



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Tercera serie - Edición en línea

912

26-36

890 CALASPARRA 25-35	891 CIEZA 26-35	892 ALBATERA 27-35
911 CEHEGÍN 25-36	912 MOLINA DE SEGURA 26-36	913 ORIHUELA 27-36
932 COY 25-37	933 ALCANTARILLA 26-37	934 MURCIA 27-37

MOLINA DE SEGURA (Murcia)



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS A LA MISMA ESCALA

MOLINA DE SEGURA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España, 2021
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
NIPO en línea: 836-21-009-0

Maquetación: J. Vicente Ocaña (IGME)

Las presentes Hoja y Memoria (MOLINA DE SEGURA - 912) han sido realizadas por la UTE C.G.S.- CONSULNIMA - INYPSA, dentro del programa de actualización de las hojas MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en ella los siguientes técnicos:

AUTORES:

Cartografía Geológica y Memoria:

- F. Jerez Mir (CONSULNIMA)
- F. Leyva Cabello, (CONSULNIMA)
- J. I. Ramírez Merino (INYPSA)

Cartografía Geomorfológica, de Procesos activos y Memoria:

- P. Cabra Gil (CONSULNIMA)
- J. I. Ramírez Merino (INYPSA)

Petrología:

- F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)

Geología económica:

- F. Leyva Cabello (CONSULNIMA)
- J. I. Ramírez Merino (INYPSA)
- M. Ruiz Montes (IGME)

Paleontología y Laboratorios de preparación de muestras:

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

Dirección y supervisión:

- L. R. Rodríguez Fernández (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

Edición:

- G. Romero Canencia (IGME)
- L.F. Miguel Cabrero (IGME)

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Para el Mapa Geológico:

- Jeréz Mir, F.; Leyva Cabello, F.; Ramírez Merino, J.I. (2021). Mapa geológico de la Hoja nº 912 (Molina de Segura). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3a serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para el Mapa Geomorfológico y de Procesos activos:

- Cabra Gil, P.; Ramírez Merino, J.I. (2021). Mapa geomorfológico y Mapa de procesos activos de la Hoja nº 912 (Molina de Segura). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3a serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la Memoria:

- Jeréz Mir, F.; Leyva Cabello, F.; Ramírez Merino, J.I.;Cabra Gil, P.; Ramírez Merino, J.I.; Ruiz Montes M. (2021). Memoria explicativa de la Hoja nº 912 (Molina de Segura). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3a serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la obra completa, Mapas y Memoria:

- Jeréz Mir, F.; Leyva Cabello, F.; Ramírez Merino, J.I.;Cabra Gil, P.; Ramírez Merino, J.I.; Ruiz Montes M.; Granados y Granados, L.; Martín Pérez,J. A. (2021). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 912 (Molina de Segura). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3a serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	11
1.1. MARCO GEOGRÁFICO	11
1.2. MARCO GEOLÓGICO	12
1.3. ANTECEDENTES	15
2. ESTRATIGRAFIA	19
2.1. ZONAS INTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS (ZIB)	19
2.1.1. COMPLEJO MALÁGUIDE.....	19
2.1.1.1. Lutitas verdes (1). Triásico Superior (Carniense)	19
2.1.1.2. Dolomías grises y amarillentas (2). Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense)	20
2.1.1.3. Calizas oolíticas (3). Jurásico Inferior (Sinemuriense-Pliensbachiense)	20
2.1.1.4. El Cretácico Superior y Terciario del Complejo Maláguide.....	21
2.1.1.4.1. Margas y margocalizas blancas y verdes, calizas arenosas y margas gris oscuro (4). Cretácico Superior- Paleoceno	21
2.1.1.4.2. Calizas de algas y nummulítidos (5). Eoceno (Ypresiense-Luteciense)	23
2.1.1.4.3. Margas rojas y verdes (6) con intercalaciones de calizas (7). Eoceno (Luteciense superior-Priaboniense).....	24
2.1.1.4.4. Conglomerados poligénicos y heterométricos (8). Formación Río Pliego. Oligoceno superior-Aquitaniense	25
2.1.1.4.5. Areniscas, lutitas rojizo-violáceas a amarillentas y microconglomerados (9). Formación Río Pliego. Oligoceno superior- Aquitaniense	27
2.2. ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS (ZEB)	30
2.2.1. Calizas y calizas dolomíticas tableadas con niveles de margas yesíferas (10). Facies Muschelkalk. Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Carniense inferior?).....	31

