en mayor o menor medida, por *sillimanita*. En muchos casos la pseudomorfosis es completa, conservando la sillimanita las inclusiones y la forma de los antiguos porfiroblastos de andalucita. La sillimanita se encuentra dentro de la andalucita con diferentes orientaciones (Fig. 5.14), lo que indica que el reemplazamiento de la andalucita ha tenido

lugar en varias etapas, algunas de ellas debió tener lugar incluso antes de la fragmentación de la roca y su incorporación como enclaves a la lava (CESARE *et al.*, 2002).

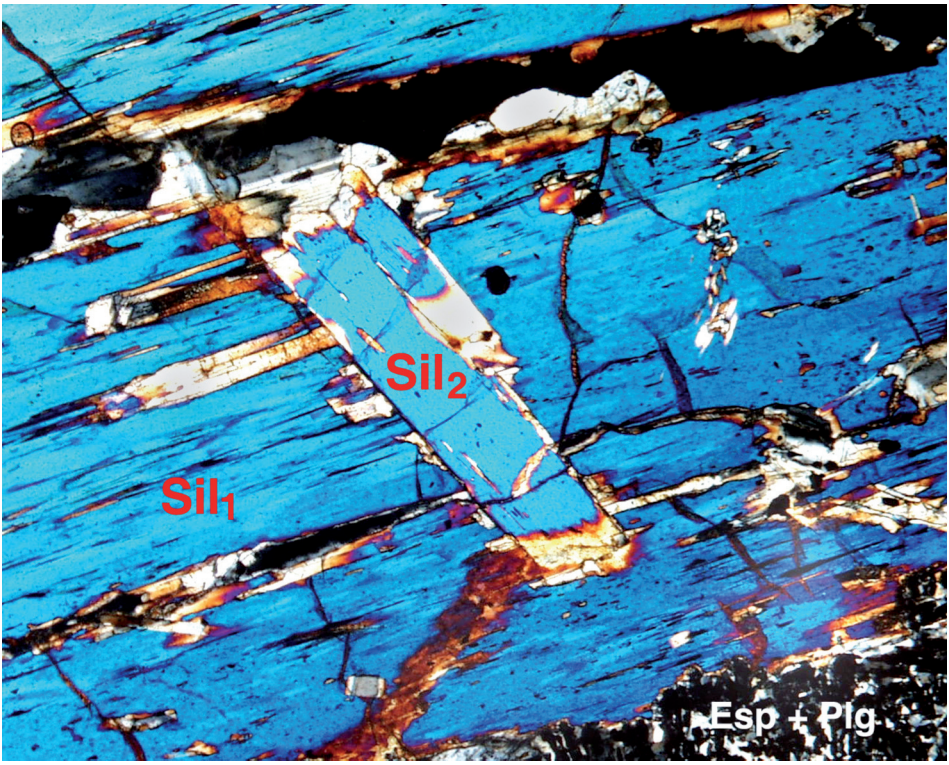


Figura 5.14. Gran porfiroblasto de andalucita (3.5 cm) remplazado por dos generaciones de sillimanita, una topotáctica (Sil1) y otra transversa a la longitud mayor del cristal (Sil2). En la parte inferior derecha se aprecia el agregado simplectítico típico del borde de la andalucita

5.1.9. Química mineral y relaciones de fase

Los minerales ferromagnesianos de los enclaves muestran pocas variaciones químicas tanto en una misma muestra como entre muestras diferentes. En todos ellos se observa una disminución del X_{Mg} [Mg-/(Fe^{2+}+Mg)] del centro al borde de los cristales, lo que refleja el aumento de temperatura del metamorfismo durante su crecimiento (Fig. 5.15). El contenido más alto en Fe^{2+} corresponde a los mismos minerales analizados en las lavas que contienen a los enclaves (cordierita, ortopiroxeno).

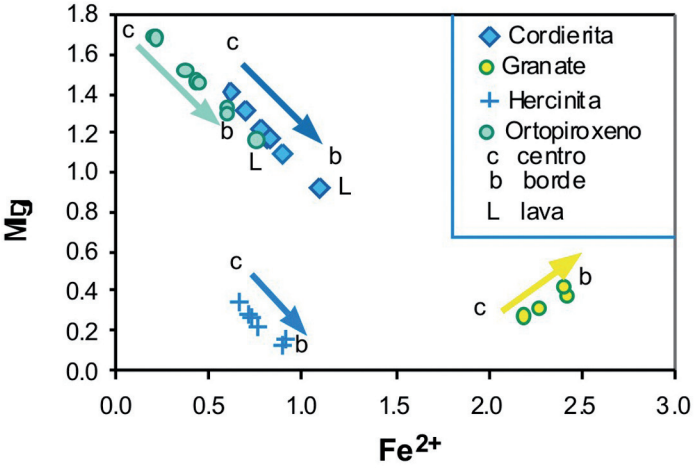


Figura 5.15. Variaciones composicionales de los minerales ferro-magnesianos en las restitas. Se aprecia un aumento del contenido en Fe2 (y Mg en el caso del granate) en todos los ellos

La Figura 5.16 muestra las relaciones de fases. La reacción (2) se puede reconocer texturalmente por la formación de coronas de cordierita y espinela alrededor de cristales de granate mientras que la reacción (3) da lugar a los cristales de espinela idiomorfa con corona de cordierita a expensas de la biotita y la fibrolita de la matriz. La biotita, gran parte de la sillimanita y la cordierita se consumen en la reacción (4) para producir ortopiroxeno, espinela, plagioclasa y fundido que son, por otra parte, los minerales que forman los fenocristales de la lava y los agregados microgranulares, interpretados como fundido cristalizado en condiciones plutónicas. Las condiciones de metamorfismo de los dos puntos extremos de la trayectoria marcados con dos estrellas son 3.5 Kb a 825ºC y 2.5 Kb a 900ºC (ÁLVAREZ-VALERO, 2005) entre los distintos minerales y su variación con el metamorfismo progresivo.

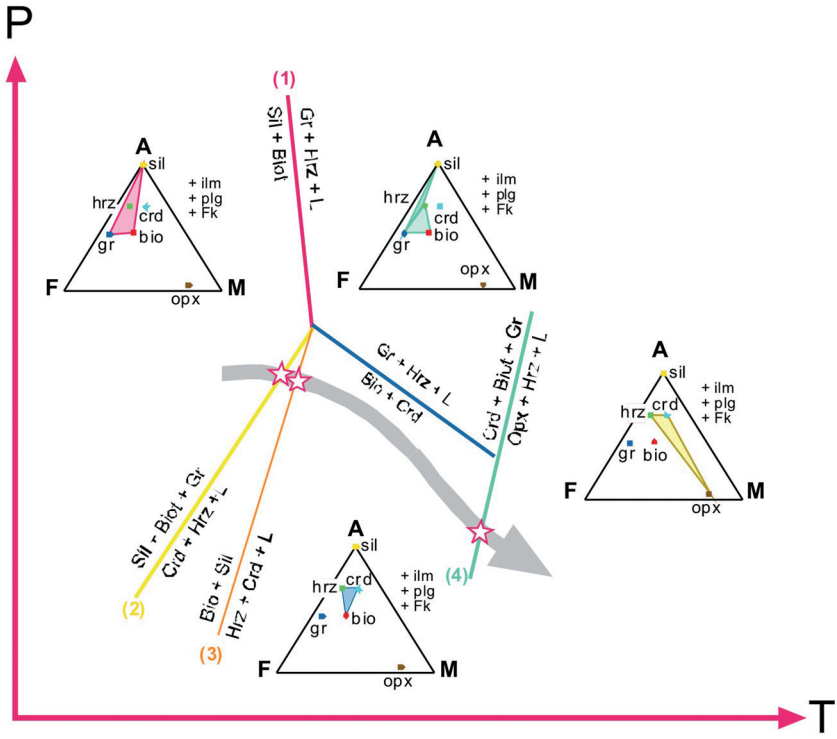


Figura 5.16. Posible trayectoria P-T deducida a partir de las relaciones de fases de los minerales de los enclaves. Se han representado además las reacciones de producción de fundido (CARRINGTON y HARLEY,1995, CENKI et al., 2002, ALVAREZ-VALERO, 2005) identificadas en las restitas

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, cuarzoesquistos, cuarcitas y micaesquistos **(1)**

Composición mineralógica

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

Minerales accesorios: grafito, ilmenita, turmalina.

Descripción de las rocas

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

Los únicos *porfiroblastos* que se observan corresponden a cristales completamente pseudomorfizados que, teniendo en cuenta su hábito, pudieron haber sido granate y cloritoide. Los porfiroblastos del primer tipo (posible *granate*), aparecen como cristales xenomorfos redondeados (de hasta 1,5 mm) y textura poiquiloblástica, con numerosas inclusiones de cuarzo y, sólo muy raramente, de cristales prismáticos del segundo tipo de pseudomorfo. Están pseudomorfizados por oxicloritas. Las relaciones texturales con respecto a la foliación principal (sombras de presión, continuidad de la foliación dentro y fuera de los granos) indican su carácter pre- a sincinemático. El segundo tipo de pseudomorfos (posible *cloritoide*) se encuentra como cristales subidiomorfos prismáticos totalmente reemplazados por un agregado translúcido de color muy oscuro. Su disposición es claramente precinemática con respecto a la foliación, tal y como lo indican las sombras de presión que han generado. En ocasiones aparecen rotados hasta disponerse con una orientación paralela a la de la foliación.