2.2.2. Yesos masivos y laminados grises y blancos, areniscas y arcillas yesíferas versicolores (11). Facies Keuper. Triásico Superior (Carniense-Noriense) ..	31
2.2.3. Ofitas (w). Triásico Superior (Noriense).....	32
2.2.4. Dolomías tableadas y dolomías en bancos. Niveles yesíferos intercalados (12). Triásico Superior (Rethiense)	32
2.2.5. Brechas dolomíticas y dolomías (13). Formación Gavilán (Miembro inferior). Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense)	33
2.2.6. Calizas en bancos y calizas tableadas (14). Formación Gavilán, (Miembro superior). Jurásico Inferior (Sinemuriense superior-Pliesbachiense inferior)	33
2.2.7. Alternancias de margocalizas y margas amarillentas en capas finas. Calizas margosas a techo, localmente con nódulos de sílex (15). Formación Zegrí. Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Bajociense inferior)	34
2.2.8. Basaltos doleríticos (β). Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Bajociense inferior).....	35
2.2.9. Calcarenitas oolíticas, margas y calizas margosas con abundantes nódulos de sílex (16). Formación Ricote. Jurásico Medio (Bajociense-Bathoniense)..	35
2.2.10. Calizas y calizas margosas en bancos decimétricos con abundantes nódulos de sílex estratiforme (17). Formación Veleta. Jurásico Medio (Bajociense inferior-Calloviense inferior-medio?)	36
2.2.11. Calcarenitas oolíticas, margas, calizas y calizas margosas (18). Formaciones Zegrí y Veleta (Unidad compresiva dentro de la Unidad Tectónica de La Mezquita). Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Calloviense inferior) ..	36
2.2.12. Calizas margosas y margas con abundantes radiolarios (19). Secuencia radiolarítica. Jurásico Medio – Superior (Calloviense-Kimmeridgiense inferior)	37
2.2.13. Calizas margosas con nódulos de sílex (20). Formación Milanos. Jurásico Superior (Kimmeridgiense inferior-Tithónico superior)	37
2.2.14. Calizas margosas, margocalizas y margas con intercalaciones de conglomerados calcáreos (21). Formación Carretero. Cretácico Inferior (Neocomiense- Barremiense).....	38
2.2.15. Margas y margocalizas grises con intercalaciones centimétricas de areniscas (22). Formación Represa. Cretácico Inferior (Albiense).....	39
2.2.16. Calizas margosas alternantes con margas de tonos blanquecinos y rosados (23). Formación Capas Rojas. Cretácico Superior (Coniaciense superior-Maastrichtiense).....	40

2.3. CUENCAS NEÓGENAS	40
2.3.1. USD-I. Unidad de la sierra del Cajal. Mioceno medio-superior.	44
2.3.1.1. Areniscas calcáreas bioclasticas, calizas arenosas y conglomerados (24). Serravaliense-Tortonense inferior	44
2.3.1.2. Margocalizas, margas y limos carbonatados (25). Serravaliense-Tortonense inferior	46
2.3.2. USD-II. Unidad de Yéchar. Mioceno superior.....	47
2.3.2.1. Conglomerados, areniscas calcáreas bioclásticas, calizas y margas arenosas (26). Tortonense	47
2.3.2.2. Margas gris-azuladas, limolitas arenosas grises y yesos (27), Inter-calaciones de calizas biogénicas y biostrómicas (28), y conglomerados polimícticos a areniscas calcáreas (30). Tortonense.....	49
2.3.2.3. Rocas volcánicas básicas (29). Fortunitas. Tortonense.....	50
2.3.2.4. Calizas masivas y calizas bioclásticas (31). Tortonense	51
2.3.3. Unidad Olistostrómica. Mioceno medio-superior.....	52
2.3.3.1. Brechas polimícticas y heterométricas con matriz lutítico-margosa de coloración rojiza amarillenta y olistolitos de litologías diversas: yesos, margas, conglomerados, areniscas, limolitas, calizas, dolomías y ofitas (Unidades 10 a 26 y 32). Langhiense-Serravalliense	52
2.3.3.2. Margas grises con olistolitos de areniscas calcáreas bioclásticas, calizas arenosas y conglomerados (Unidades 24 a 27 y 33). Conglomerados con cantos de rocas metamórficas de color gris oscuro (34). Serravaliense superior-Tortonense	56
2.3.4. USD-III.- Unidad de Campos del Río. Mioceno superior.....	58
2.3.4.1. Conglomerados con cantos carbonatados (cg); areniscas (s); margas y calizas (cal) y yesos (35). Messiniense	58
2.3.4.2. Conglomerados masivos con cantos carbonatados de color blanco (36). Messiniense.....	63
2.3.4.3. Yesos blancos y grises, masivos a microlaminados y margas policolores con yeso nodular (37). Unidad Evaporítica. Messiniense.....	63
2.3.4.4. Areniscas calcáreas, calizas de algas y margas yesíferas policolores (38). Messiniense.....	65
2.3.4.5. Conglomerados polimícticos rojizos a violáceos (39). Messiniense ..	65
2.3.5. USD-IV. Unidad Roja. Plioceno-Cuaternario	66

2.3.5.1. Conglomerados (cgr), areniscas de color rojo y lutitas de color rojo a blanco grisáceo (40). Plioceno-Cuaternario	66
2.4. CUATERNARIO	68
2.4.1. Bloques y cantos calcáreos con matriz limoso-arcillosa y encostramientos carbonatados (41). Glacis de techo de piedemonte. Pleistoceno inferior-medio	68
2.4.2. Cantos y gravas con bloques y matriz limoso-arcillosa (42, 43 y 44). Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-superior	69
2.4.3. Cantos y gravas con matriz limo-arcillosa parda y encostramientos carbonatados (45 y 46). Abanicos aluviales. Pleistoceno medio-superior	69
2.4.4. Tobas y travertinos (47 y 53). Terrazas travertínicas. Pleistoceno inferior y pleistoceno superior	69
2.4.5. Arenas y limos amarillentos (50). Terrazas fluvio-palustres. Pleistoceno superior	69
2.4.6. Cantos y gravas redondeados con matriz arenoso-limosa (48, 49, 51, 52, 54, y 55). Terrazas. Pleistoceno inferior-holoceno.....	70
2.4.7. Limos, arenas y gravas (56). Cauces abandonados. Holoceno	71
2.4.8. Travertinos (57). Holoceno	71
2.4.9. Margas con bloques y masas caóticas de areniscas calcáreas y calizas. Deslizamientos (58). Holoceno	71
2.4.10. Cantos, gravas y bloques en matriz limoso-arcillosa (59). Coluviones. Holoceno	72
2.4.11. Cantos y gravas en matriz arenoso-arcillosa con algunos bloques (60). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno	72
2.4.12. Cantos y gravas en matriz arcillosa (61). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno	72
2.4.13. Bloques, cantos y gravas en matriz arenoso-arcillosa (62). Fondo de valle o rambla. Holoceno	73
2.4.14. Margas, areniscas calcáreas y calizas arenosas. Rellenos artificiales (63). Actual	73
3. GEOMORFOLOGÍA.....	74
3.1. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA	74
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	75

3.2.1. Estudio morfoestructural	75
3.2.2. Estudio del modelado	76
3.2.2.1. Formas de ladera.....	76
3.2.2.2. Formas fluviales y de escorrentía superficial.....	77
3.2.2.3. Formas de meteorización química	79
3.2.2.4. Formas poligénicas.....	79
3.2.2.5. Formas antrópicas	79
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	79
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	83
3.5. PROCESOS GEOLÓGICOS ACTIVOS.....	84
4. TECTÓNICA	90
4.1. INTRODUCCIÓN	90
4.2. DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS	90
4.2.1. Complejo Maláguide.....	90
4.2.2. Complejo Tectónico de Ricote	93
4.2.3. Zona de la Falla de Crevillente-Alicante	93
4.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES.....	94
4.4. NEOTECTÓNICA.....	95
4.4.1. Indicios de actividad neotectónica.....	96
4.4.1.1. Sismicidad.....	96
5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	98
6. HISTORIA GEOLÓGICA	98
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	108
7.1. RECURSOS MINERALES.....	108
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	108
7.1.2. Minerales energéticos.....	110

7.1.3. Rocas industriales	111
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	112
7.2.1. Características climáticas e hidrológicas.....	112
7.2.2. Características hidrogeológicas	115
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	120
9. BIBLIOGRAFÍA.....	122