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 *oxiclorita* 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 *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 azul oscuros con granates; cuarzoesquistos **(2)**

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. Anfibolitas y esquistos anfibólicos **(3)**

Composición mineralógica

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

Descripción de las rocas

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

El *anfíbol* más común, con fuerte pleocroismo en tonos verdes o verde-azulados, aparece como grandes 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 anfibolitas. Aparece como pequeños cristales subidiomorfos con hábito prismático o en forma de barril que pueden dar lugar a agregados con cierta orientación preferente. En algunas muestras la epidota aparece en forma de agregados masivos irregulares o con hábito tabular o prismático que han reemplazado total o parcialmente a cristales previos de plagioclasa.

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

Las micas sólo se encuentran en las anfibolitas de algunos afloramientos. 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 120º. Esta disposición refleja las antiguas líneas de exfoliación del anfíbol ígneo del cual proceden, y que sirvieron como superficies de exsolución del titanio.

5.2.1.2.3. Esquistos azulados, cuarzoesquistos y cuarcitas de tonos beiges claros **(4)**

Composición mineralógica

Minerales principales: cuarzo, mica incolora, clorita.
Minerales accesorios: epidota, minerales opacos, turmalina, apatito.

Descripción de las rocas

Los niveles más pelíticos de esta formación son micaesquistos sin grafito. 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 que define esquistosidad (textura lepidoblástica). Los cristales de los minerales opacos, epidota y turmalina también 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.

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

5.2.1.2.4. Mármoles **(5)**

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 Llano del Beal, 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, seria 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 grauwacas con intercalación de rocas carbonatadas de la Unidad 11 son depósitos de plataforma con dominio de tormentas y posiblemente puedan ser correlacionables con los depósitos de la Formación Almogía HERBIG, H. G., (1983), atribuidos regionalmente al Carbonífero Inferior, sobre los que se tienen los depositos 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 mas extensos, en estas series pretriásicas, se evidencian un plegamiento suave y poco penetrativo sin desarrollo de estructuras menores y unos pliegues de gran radio (plurikilométricos) con una fuerte asimetría y vergencia sur.

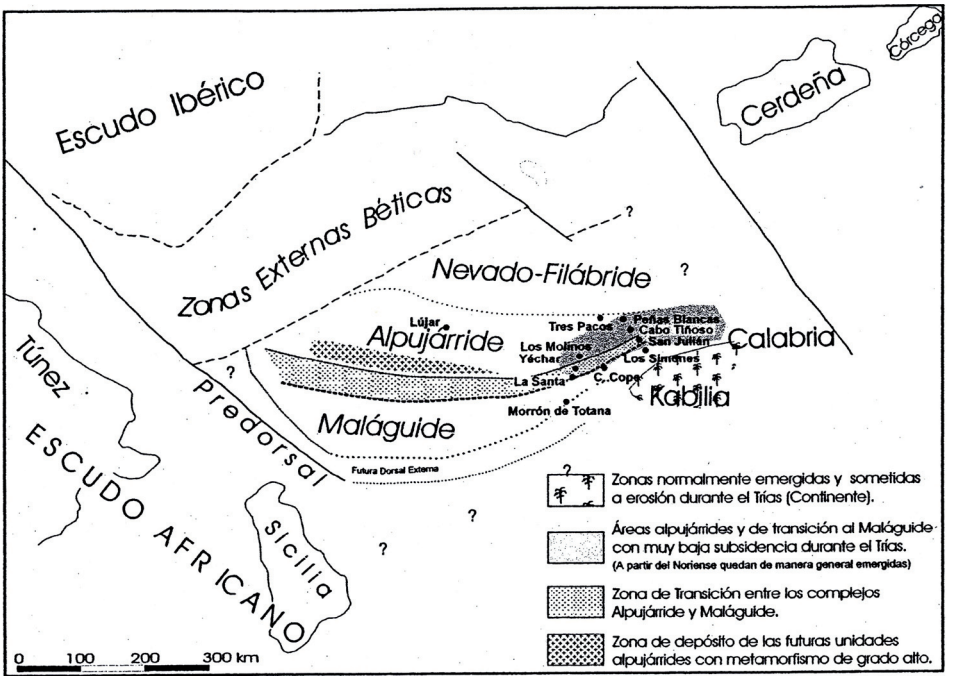


Fig. 6.1. Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCÍA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano *et al.*, (2001)

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

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

Una posible situación de partida a finales del Pérmico es la de la Figura 6.1 GARCÍA TORTOSA F J., (2002), donde se propone un nuevo modelo paleogeográfico en el que se sitúan los diferentes dominios del sector occidental del Tethys. Una de las diferencias principales con las propuestas anteriores, es la situación de la Dorsal externa respecto al Maláguide, así como el acuñamiento hacia el este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabílide 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 cual 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 instaura 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 transito 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 reestructuracion 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 un 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 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 seria 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 facies 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 Atlantico.

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 mas 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 Oligo-

ceno: 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 Barremense-Albense Inferior es un complejo ciclo expansivo hacia el borde de cuenca: potentes series en facies urgonianas se depositaron en las áreas externas del Prebético, mientras que en las internas lo hicieron secuencias de somerización progradantes hacia el interior de la cuenca; en las áreas internas del dominio Subbético hay muy poca (o ninguna)

sedimentación, pero en el resto se acumularon desde potentes series de turbiditas terrígenas (F. Cerrajón) a ritmitas calcáreas y, localmente, facies euxínicas.

Entretanto, la posición relativa de África e Iberia cambió de forma notable desde el Lías hasta el Aptiense: ambas se desplazaron hacia el E, pero a diferentes distancias: 1.500 km el 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 mas 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 mas conocido de mineralización sinsedimentaria de fosfatos en aquellos depósitos bioconstruidos].

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

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

Como consecuencia del levantamiento tectónico de la plataforma, la sedimentación marina quedó bastante restringida durante el Eoceno y Oligoceno, de forma que la línea de costa

coincidía con el paleotalud continental. En general, los depósitos de este periodo son margas y calizas pelágicas con intercalaciones de turbiditas y otros depósitos gravitacionales, evolucionando a depósitos turbidíticos, detríticos y siliciclásticos en la mayoría de las áreas.

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

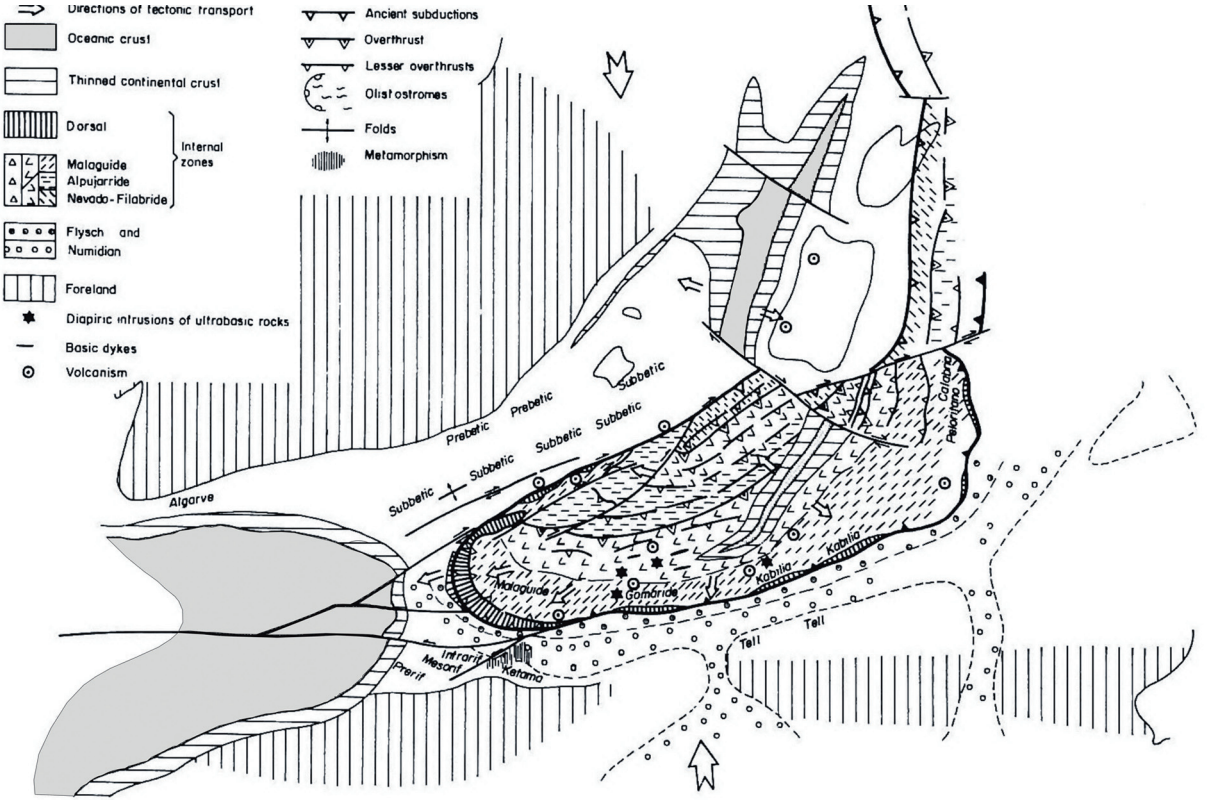


Figura 6.2. Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO *et al.*, 1990

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 sinmetaformórficas en condiciones dúctiles.

La fracturación distensiva subsecuente durante el Oligoceno superior–Aquitaniense basal (25-23 M.a), se correlaciona con el rifting de la Cuenca de Valencia y la Provenza. En numerosas áreas del Prebético, la ruptura parcial de la cobertera sedimentaria desencadenó el diapirismo de las masas evaporíticas del Triásico, que perforaron el suprayacente a favor de fracturas normales subverticales.