1. INTRODUCCIÓN

1.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Hoja de Molina de Segura está situada en los sectores centrales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y al NO de su capital. La morfología del área está caracterizada por una orografía con fuertes relieves en la banda septentrional donde las sierras del Cajal y Ricote, con sus vértices geodésicos culminantes (Cejo Cortado, 699 m, y Álmece, 1122 m respectivamente), se levantan de forma muy brusca sobre la planicie central; y una banda occidental ocupada por los relieves septentrionales de sierra Espuña que van decreciendo en cotas en sentido S-N. Esta orla delimita una planicie central que ocupa más de la mitad de los terrenos encuadrados en esta Hoja y cuyo relleno sedimentario corresponde a materiales del Terciario Superior y Cuaternario. La hidrología superficial tiene en los tramos bajos del río Segura, que discurre de forma casi paralela por el borde oriental de la Hoja, y en su afluente por la margen derecha el río Mula como principales cursos fluviales. En el límite centrooccidental el río Mula se encuentra represado en el embalse de La Cierva, y aguas abajo, tiene otra presa a la altura de la localidad de Campos del río. La Hoja está atravesada en sentido N-S por el Canal del Transvase Tajo-Segura, cuyo recorrido se mantiene aéreo desde el túnel de la sierra del Cajal.

Como núcleos de población importantes deben citarse los de Molina de Segura, Ojos, Ulea, Villanueva del río Segura, Archena, Algaida, Ceutí, Lorquí, Alguazas y Las Torres de Cotillas en el valle del Segura y, Mula, Yéchar, Puebla de Mula, Baños de Mula, Albudeite y Campos del río en el valle del Mula y Ricote.

La red viaria es importante y muy densa. Cabe destacar la Autovía Madrid-Murcia que discurre por el límite oriental de forma subparalela al río Segura por su margen izquierda y la Autovía Murcia-Caravaca que atraviesa el sector suroeste entre Albudeite y el embalse de la Cierva. Además de estas dos vías de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, en muchos casos asfaltados, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Es destacable el camino de servicio que discurre paralelo al Canal del Transvase Tajo-Segura, por los numerosos afloramientos de calidad que proporciona.

Salvo las áreas montañosas descritas, en su mayor parte recubiertas de bosques de pinos y en las que se da una explotación ganadera tradicional (ovino y caprino), el resto de la extensión de la Hoja está cubierto por el manto vegetal, prácticamente continuo, de las explotaciones hortofrutícolas, esencialmente de albaricoque, melocotón, cítricos y almendra. En los últimos años, la industria de conservas vegetales y de zumos de frutas, ya muy consolidada, ha crecido de forma notable especialmente en los polígonos industriales de Mula y de Molina del Segura. El incremento en esta área de las explotaciones ganaderas de porcino y caprino, ha ocasionado un auge de las industrias cárnicas y de curtidors que se han sumado a las anteriores en los ámbitos industriales descritos.

La actividad turística en estos sectores del interior de la Región de Murcia es de mucho menor impacto que en litoral; aún así la demanda de plazas hoteleras en los balnearios de Archena

y Puebla de Mula muestra un crecimiento continuado en los últimos tiempos y constante a lo largo de todo el año.

La climatología y pluviometría definen un clima de tipo mediterráneo, árido/semiárido con unas temperaturas y precipitaciones medias de 18° y 300 mm respectivamente. En este contexto, las disponibilidades hídricas del área son muy inferiores a la demanda de agua para el conjunto de la zona de estudio. El agua aportada por el 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 las placas europea y africana.

La Cordillera Bética presenta los caracteres típicos de un orógeno alpino: evolución mesozoica preorogénica caracterizada por una gran diferenciación de dominios paleogeográficos en relación con una tectónica extensional, evolución sinorogénica compresional definida por el apilamiento de sucesivas unidades alóctonas, y la existencia de metamorfismo dinamo-térmico de altas presiones y baja temperatura en las zonas internas (FONTBOTÉ y VERA, 1982).