En este tiempo continuo 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 solo a las Z.I.B, sino también a gran parte de las Z.E.B hacia el Oeste.

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 transformo en un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Desde este momento, ambas zonas funcionaran 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 está área de estudio este hecho se traduce en subcabalgamientos de las Z.E.B sobre las Z.I.B, con expulsiones de pequeños testigo de estas sobre aquellas.

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

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

A partir del 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, determino 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 solo 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 solo 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.

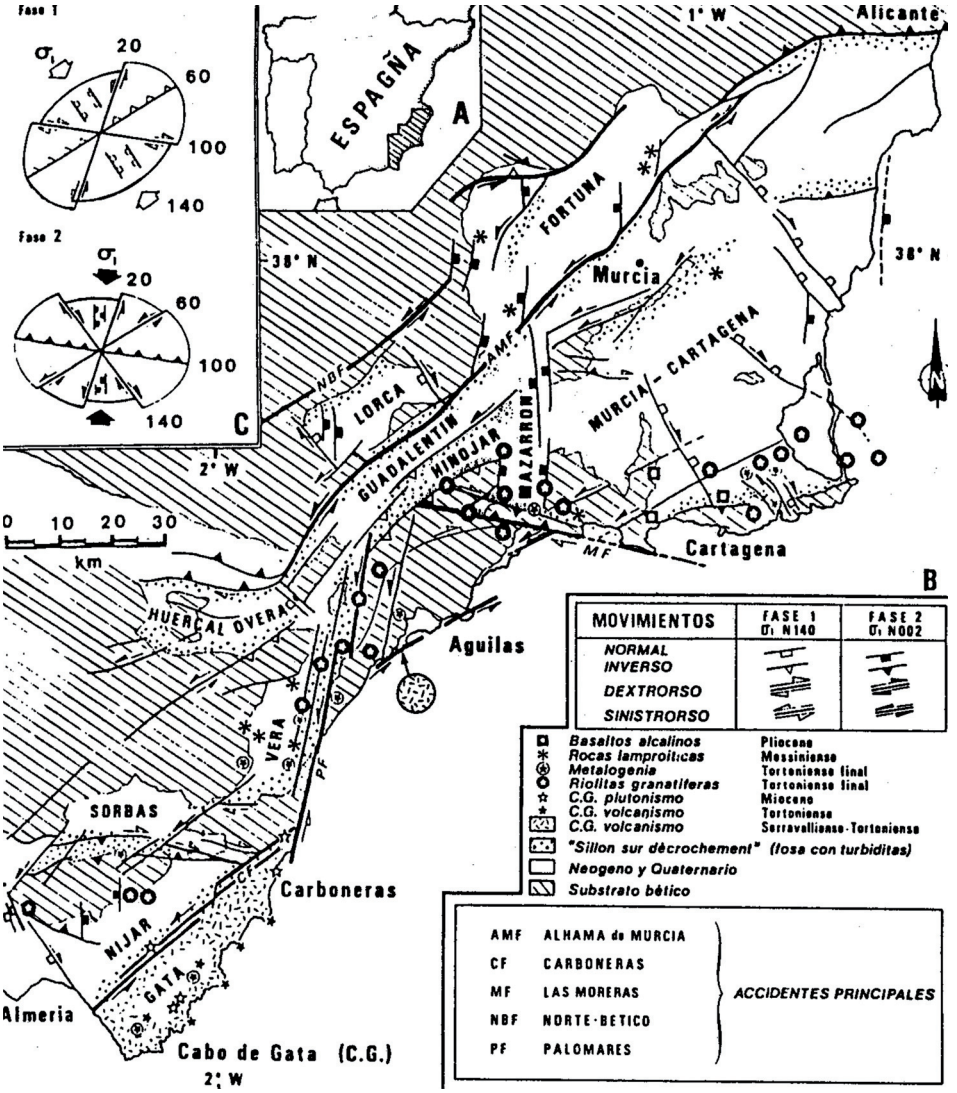


Fig. 6.3. Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.*, 1988

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

7. **GEOLOGÍA ECONÓMICA**

Son muy numerosos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, especialmente en lo que se refiere a minerales metálicos.

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Llano del Beal son 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 (indicio Nº 296).De hierro (Fe) con morfología estratiforme (indicios Nºs 280, 284, 287, 288, 291, 292, 293, 294, 295). De plomo-zinc (Pb-Zn) con morfología filoniana (indicios Nºs 282, 283, 285, 286, 289, 297,298). De plomo-zinc (Pb-Zn) con morfología estratoligada (indicios Nºs 277, 278, 279, 281, 290).

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

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

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

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 mineralizaciones 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.

IND Nº	SUST	HOJA	CX	CY	PROV	DENOMINACION	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
1	Pb-Zn-Fe-Mn	978	689800	4167200	Murcia	MINA 2ª PRIMAVERA y otras. Llano del Beal. Cartagena	Lentejonar (Filoniana)	Hematites, óxidos de manganeso, siderita, smithsonita, esfalerita, galena, pirita	Calizas. Triásico. Alpujárride	Estratoligado (1º Manto). Localmente, venas y filoncillos en las calizas
2	Pb-Zn-Fe	978	689900	4165650	Murcia	CANTERA EMILIA y otras. Collado de Don Juan. Cartagena	Lentejonar-Estratiforme	Galena, esfalerita, pirita, siderita, hematites, marcasita, pirrotina, magnetita, goetita, óxidos de manganeso, smithsonita, cerusita, anglesita, jarosita, cuarzo, greenalita, anhidrita, yeso, minerales arcillosos	Mármoles (Nevado-Fibrálide). Calizas, doleritas (Alpujárride)	Estratoligado (1º y 2º mantos): masa tabulares de reemplazamiento en calizas. Potencias de hasta 70 m
3	Pb-Zn-Fe	978	690000	4164750	Murcia	CANTERA TOMASA y otras. Sancti Spiritus. La Unión-Cartagena	Lentejonar-Estratiforme	Galena, esfalerita, pirita, siderita, hematites, marcasita, pirrotina, magnetita, goetita, óxidos de manganeso, smithsonita, cerusita, anglesita, jarosita, greenalita, anhidrita, yeso, minerales arcillosos	Mármoles (Nevado-Filábride). Calizas doleritas (Alpujárride9	Estratoligado (1º y 2º mantos): masa tabulares de reemplazamiento en calizas. Potencias de hasta 70 m
4	Fe-Mn-(Pb)	978	690150	4163400	Murcia	MINA SAN LÁZARO y otras. Rambla de la Boltada. Cartagena-La Unión	Estratiforme (?) (Filoniana)	Hematites, óxidos de manganeso, galena, esfalerita, pirita	Calizas. Triásico. Alpujárride	Estratoligado: masas irregulares de Fe-Mn en calizas alpujárrides. Filoniano: venas y filoncillos de sulfuros en esquistos (Nevado-Filábrides?)
5	Pb-Zn-Fe-Mn	978	690200	4166250	Murcia	MINA OCASION y otras. Cabezo de Don Juan. Cartagena	Lentejonar-Estratiforme (Filoniana)	Hematites, óxidos de manganeso, siderita, smithsonita, galena, esfalerita, pirita	Calizas. Triásico. Alpujárride	Estratoligado (1º Manto). Localmente, venas y filoncillos en las calizas
6	Pb-Zn	978	690700	4164150	Murcia	MINA SECRETARIA y otras. Peña del Aguila. La Unión-Cartagena	Filoniana N120-150	Galena, esfalerita, pirita	Micaesquistos, mármoles, anfibolitas, gneises. Paleozoico y permotriásico. Nevado-Filábride (no aflorantes)	Localmente, diseminaciones en los mármoles
7	Pb-Zn	978	691000	4165860	Murcia	MINA DEL BUEN CONSEJO y otras. Sur de Llano del Beal. Cartagena	Filonianan N165/45SW. Lentejonar (Estratiforme)	Galena, esfalerita, pirita, pirrotina, marcasita, siderita, smithsonita, cerusita, cuarzo	Esquistos, cuarcitas, filitas (Alpujárride). Esquistos (Nevado-Filábride). Sedimentos detríticos (Mioceno)	Estratoligado (1º Manto), en Alpujárride, de hasta 20 m de potencia. Filoniana: varios filones (aproximadamente 1 m de potencia). Diseminación en sedimentos miocenos.
8	Fe-Mn-Zn-(Pb)	978	691100	4167000	Murcia	MINA POBRECITA y otras. Llano del Beal. Cartagena	Estratiforme	Hematites, óxidos de manganeso, siderita, smithsonita, cerusita, esfalerita, galena, pirita	Calizas. Triásico. Alpujárride	Estratoligado (1º Manto)
9	Pb-Zn-Fe-Mn	978	691200	4163200	Murcia	MINA HUMBOLD y otras. SE Peña del Aguila. Cartagena	Filoniana N120-150. Estratiforme-Lentejonar	Galena, esfalerita, pirita, hematites, óxidos de manganeso	Nevado-Filábride: micaesquistos, mármoles, anfobolitas, gneises. Alpujárride: calizas	Filones (10-50 cm de potencia) de sulfuros. Masas irregulares de óxidos de hierro en las calizas

IND Nº	SUST	HOJA	CX	CY	PROV	DENOMINACION	MORFOLOGIA	MINERALOGIA	ROCA ENCAJANTE	OTROS DATOS
10	Pb-Zn	978	691200	4165200	Murcia	MINA JULIO CÉSAR t itras, Cabezos Pilica y Estpepar. Cartagena	Filoniana N125/30-65SW (Lentejonar)	Galena, esfalerita, smithsonita, pirita, pirrotina, marcasita, estannina, siderita, cerusita, cuarzo	Nevado-Filábride: esquistos. Alpujárride: esquistos, cuarcitas, calizas y doleritas	Estratoligado (1º Manto)
11	Fe-Mn-(Pb-Zn)	978	691760	4167860	Murcia	MINA VICTORIA y otras. Cabezo de San Ginés. Cartagena	Estratiforme-Lentejonar N180; NW-SE (Filoniana)	Hematites, óxidos de manganeso, galena, esfalerita, pirita, baritina, yeso	Calizas. Triásico. Alpujárride	Estratoligado: masas de reemplazamientos irregulares, en las calizas; en profundidad, filones Pb-Zn
12	Fe-Mn	978	691800	4161800	Murcia	Monte de Las Cenizas. Cartagena	Estratiforme	Hematites, óxidos de manganeso	Mármoles. Nevado-Filábride	Diseminaciones en los mármoles
13	Zn-Pb	978	691900	4165850	Murcia	MINAS DE CARTES y otras. Barranco de Ponce. Cartagena	Filoniana N150-180 (Lentejonar)	Esfalerita, galena, pirita, marcasita, pirrotina, siderita, jarosita, alunita, yeso, anhidrita, minerales arcillosos, cuarzo	Nevado-Filábride: esquistos. Mioceno: areniscas, margas, conglomerados	Filones de hasta 5 m de potencia en esquistos y sedimentos miocenos. Impregnaciones en conglomerados
14	Pb-Zn-Fe-Mn	978	692500	4166750	Murcia	CANTERA LOS BLANCOS, etc. Cabezo del Ermitaño. Cartagena	Lentejonar (Filoniana)	Pirita, marcasita, galena, esfalerita, jarosita, pirrotina, calcopirita, greenockita, baritina, yeso, hallooysita, clorita, alunita	Esquistos, cuarcitas, mármoles (?). Permotriásico. Nevado-Filábride	Estratoligado (2º Manto): cuerpos tabulares irregulares. Localmente, venas y filoncillos
15	Fe-Mn-(Pb ?)	978	692800	4164600	Murcia	MINA PRECAVIDO y otras. NW de Atamaría. Cartagena	Desconocida	Hematites, óxidos de manganeso	Calizas (?). Triásico. Alpujárride	
16	Fe-Mn-(Pb)	978	692900	4165800	Murcia	MINA SUERTE y otras. Cabezo de Ponce. Cartagena	Lentejonar	Hematites, óxidos de manganeso, galena, esfalerita, pirita	Mármoles. Permotriásico. Nevado-Filábride	Masas irregulares de reemplazamiento en los mármoles
17	Fe-Mn	978	693000	4162600	Murcia	Sur Monte Las Cenizas. Cartagena-Portman	Irregular	Hematites, óxidos de manganeso	Mármoles. Permotriásico. Nevado-Filábride	Masas irregulares
18	Fe	978	689800	4164200	Murcia	Atamaria. Cartagena	Irregular	Hematites, óxidos de manganeso	Mármoles. Permotriásico. Nevado-Filábride	Masas irregulares
19	Fe-Mn	978	694000	4165800	Murcia	MINA MILAGRO y otras. Urbanización de Atamaría. Cartagena	Estratiforme (?)	Hematites, óxidos de manganeso	Calizas, dolomías. Triásico. Alpujárride	Bolsadas irregulares de reemplazamiento
20	Fe-Mn-(Pb-Zn)	978	697450	4165100	Murcia	NW de Cobaticas. Cartagena	Filoniana	Hematites, goetita, limonita, óxidos de manganeso, galena, esfalerita, pirita	Micaesquistos, mármoles. Permotriásico (?). Nevado-Filábride	Filones en contacto micaesquistos/mármoles
21	Pb-Ag-(FE-Mn)	978	700900	4165450	Murcia	MINA FERRUGINOSA y otras. El Atalayón. Cartagena	Filoniana N180 N065	Galena, hematites, óxidos de manganeso, siderita, esfalerita, pirita	Micaesquistos, cuarcitas. Paleozoico. Alpujárride	Dos sistemas de filones con potencias entre 0.5 y 5 m

Cuadro 7.1

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-RUÍZ *et al*.(1979), TORRES-RUÍZ (1980, 1983) y MARTÍN *et al*.(1982), en yacimientos similares en el sector central de la Cordillera (Alquife, Piletas, etc).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.

Es evidente que la relación de estas mineralizaciones con el volcanismo es, no solo 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.

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 Ladiniense 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 termino basal de "grainstone" oobioclásticas dolomitizadas (barras), un termino de calizas margosas muy bioturbadas ("lagoon") y un termino superior en calizas masivas con laminación de algas y eventuales signos de emersión a techo. Las mineralizaciones con morfología estratiforme se asientan en el transito entre los términos de capas dolomíticas a calizas laminadas.

Son frecuentes las removilizaciones tardías (sobre todo de fluorita) a fracturas, dando lugar a filones subverticales de espesor métrico y reducida continuidad lateral o 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 metalogenético es sinsedimentario y/o sindiagenético en ambientes de plataforma carbonatada poco profunda donde las manifestaciones ígneas penicontemporáneas (ofitas) pudieron aportar a la cuenca de sedimentación parte de los cationes. Los procesos posteriores de diagénesis, metamorfismo, circulación de fluidos hidrotermales y meteorización con los consiguientes efectos de aporte de nuevos componentes (epigenéticos), removilización de los singenéticos y alteración de unos y otros confluyen en este tipo de yacimientos estratoligados en rocas carbonatadas tipo Mississipi Valley STANTON (1980), EVANS (1980) o Alpino SANGSTER (1976).

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

Como pude 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).

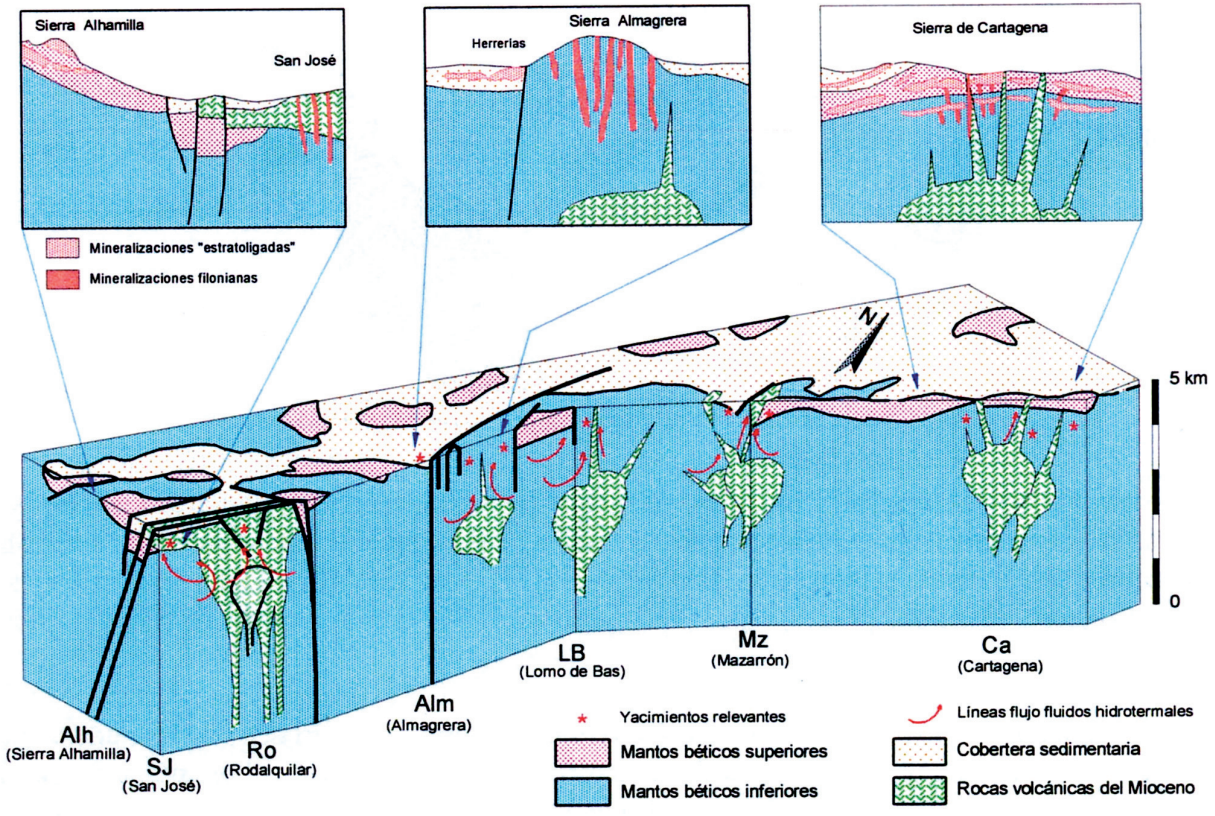


Fig. 7.1. Bloque diagrama esquemático de la corteza superior en el sureste de la Península mostrando la hipotética posición de los centros ígneos, la circulación de los fluidos hidrotermales y la posición de las mineralizaciones más representativas. RUÍZ MONTES, M. 2000 adaptada de ARRIBAS y ARRIBAS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

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) 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, 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 riodacitas, 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) Fig. 7.2, y, en este contexto, a diversos tipos de mineralizaciones polimetálicas.