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.*, 1977). 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**) GARCIA-DUEÑAS y BALAÑÁ (1986), BALAÑÁ y GARCIA-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 a 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 SIMON (1969), y KAMPSCHUUR y RONDEL (1975) distinguieron otro complejo cuya denominación inicial fue **Ballabona-Cucharón** y más tarde redefinieron como complejo **Almágride**. DE JONG, (1991), recoge la propuesta de SIMON (1963) y define el complejo **Almágride** situándolo como base de las unidades de Ballabona-Cucharón y atribuyéndolo a la **ZEB**. Trabajos más recientes de SANZ DE GALDEANO (1997), GARCIA-TORTOSA (2000, 2001, 2002), 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.

Las Unidades Intermedias representan a un sector muy localizado entre la Zona Prebética y Subbética, formado por un conjunto muy potente de sedimentos entre los que destacan los niveles turbidíticos del Jurásico Superior (Malm) y del Cretácico Inferior (Barremiense-Albiense).

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

El Subbético Externo corresponde a un sector con escasa o pequeña subsidencia, caracterizado por materiales carbonatados cuyo espesor es menor que el de las zonas situadas inmediatamente al norte (Unidades Intermedias) y al sur (Subbético Medio).

El Subbético Medio representa el sector más subsidente de la Zona Subbética, lo que hace que se caracterice por tener series más potentes. Entre sus litologías típicas destacan las radiolaritas, los niveles turbidíticos y los materiales volcánicos submarinos, que ha permitido a algunos autores realizar una nueva subdivisión en Subbético Medio Septentrional y Meridional.

El Subbético Interno es el sector más meridional de la Zona Subbética y corresponde a una zona de menor subsidencia caracterizada por materiales calcáreos de ambiente de plataforma. Algunos trabajos sugieren que esta zona debió desarrollarse sobre corteza continental adelgazada correspondiente a la placa europea.

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

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 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 inferior o en el Messiniense en los sectores más 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.

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 Molina de Segura en el contexto geológico de la Cordillera, es de especial complejidad ya que se ubica en los sectores nor-occidentales 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. En concreto, dentro del ámbito de la Hoja, tiene lugar el contacto de las Zonas Internas-Externas de la Cordillera, mediante el accidente de desgarre más septentrional de dicho Corredor, al que se denomina Accidente de Cádiz-Alicante, Crevillente-Alicante o Falla Nor-Bética. Este accidente (Crevillente-Alicante) es un desgarre de funcionamiento dextral, cuyo desplazamiento recientemente se ha evaluado en 75-100 km (NIETO y REY, 2003).

Por tanto, el contexto geológico de la Hoja de Molina de Segura, básicamente queda caracterizado porque se encuentra enclavada en el límite entre las zonas externas y las zonas internas de la Cordillera Bética. La parte septentrional, constituida por la sierra de Ricote, pertenece al dominio Subbético medio, mientras que el resto de la Hoja, corresponde a las Zonas internas (Complejo Maláguide), aflorante en su borde occidental y recubierta de depósitos neógenos y cuaternarios en su mayor parte.

La sierra de Ricote pertenece, como ya se ha dicho, al Subbético medio, dominio definido por la existencia durante Jurásico de una sedimentación propia de un surco subsidente caracterizado por la existencia de emisiones volcánicas submarinas de tipo básico (basaltos doleríticos), el cual cabalga al Subbético externo, dominio caracterizado por la presencia de una sedimentación jurásica condensada propia de un umbral pelágico. Así mismo, el Subbético medio es cabalgado a su vez por el Subbético interno, de nuevo con características de umbral durante el Jurásico, o por las unidades internas, como es el caso de nuestra Hoja, donde es el Complejo Maláguide el que constituye el bloque meridional de la Zona de Falla de Crevillente-Alicante.

En la cartografía y memoria que se propone, se han introducido importantes cambios respecto a la edición anterior del MAGNA, que afectan esencialmente a una definición más precisa de unidades litoestratigráficas y de su cronología, lo que ha permitido una atribución concreta al Complejo Maláguide, de las "escamas de Mula", la descripción de la evolución tectosedimentaria de los depósitos neógenos y cuaternarios y, la resolución, en gran medida, de la naturaleza del contacto entre ambas zonas.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros datos de la región se deben a MALLADA (1875 a 1911) y a BERTRAND y KILIAN (1889), los cuales diferencian tres zonas de N a S de Andalucía: Cadenas Béticas, Cadenas Subbéticas y Cuenca terciaria de Granada. BLUMENTHAL (1927), distinguió la zona Bética de las zonas Prebética, Subbética y Penibética, mientras que es FALLOT (1948) quien define los dos grandes conjuntos tectonoestratigráficos de las Zonas Externas, próximas al antepaís y exclusivamente formadas por cobertera postpaleozoica, de las Zonas Internas, donde se localizan terrenos del Paleozoico y del Trías afectados por un metamorfismo de edad Alpina. Dentro de las primeras, el Subbético se caracteriza por la presencia de un Lias inferior calcodolomítico de carácter somero y un Lias medio-Maastrichtiense de características pelágicas y batiales, presentándose desenraizado y cabalgante sobre el Prebético, formado por series jurásicas de características más someras.