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 la 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 lll, situada al SE de Brunita (hoja Nº 977), en donde la mineralización estaba rellenando fracturas y huecos de un carst, de posible origen hidrotermal, que se desarrollo 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 (indicio

Nº 289) 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 los 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, minnesoaita, magnetita, hematites, pirrotina, arsenopirita, estannina, pirita, marcasita, calcopirita, tetraedrita-tennantita, galena, esfalerita, boulangerita, bournonita, samseyita, y casiterita xiloide. Los minerales más frecuentas de la ganga son: cuarzo, (ocasionalmente jasperoideo y calcedonioso, a veces de la variedad amatista), siderita, calcita y baritina.

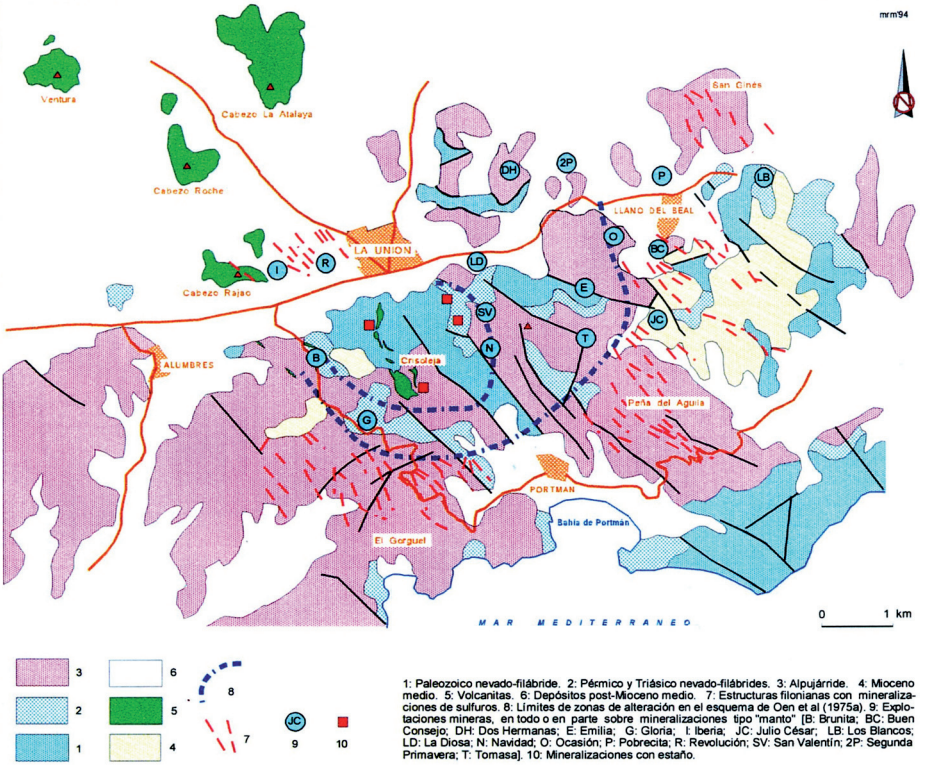


Fig. 7.2. Distrito minero de La Unión (Sierra de Cartagena): geología y mineralizaciones. Modificada por RUIZ MONTES, M. 2000 a partir de OEN *et al.*, (1975a) y de MANTECA, J.I. y OVEJERO, G. (1989)

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 solo 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 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), no se ha constatado la existencia de explotaciones industriales en dichos recursos.

La sal fue siempre una necesidad básica en la alimentación humana y como tal ha sido objeto de intercambios comerciales y hasta de conflictos armados en la lucha por su posesión. Desde muy antiguo se extraía sal en salinas del litoral murciano, por evaporación del agua del mar y hay datos que indican que también se hacia en salinas del interior. De buena parte de unas y otras solo quedan ruinas o simplemente han desaparecido. Los últimos datos disponibles indican que la Comunidad de Murcia es la quinta productora nacional con más de 120.000 toneladas sumadas las de manantial y la sal marina. En este último apartado se encuadran las Salinas de Marchamalo en el Mar Menor (701660; 4168113) y las Salinas de Calblanque (700127; 4164479), en el Parque Reginal de dicho nombre. Junto a las Salinas de San Pedro del Pinatar, situadas en la hoja colindante de San Javier, constituyen la mayor aportación al volumen total de sal marina de esta comunidad.

Las salinas de Cócolas, estuvieron ubicadas en la Manga del Mar Menor, pero fueron abandonadas y rellenas con materiales de las escombreras de las minas de la Unión y posteriormente urbanizadas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Llano del Beal 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 18ºC en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del Segura y 10ºC,o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

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

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

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

Según la clasificación climática de Köppen, el clima en la Hoja de Llano del Beal se incluiría dentro de las características del clima estepario seco (Geiger, 1970; López Gómez, 1987), con temperatura media anual en torno a 17ºC, precipitación media de 300 mm/año y una tasa de evapotranspiración potencial de 900 mm/año.

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, correspondientes a la Unidad Bética s.str. y Zonas Externas, correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

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

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

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

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

La DMA establece la masa de agua subterránea como unidad geográfica de referencia para muchas de las obligaciones especificadas en la Directiva, siendo el cumplimiento de los objetivos medioambientales, el control de la evolución del recurso y la adopción de medidas de protección y restauración exigencias aplicables a todas y cada una de las masas identificadas como tales por los Estados miembros. La identificación y delimitación de las masas es por ello un elemento determinante de la gestión futura de las aguas y forma parte de las obligaciones establecidas en el artículo 5 de la Directiva.

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

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm^3/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 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 hm^3/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm^3/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), en una situación hidrológica media y contando con los 600 hm^3/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm^3/año. Del total del déficit, 250 hm^3/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, 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 7.2. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativos.

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.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORXUTM	COORYUTM	COTA	NOMBRE_MUN	DES_NAT	PROF	DESCRIPCION UTILIZACION
2839	1	0033	30	695908	4167617	20	CARTAGENA	POZO	28	DESCONOCIDO
2839	1	0001	30	690161	4168193	55	CARTAGENA	SONDEO	150	AGRICULTURA
2839	1	0002	30	690637	4168364	50	CARTAGENA	SONDEO	176	AGRICULTURA
2839	1	0009	30	690061	4168219	55	CARTAGENA	SONDEO	208	AGRICULTURA
2839	1	0034	30	691520	4163004	60	CARTAGENA	SONDEO	196	AGRICULTURA
2839	1	0037	30	693553	4167748	45	CARTAGENA	SONDEO	277	NO SE UTILIZA
2839	2	0004	30	698172	4166296	64	CARTAGENA	SONDEO	218	ABASTECIMIENTO URBANO
2839	2	0005	30	698224	4166496	40	CARTAGENA	SONDEO	210	DESCONOCIDO
2839	2	0006	30	698224	4166496	40	CARTAGENA	SONDEO	210	DESCONOCIDO
2839	2	0010	30	698324	4166520	40	CARTAGENA	SONDEO	210	DESCONOCIDO

Cuadro 7.2. Selección de Puntos de Agua

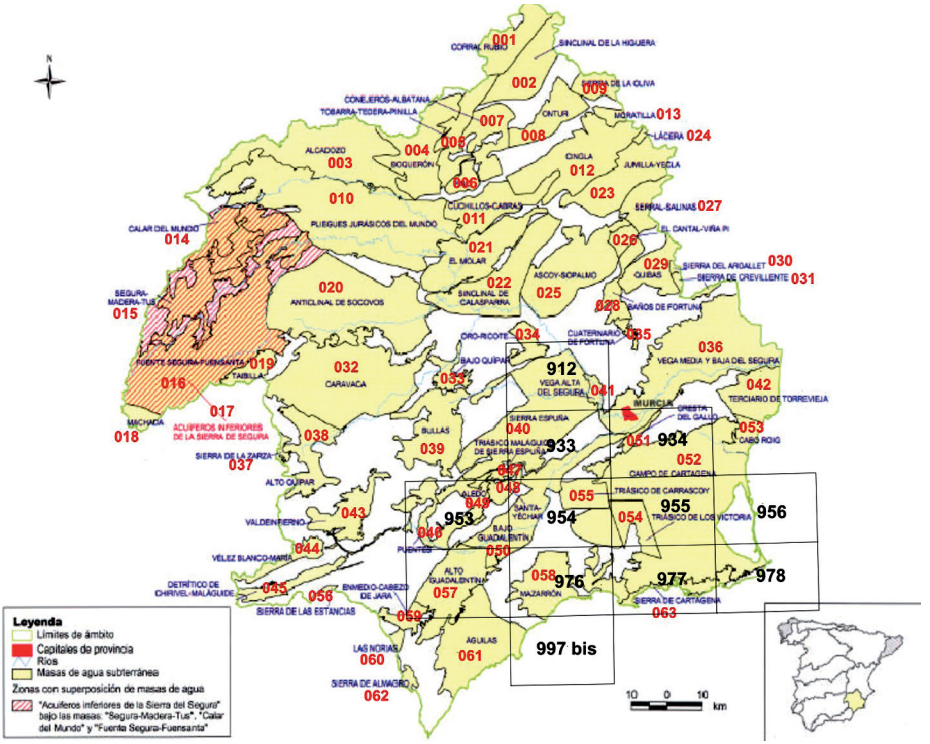


Fig. 7.3. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

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

070.052.- Campo de Cartagena (U. H. 07.31.- Campo de Cartagena)
070.063.- Sierra de Cartagena (U. H. 07.51.- Sierra de Cartagena)

En ambos casos la representatividad es mínima, pues únicamente aparece la terminación oriental de la Sierra de Cartagena y el extremo suroriental del Campo de Cartagena.

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 oriental, 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 se 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 km^2, 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 del Plioceno superior, 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.

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 ultima 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 hm^3/año, de los que 15 hm^3/año corresponden a retornos de riego) y la descarga (60 hm^3/año por bombeos en situación climática media, de los que 27 hm^3/año corresponderían al sector de Los Victorias, y 5 hm^3/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 hm^3/año de extracciones, con una situación de sobreexplotación de recursos subterráneos evaluada entonces en unos 80 hm^3/año.

La aplicación de las aguas del trasvase incidió favorablemente en esta problemática al posibilitar 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 hm^3/año y 129 hm^3/año (Albacete *et al.*, 2001).

En el sector litoral del Campo de Cartagena, es decir, en aquel donde se localiza la laguna del Mar Menor y el mar Mediterráneo, únicamente aparecen los acuíferos del Messiniense, Plioceno y Cuaternario, aunque por cuestiones estratigráficas y tectónicas la relación de dichos mares con la unidad hidrogeológica se realiza exclusivamente a través del acuífero más superficial, es decir, del acuífero Cuaternario. En el caso de este acuífero, el ascenso de niveles freáticos mencionado ha producido un notable incremento de su descarga al Mar Menor, con la consiguiente repercusión en la mayor aportación de nitratos procedentes de excedentes del abonado en los cultivos de superficie, siendo éste un caso especial en las relaciones de conflicto entre las extracciones de aguas subterráneas en sistemas acuíferos y la conservación de humedales asociados a los mismos (Pérez Ruzafa y Aragón, 2003).

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. De acuerdo con los estudios existentes, la interconexión hidráulica entre la unidad del Campo de Cartagena y los mares Mediterráneo y Menor se efectúa a través del Cuaternario, detectándose procesos de intrusión marina en la zona meridional que también podrían afectar al Plioceno, aunque existen incertidumbres al respecto.

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), donde ha sido detectada la existencia de una cuña salina fósil de unos 12 km de longitud y 5 km de anchura media (Mora *et al.*, 1988). 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 km^2, en su totalidad dentro de la Región de Murcia. En la Hoja de Llano del Beal apenas está representada, pues únicamente aparece su extremo oriental. 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 hm^3/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 hm^3, 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 hm^3 por aplicación de factores de infiltración a las zonas potenciales de recarga (4,8 hm^3) y por medio de balance del ión cloruro (0,8-8,7 hm^3).

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 5000 µS/cm, presentan un valor medio de 6900 µS/cm con un rango de variación de 400-24100 µS/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-MOPTMA, 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 Llano del Beal, se propone como Punto de Interés Geológico Las Playas de Calblanque y las Salinas del Rasall.

El cordón litoral que se ha cartografiado en esta Hoja en el sector sureste (Calblanque), está conformando una barrera que cierra las Salinas del Rasall. Se trata de un conjunto de dunas, en su origen submareales, de carácter oolítico y bioclástico, de color blanco, muy cementadas y que dan un resalte de cierta importancia alcanzando cotas de hasta 23 m. Sobre ellas se sitúan los sistemas eólicos actuales. La potencia es difícil de calcular pues la parte inferior está sumergida, pero la parte más alta se encuentra a un promedio de 19-20 m sobre el nivel del mar. La edad atribuida a estos depósitos es Pleistoceno superior.

Dado el muy alto grado de antropización de estos cordones dunares pleistocenos en el área del Mar Menor, donde han sido prácticamente destruidos en su totalidad, posiblemente los del Parque Regional de Calblanque sean en la actualidad los últimos vestigios poco alterados de estos depósitos.

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 turoliense 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 bioestratigrafía del Neógeno continental de Murcia". *Paleontol. Evol. 18, pp. 83-94.*

Agustí, J. (1986).- "Nouvelles espeses 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 microforaminiferos 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, nº 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 Geològica Hispànica. Homenatge a Lluis 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.; RÍOS, 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 Península". *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. Stratigrafia. 98, 137-180.*

Álvarez, F. (1984).- "Las Unidades Alpujárrides y Nevado-Filábrides en el Sector Águilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales)". *En: El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, pp. 30-32.*

Álvarez, F.; Aldaya, F. (1985).- "Las Unidades de ls Zona Bética en la región de Águilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)". *Estudios Geol., 41, pp. 139-146.*

Álvarez, F. (1987).- "La Tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas". *Tesis Univ. Salamanca, 371 págs.*

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

Álvarez, F.; Aldaya, F.; Navarro-Vila, F. (1989).- "Miocene extensional deformations in the region of Águilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)". *Estudios Geol. 45, pp. 369-374.*

Álvarez Valero, A. (2005).- "Petrographic and thermodynamic study of the partial meeting of restitic xenoliths from the Neogene Volcanic Province of SE Spain". *Tesis Doctoral, Universidad de Padua (Italia), 223 pp.*

Aragón, R.; Solís L.; García-Lázaro, U.; Gris, J.; Rodríguez, T. (1992).- "Groundwater problems in Segura basin. Economic impact of overexploitatíon in Mazarrón Zone (Murcia, Spain)". *Selected papers on aquifer overexploitatíon. International Association of Hydrogeologists. Ian Simmers (ed.). Heise. Vol. 3.pp. 235 a 245. Hannover. 1992.*

Aragón, R. (1999).- "Delimitación de acuíferos. Capítulo en el Atlas del Medio natural de la Región de Murcia". *ITGE-CPTOP. Pp. 43 a 45. Madrid. 1999.*

Aragón, R.; 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. (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 (Espña). Análisis hidrogeológico". *Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional. Zacatecas (Mexico).*

Arana, V.; Vegas, R. (1974).- "Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar" *Arc. Tectonophisics, 24, pp. 197-212.*

Arkani, J.F. (1987).- "Marine Lower Pliocene ostracoda of southern Spain with notes on the recent fauna". *Bull. Geol. Inst. Unv. Upssala N.S., 13. 1-144.*

Armijo, 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)". *I Cong. Esp. Geol., II, 403-414.*

Arribas-Rosado, A.; Arribas-Moreno, A. (1995).- "Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España". *Bol. Geol. Min., 106, 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, Andalucia)". *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 thinnig an nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics)". *Journal of Structural Geology, Vol. 19, No. 8, pp 1055 to 1071.*

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, W.A.; Fernex, F.; 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 confines des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France (7),8, pp. 80-86.*

Azema, J. (1967).- "Etude gèologique 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, 99 págs.*

Baena, J.; Bardají, T.; Goy, J.L.; Silva, P.G.; Somoza, L. y Zazo, C. (1993).- "An attempt of fault activity data file and map modellization". *Bull. INQUA Neotec. Comm., 16. 48-54.*

Baena, J.; Álvarez, F.; Bardají, T.; Calvo, J.P.; Elizaga, E., A.; Goy, J.L.; Rodríguez-Fernández, J.; Santisteban, C.; Silva, P.G.; Somoza, L.; Zazo, C. (1993).- "Mapa geológico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. E 1:200.000". *IGME-CARM.*

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

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.; Azañon, 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, C.J. *et al.* (1998).- "Replay to Platt in Comment to events in Alpujarride".

Balanyá, C.J.. (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 Détroit 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).- "Gemorfología 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).- "Smoll scale sea level changes on the análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula". *Abstract, Int. Workshop in Fan-Delyas 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 chronoestratiphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinámica Acta 8, pp. 112-126.*

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

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 el libro: Recursos Naturales y Medio Ambiente de Cuevas del Almanzora. García Rossell 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: resul of third-order sea-level fluctuations in the Carnian". *Sediment Geol., 70, 241-270.*

Bedu, P. (1988).- "Evolution des environnements sedimentaires dans un couloir de decrochement: les bassins neogénes du domaine bétique oriental (Espagne)". *These Univ. Caen.*

Bekkali, R. (1987).- "Les Ostracódes du lac Smir (Maroc nord-occidental)". *Tesis Univ. Mohamed V. Rabat. 183 págs.*

Bellón, H. (1976).- "Series magmatiques néogènes et cuaternaires du pourtour de la Mèditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique". *Implications géodynamiques. Thése Sc., Univ. Orsay, 367 págs.*

Bellón, H.; Bordet, P. y Montenat, C. (1983).- "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Geol. France 25, 205-217.*

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

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 orogenec 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 gliederug 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'Andalouise". *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 Águilas-Mazarrón region, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. 92, 143-157.*

Boogaard, M. van den (1966).- "Post- Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain". *Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B. vol.69, pp.1-8.*

Boogaard, M. van den 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 Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta, 25, pp. 39-41.*

Booth-Rea, G. (2001).- "Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán". *PhD. Thesis, Granada Univ., Granada, Spain, 239 págs.*

Booth-Rea, G.; García-Dueñas, V.; Azañón, J.M. (2002).- "Extensional atenuatión 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 depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain". *Primer centenario del Observatorio de Cartuja. Cien años de sismología en Granada, Parque de las Ciencias, Granada.*

Booth-Rea, G.; Azañón, J.M.; García-Dueñas, V.; Augier, R.; Sánchez-Gómez, M. (2003).- "A "core-complex-like structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting". *The Santi Petri dome (western Betics, Spain). C. R. Geosciences 335 pp 265-274.*

Bordet, P.; Hernández, J.; Larouziere, F.D.; Montenat, C.; Ott D'estevou, P. (1988).- "Succession des événements magmatiques néogenes dans les Cordillères Betiques orientales". Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". *Barcelona, pp.11-15.*