Es en la década de los años 50 cuando los estudios se centran en la sierra de Ricote. ALMELA Y RíoS (1953, 1954 y 1958) estudian la estratigrafía y tectónica y cartografían en detalle la sierra, mientras que COLOM (1956) y MARTÍN DÍAZ Y TRIGUEROS (1955) se ocupan principalmente de la paleontología y bioestratigrafía de los materiales jurásicos y neocomienses.

A principios de los años sesenta, publican trabajos sobre el área de estudio BUSNARDO y PEYRE. 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 GARCIA 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 en este sector, 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. GARCIA 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, GARCIA 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 GONZALEZ DONOSO *et al.* (1971), y la tesis doctoral de RIVAS (1972).

En 1973 hay que resaltar las tesis doctorales de GARCIA ROSELL, referente a la transversal Ubeda-Huelma y SANZ DE GALDEANO, que realiza una cartografía geológica de la transversal Jaén-Frailes. En ella, describe gran cantidad de series estratigráfica y presta especial atención a la tectónica de la transversal

Posteriormente, JEREZ-MIR *et al.* (1974) realizan el MAGNA de la Hoja de Molina de Segura, al igual que de las vecinas Cieza y Calasparra, afinando y precisando el conocimiento geológico regional.

A mediados de los setenta continúan los estudios paleontológicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. SEQUEIROS (1974) realiza su tesis doctoral sobre el Calloviense-Oxfordiense, y OLORIZ (1976) sobre el Kimmeridgiense-Tithónico inferior.

Son de gran interés los trabajos publicados por el Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (1979), referentes a las microfácies 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.

Tanto para el conocimiento de área de esta 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), 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.

Entre 1977 y 1980 RUIZ ORTIZ publica varios trabajos sobre las Unidades Intermedias. PUGA y RUIZ CRUZ (1980) realizan una síntesis de los materiales subvolcánicos triásicos (ofitas) y volcánicos jurásicos, llegando a deducir el ambiente geodinámico en el que tuvieron lugar los procesos magmáticos.

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.

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 GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1980), GONZALEZ-DONOSO *et al.* (1981) y la tesis doctoral de RODRIGUEZ-FERNANDEZ, 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 MONDEJAR, 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 Cuenas Neógeno-Cuaternarias.

Finalmente es necesario hacer referencia a las tesis doctorales que se realizaron en el ámbito áreal y temporal de este Proyecto. Se trata de las desarrolladas por NIETO (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, paleogeográfico y secuencial de la sierra de Ricote; BOOTH-REA G. (2001) y GARCÍA TORTOSA F. J., (2002) sobre áreas colindantes que ocupan desde el Cabo COPE al SE hasta los límites septentrionales de sierra Espuña al NO y por tanto íntegramente en el ámbito de esta Hoja.

2. ESTRATIGRAFIA

De lo anteriormente expuesto, puede deducirse la complejidad tectoestratigráfica de los terrenos aflorantes en esta Hoja, lo cual obliga a realizar una descripción de las distintas unidades litológicas diferenciadas en cada una de las Zonas (Complejos o Dominios) para posteriormente intentar esbozar, en capítulos posteriores, una correlación entre las distintas unidades descritas y su evolución paleogeográfica.