Bousquet, 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. 2617-2620.*

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

Bousquet, J.C.; 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 Alpujárride". *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 alpujárride". *Cuadernos Geología Ibérica, 11, 459-473.*

Briend, M. (1981).- "Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huercal 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. Geol. Int. vol 4, pp 1885-1888.*

Bull, W.B. (1977).- "The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography, 1. 222-270.*

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

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

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

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 Triasscic 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 Sea, Iberian Península". *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 y Osete, M.L. (1997).- "Paleomagnetic Resuls 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.*

Capedri, 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 Bètique". *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.*

Carrington, D.P. y Harley, S.L. (1995).- "Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: An experimental petrogenetic grid in the KFMASH system". *Contr. Mineral. Petrol. 120, 270–291.*

Cenki, B.; Kriegsman, L.M. y Braun, I. (2002).- "Melt-producing and melt-consuming reactions in the Achankovil cordierite gneisses, South India". *J. metamorphic Geol. 20, 543–561*

Cesare, B.; Salvioni Mariano, E. y Venturelli, G. (1997).- "Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic enclaves at El Joyazo (SE Spain)". *Mineral. Mag. 67, 15-27.*

Cesare, B. y Gómez-Pugnaire, M.T. (2001).- "Crustal melting in the Alborán Domain: constraints from enclaves of the Neogene Volcanic Province". *Physics & Geochemistry of the Earth 26, 255-260.*

Cesare, B.; Gómez-Pugnaire, M.T.; Sánchez-Navas, A. y Grobety, B. (2002).- "Andalusite-sillimanite replacement (Mazarrón, SE Spain)". *A microstructural and TEM study. Am. Mineral. 87, 433–444.*

Cesare, B.; Marchesi, C.; Hermann, J. y Gómez-Pugnaire, M. T. (2003).- "Primary melt inclusions in andalusite from anatectic graphitic metapelites: Implications for the position of the Al_2SiO_5 triple point". *Geology 31, 573-576.*

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/Sepulids 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.*

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 Alcocer (1995).- "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía, 22, 67-86.*

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.*

Coppier, G.; Griveaud, P.; Larouziere, F.D.; Montenat, C.; Ott D'estevou, P. (1988).- "Tectonique en poinçonnement neògène 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 compresssion during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems". *Tectonics, 13, 1, 78-88.*

Cuenca Paya, A. y Walker, M.J. (1986).- "Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern spanish prehistory". *In: Quaternary climate in Western Mediterranean (F.Lopéz Vera Ed.). Unv. Autonoma de Madrid. 365-371.*

Cuenca Paya, 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.Lopéz 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-metamorphic studies and Radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain), with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area". *Thesis Univ. Amsterdam, 204 p.*

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 estratigrafia 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 Estancias, 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 págs.*

Díaz del Río, V.; Rey, J. (1986).- "Continental shelf morphotectonic features of the Betic basament of the Mar Menor". *Rap. CIESM v. 30, nº 2, 76 págs.*

Didon, J.; Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973).- "Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar". *Bull. Soc. Géol. France (7), 15: 77-105.*

Didon, 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.*

Duggen, S.; Hoernle, K.; van den Bogaard, P. y Harris, C. (2004).- "Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis". *Earth Planet. Sci. Letters 218, 91-108.*

Dumas, B. (1977).- "Le Levant espagnol. La génése du relief". *Thése d'Etat, Paris.*

Durand-Delga, M. (1960).- "Introdutión à la séance sur les Cordilléres 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 Kornprobst, J. (1963).- "Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc)". *B.S.G.F., (7), V, 1049-1057.*

Durand-Delga, M.; Kornprobst, 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'Antibies. 227-235.*

Échallier, J.C. (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, Spagne)". *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 Cordilleres Bétiques". *Bull. Soc. géol. France. T.XVIII, nº 3, 571-582.*

Espinosa Godoy, J. y Castells López (1971).- "Tectónica de la Sierra de Cartagena y su relación con las mineralizaciones". *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 163-170.*

Espinosa Godoy, J.; Gordillo Martín, A. y Pérez Rojas, A. (1974).- "Mapa Geológico de España, E:1:50.000, I.G.M.E., hoja 997 (Aguilas)". *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 Archiv. des Scienc. Gèneve, 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 correlation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Águilas". *Geol. Mijnb., 43 pp.326-330.*

Fernex, F. (1964b).- "Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales du la transvesale de Lorca-Aguilas". *C. R: Acad. Sc. Paris, 258 pp. 5678-5681.*

Fernex, F. (1965).- "L' origine probable de certains elements structuraux des zones internes des Cordilleres Bétiques orientales (Espagna meridionale)". *Bull. Soc. Géol. France, 7,pp. 203-211.*

Fernex, F. (1968).- "Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Águilas. (Cordillères Bétiques, Espagna meridionale)". *These, Univ. París VI, 949 págs.*

Fernex, F.; Magne, J. (1969).- "Essai sur la paléogéographie des Cordilleres 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.; Rio, D. (1996).- "Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareus 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 néogénes 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.; FERMOSO, M.L. (1967b).- "Las rocas lamproíticas del sureste de España". *Estudios Geol., 22, pp. 35-69.*

GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. AND JABALOY, A. (1991).- "Geometry and kinematics of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta, 10, 130-134.*

GALLOWAY, W.E. (1981).- "Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Ecom. Pal. Min. Spc. Pub., 31. 127-155.*

GARCÍA-CORTÉS, A.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I. (1991).- "Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almeria, 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 Subbetíca)". *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". *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal, 2, 23.*

García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C (1991).- "Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales". *Geogaceta, 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 Ubeda- 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 Carthagéne, (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'êtat. 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-Zaldívar, J.; Jabaloy, A.; Martínez-Martínez, J.M. y Simancas, F. (1989).- "First evidence of high-pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain)". *European J. Mineral. 1, 139-142.*

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

González-Donoso, J.M.; Linares, A.; López-Garrido, A.C.; y Vera, J.A. (1971).- "Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas". *Cuad. de Geol. Iber., vol 2, pp 55-90.*

González-Donoso, J.M.; Rodríguez-Fernandez, 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 Almeria (España) en control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas". *Est. Geol., 42, pp.439-443.*

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

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

Goy, J.L. 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).- "Evolucion 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 chonostratigraphie du Tyrrhénien des regions 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-Martín, 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-Martín, 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, pp 39-42.*

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, Mª. 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 Chronoestratigraphy and Eustatic Cycles". *In Sea-Levels changes- An integrated approach (C.K. Wilgus, B.S. Hastings., C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. ROSs y J.C. Van Wagoner, Eds.), Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub. 42, 71-108.*

Harvey, A.M. (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-rifain 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 Gambín, 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 Encuents. Jov. Geógraf., 113-120. Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia.*

Hetzel, W.H. (1923).- "Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhamilla (Provincie 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)". *Unpublish 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 electricos verticales).*

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

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-Aquitanian piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain)". *Geo-Marine Letters, 12, 2/3, 96-103.*

JABALOY, A. (1993).- "La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Tesis Univ. Granada. Colección monográfica Tierras del Sur. 2 vol. 200 p.*

JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; Y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1993).- "The Alpujárride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain". *Journal of Structural Geology, 15, 3-5, 555-569.*

JACQUIN, J.P. (1970).- "Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador (Almeria, 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 Peninsula 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 Geologicos, 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: :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 Foraminiféres 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.W.; 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.*

Krijgsman, W.; Garces, M.; Agustí, J.; Raffi, I.; Taberner, C. y Zachariasse, W.J. (2000).- "The Tortonian salinity crisis of the eastern Betics (Spain)". *EPSL 181, pp. 497-511.*

Larouziere, F.D. de Bordet, P. (1983).- "Sur la genèse de certains types de lamproites du bassin de Mazarron (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. París, 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.; 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.D.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernyez, J.; Montenat, C. y Ott D'estevou, P. (1988).- "The Betic segment of the litospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics, 152. 41-52.*

Larouziere, F.D. 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 sedimentation néogéne 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 sedimentation 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).- "Timming 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 Sarriá, F. (2002).- "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". *En: Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 329 – 350.*

López Garrido, A.C.; Pérez López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1997).- "Présence de faciès Muschelkalk dans des unités alpujarrides 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-Ruíz, J.; Rodríguez-Badiola, E. (1980).- "La región volcánica neógena del Sureste de España". *Estudios Geol., 36, pp. 5-63.*

López-Ruíz, 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 tectonosedimentaire du bassin neogène de Fortuna (Cord. Betiques Orientales, Espagne)". *Tesis Geodiffusion, Mem. Nº 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.; Hamblim, R.H.B. and 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 Mijnbow, 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.*

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 Alpujárride 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 Alpujárride". *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 Malaguide-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)". *Estratigrafia y Evolución Paleogeográfica. Tesis Doctoral Univ. Granada, 97 págs.*

Martín-Martín, M.; El Mamoune, B.; Martín-Algarra A.; Martín-Pérez, 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 formatión 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-Martin, M.; Serra-Kiel, J.; El Mamoune, B.; Martín-Algarra, A.; Serrano, F. (1998).- "Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillèresmbétiques, 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,nº 6 pp. 3-15.*

Martínez-Díaz, J.J; 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; 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; 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 southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system". *Tectonics, Vol,16 Nº 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 Martinez Solares, J.M. (1983).- "Sísmicidad 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.*

Megias, 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 Paläeozoikum der Betischen ketten Nordwestlich von Málaga". *Diss. Univ. Berlin (No publidado), 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 Almeria)". *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.; Ruíz 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 néogènes 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. Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros (prov. de Murcia, Espage méridionale)". *C. R. Acad. Sc. París, 281, D, pp. 519-522.*

MONTENAT, C. Y DE BRUIJIN, H. (1976).- "The Ruscinian rodent fannule from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, B, 79 (4). 245-255.*

MONTENAT, C. (1977).- "Les basins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales (Espagne)". *C. R. Acad. Sc. París, 299 pp. 343-346.*

MONTENAT, C. Y ECHALLIER, J.C. (1977).- "L'importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes". *C.R. Acad. SC. Paris, 285 Serie D. 3-6.*

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

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MASSE, P. (1987).- "Tectonic-sedimentary characters of the 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 basins néogènes des Cordillères bètiques 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 Pernera, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispánico, 23, 9-59.*

Mora, V.; Rodríguez, T.; Aragón, R. (1988).- "Intrusión marina fósil en el Campo de Cartagena (Murcia)". *En: Tecnología de la intrusión en acuíferos costeros (TIAC´88). IGME. Tomo III, 221-236.*

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 seimiárido: 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. In: Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo". *Inst. Unv. 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)". *In: J. Lopez.Ruiz (ed.). El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas . C.S.I.C. Granada, pp. 26-27.*

Navarro Hervas, F. (1992).- "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos, 6. Consj. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia. 256 pp.*

Nieto, 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.; Garcia-Veigas, J.; Rosell, I.; Rouchy, J.M.; Ingles, M.; Gimeno, D.; Kasprzyk, A.; Playá, 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.; Villalin, J.J. y Juárez, M.T. (1997).- "The late Carboniferous to Late Triassic segmet of the apparent polar wnder 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 boudary". *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).- "Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène". *C. R. Acad. Sci. París, T. 300, série II, nº 8, pp. 363-368.*

Ott D' Estevou, P.; Montenat, C. (1988).- "Cadre et environnement structuraux des basins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques". *Résumes communications, Symposium "Geologyof the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 33 págs.*

Ott D' Estevou, P.; Montenat, C. y Larouziere, F.D. (1988).- "Cuencas sedimentarias en regimen transcurrente en la Zona Bética". *II Cong Geol España Simposios, pp. 163-172.*

Ovejero, G.; Jacquin, J.P.; Servajean, G. (1976).- "Les minèralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)". *Bull. Soc. gèol. France, 18, pp. 619-633.*

Ovejero, G.; Tona, F.; Marín, J.M.; Gutierrez, A.; Jacquin, J.P.; Servajean, G. y Zubiaur, J.F. (1982).- "Las mineralizaciones estratiformes F2Ca-Pb en las dolomías triásicas de la Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España)". *Boletín Geológico y Minero, T. XCIII-VI, pp. 475-495.*

Paquet, J. (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 onderzoekingen 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 particulièremente grande en dolérites intrusives dans la région à l'Est de Carthagène (Cordillères bétiques, Espagne)". *Notas y Comns. Inst. Geol. y Min. Esp., 89, 75-78.*

Pavillon, M.J. (1966).- "Sobre el paso lateral del Trías de "cobertera" al Trías metamórfico de la región oeste de Cartagena (Cordillera Bética, España)". *Not. y Com., 91, 79.*

Pavillon, M.J. (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. Xl, 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.*

Peccerillo, A. y Taylor, S.R. (1976).- "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey". *Contr. Mineral. Petrol. 58, 63-81.*

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.; Lugardón, 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, A. (1991): "Bioestratigrafía del Triásico de la Zona Subbética (Cordillera Bética)". *Rev. Esp. de Paleontología, Nº 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)".

Pérez Ruzafa, A.; Aragón, R. (2003).- "Implicaciones de la gestión y el uso de las aguas subterráneas en el funcionamiento de la red trófica de una laguna costera". *En: Conflictos entre el desarrollo de las aguas subterráneas y la conservación de los humedales: litoral mediterráneo (eds. Fornés, J. M. y Llamas, M. R.). Fundación Marcelino Botín. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, 215-245.*

Peyre, Y. (1960-62).- "Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordilleres Bétiques sur la transversale de Málaga. Fait nouveaux, problémes et hypothéses". *Livre a la Mem. Prof. Fallot. Soc Geol. France. T.I., pp 199-208.*

Pierre, C.; Rouchy, J.M. y Blanc-Vallerón, 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 contraccional 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.*

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.; Martínez-Gallego, S.; Vera, J.A. (1990).- "La Formación Marín: redepósito 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-Velez 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.*

Rios, 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 nº 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 Unv. New York at Bighamtom. 183-207.*

Rodríguez Badiola, E. (1973).- "Estudio prtrogenético 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 (Almeria)". *En: Jorn. de est. Del fenom. Sismico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LOPEZ-BERMUDEZ, J. B. THORMES, pp. 339-363.*

Rodríguez Estrella, T.; Mancheño, M.A.; Gillén-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.*

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

Roldán, F.; García-Cortés, A. (1988).- "Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir, Cordilleras Béticas (prov. de Cordoba 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. París, 295 págs.*

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

Rouchy, J.M.; Taberner, C.; Blanc-Vallerón, M.M.; Sprovieri, R.; Rusell, M.; Pierre, C.; di Estefano, E.; Pueyo, J.J.; Caruso, A.; Dinares-Turell, J.; Gomis-Coll, E.; Wolf, G.A.; Cespuglio, G.; Ditchfield, P.; Pestrea, S.; Combourieu-Nebout, N.; Santisteban, C.; Grimalt, J.O. (1998).- "Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian". *Sedimentary Geology, 121 pp.23-55.*

Ruiz Ortíz, P.A. (1979).- "El Jurásico de las Unidades Intermedias", en "El Jurásico en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *II. Col. Estr. Paleog. Jarásico de España. Granada, pp 209-217.*

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

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

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

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 Cómpeta (Conjunto Alpujárride, 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 Alpujárride, 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 Cordilleres Bétiques dans le cadre gèodynamique néoalpin de la Mediterranée 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 Alpujárride y del Maláguide al NW 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 Alpujárride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (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 alpujárrides 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". *Geogaceta, 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. Acd. 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.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1992a).- "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta, 12, pp. 7-10.*

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

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. (1992c).- "Discordancias progresivas y desarrollo geomorfológico de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentin (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 Guadalentin (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral U.C.M., 642 págs.*

Silva, P.G. (1994).- "Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia). Desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral UCM. 642 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". *En: Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs, 24, 93-102. Santorini, Greece.*

Silva, P.G.; Goy, J.L.; Zazo, C. and Bardají, T. (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 NNW-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 roks 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 préliminar sur la gólogie 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 (Espagna 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.; Megias, A.G.; Aberger, J.A. (1983).- "Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español". *Mediterránea Ser. Geol. Nº 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.*

Sopeña, A.; Virgili, C.; Arche, A.; Ramos, A. y Hernando, S. (1983).- "El Triasico". *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, nº1, 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 Mazarrrón y Palomares (SE España)". *3ª Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia.*

Sun, S.S. y Mcdonough, W.F. (1989).- "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes". *In: Magmatism in the Ocean Basin. A. D. Saunders and M. J. Norry (eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 42, 313-345.*

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 orientalesa, SE de España)". *Estratigrafia y evolución geodinámica. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada , 131 págs (inédita).*

Tent-Manclus, J.E.; Martín-Martín, M.; y Estévez, A. (2000).- "El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético". *Geotemas 1 (2), pp. 267-271.*

Tent-Manclus, J.E.; Estévez, 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, nº1, 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 Almijara (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.; Vázquez, J.T. (1987) "Tectónica de bloques en el SE de España : Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental". *Geogaceta, 3., pp. 17-19.*

Venturelli, G.; Capedri, S.; di Battistini, G.; Crawford, A.; Kogarko, L.N.; Celestini, S. (1984).- "The ultrapotassic rocks from southeastern Spain". *Lithos., 17, pp. 37-54.*

Vera, J. (1966).- "Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Mem. I.G.M.E. LXXII. 187p.*

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.; Suarez, 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. (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. Gua 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". *Geogrph. Annaler, 54A. 83-92.*

Weijermars, R. (1987).- "The Palomares brittle-ductile shear zone of southern Spain". *J. Struct. Geol., 9, 139-157.*

Weijermars, R. (1988).- "Neogene tectonics in the western Mediterranean may have caused the Messinian salinity crisis and an associated glacial event". *Tectonophysics 148, pp. 211-219.*

Westerveld, J. (1929).- "De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke betische ketens". *Tesis. Proesfschrift 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 Jadoul, F. (1999).- "Paleotectonic and paleogeographic controls on microbial – serpurids communities in the Norian-Rhaetian carbonates of Italy: a synthesis". *Palepopelagos. Special publications n° 3.*

Zaninetti, L. (1976).- "Les foraminiféres 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 superier de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigtal, Suisse)". *Mitteilungen Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten, 21, 465-498.*

Zaninetti, L.; Ciarapica, G.; Martín, R.; Salvini-Bonnard, G. y Rettori, R. (1987).- "Turriglomina 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 foraminífero 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 Neo-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 Acaddemic 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 interglaciar". *Global and Planetary Change, 7. 109-117.*

Zeck, H. (1968).- "Anatextic origin and further petrogenesis of almandine-bearing biotite-cordierite-labradorite dacite with many inclusions of restite and basaltoid material, Cerro del Hoyazo, SE Spain". *Tesis Doctoral, Universidad de Amsterdam, 161 pp.*

Zeylmann van Emmichoven, C.P.A. (1925).- "Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (Provincie Almeria, Spanje)". *Tesis Delft, 160.*

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