2.1. ZONAS INTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS (ZIB)

Los sedimentos que se describen a continuación fueron adscritos por primera vez como pertenecientes a las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas por JEREZ, F. (1979) que los incluyó en su Dominio Dorsal-Maláguide considerando a este último como de un origen paleogeográfico citrabético. Con posterioridad, diversos autores, MARTÍN-MARTIN (1996), SERRA-KIEL *et al.* (1996) MARTÍN-MARTIN y MARTÍN-ALGARRA (1997), SANZ DE GALDEANO *et al.* (2000), TENT-MANCLÚS, *et al.* (2001), han corroborado esta adscripción si bien atribuyéndole un origen paleogeográfico diferente (ultrabético). En la presente Memoria, el primero de los autores citados sigue manteniendo la misma tesis; es decir la existencia de una continuidad paleogeográfica más o menos estrecha entre el Subbético y el Maláguide, aunque, eso sí, compatible con la existencia de una subplaca (Bloque de Alborán) bien diferenciada entre las placas Ibérica y africana y que derivó de este a oeste, a partir del final del Eoceno superior o principios del Oligoceno inferior.

2.1.1. COMPLEJO MALÁGUIDE

Definido por BLUMENTHAL (1927), ocupa la posición más alta de los complejos integrados en el DCA. El basamento de este complejo registra metamorfismo de grado bajo atribuido a la Orogenia Hercínica (CHALOUAN, 1968; CHALOUAN y MICHARD, 1990; BALANYÁ, 1991), en cambio su cobertera mesozoica y terciaria no ha sufrido metamorfismo o a lo sumo anquimetamorfismo en las unidades de posición estructural inferior (LONERGAN, 1991; NIETO 1994; LONERGAN y PLATT, 1995) Dataciones mediante fisión track sobre circones indican que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200° C (JOHNSON, 1993).

En el sector suroccidental de esta Hoja, los terrenos aflorantes, anteriores a los del relleno de las Depresiones Internas de las Cordilleras Béticas, pertenecen al Complejo Maláguide y abarcan edades que se extienden entre el Triásico y el Mioceno inferior. Algunos otros terrenos mesozoicos y paleógenos, no aflorantes en esta Hoja, pero si en las colindantes de Cehégín y Alcantarilla, probablemente también estén presentes en profundidad recubiertos por el Mioceno inferior de la depresión del río Pliego.

2.1.1.1. *Lutitas verdes (1). Triásico Superior (Carniense)*

Afloran exclusivamente y con una mínima presencia, en el borde nororiental de la sierra de Manzanete, situándose en la base del cabalgamiento del Jurásico de esta sierra sobre los depósitos del Mioceno inferior de la Depresión del río Pliego.

El contacto inferior de estos materiales es la superficie del citado cabalgamiento en tanto que a techo se tienen en concordancia los depósitos carbonatados del Lías Inferior. En general se trata de lutitas verdes y grises con intercalaciones de láminas y capas muy finas de dolomías blanco amarillentas con laminación paralela y porosidad móldica. Dado lo reducido del afloramiento y la tectonización de los sedimentos aflorantes es difícil establecer ni tan siquiera una pequeña serie representativa, únicamente indicar que parecen estructurarse en una secuencia carbonato creciente.

Al conjunto de estos sedimentos se les atribuye una edad Trías Superior (Carniense y/o más moderno), aunque en concreto estos depósitos dada su posición estratigráfica tan cercana a las dolomías del Lías podrían ya corresponder al tránsito Triásico-Jurásico.

2.1.1.2. *Dolomías grises y amarillentas (2). Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense)*

De manera análoga a la unidad litológica descrita con anterioridad, estos materiales solo afloran en el borde norte de la sierra de Manzanete y con muy reducida extensión. Su contacto, con las calizas oolíticas superiores, es concordante. Se trata de dolomías grises y amarillentas de masivas a estratificadas en bancos que intercalan láminas de margas hacia techo. En los escasos afloramientos donde el depósito no tiene una fuerte dolomitización, se observan laminación con colores alternantes gris-amarillo posiblemente de origen biogénico (mallas de algas). Localmente muestran textura brechoide que se explica por la disolución de niveles salinos (sulfatos y otras sales) intercalados en esta serie. Se trataría de depósitos de plataforma somera de dominio mareal en medios intra a supramareales. Por criterios regionales se les atribuye una edad Hettangiense-Sinemuriense.

2.1.1.3. *Calizas oolíticas (3). Jurásico Inferior (Sinemuriense-Pliensbachiense)*

Afloran exclusivamente en la sierra de Manzanete con una mayor extensión que los términos anteriores.

La litología dominante es de "grainstone" oolíticas y de "grainstone" y "packestone" oolíticas con peloides, fragmentos de bioclastos y granos de cuarzo, que intercalan capas de micritas, "mudstone" y "wackestone" peletíferas.

Estos depósitos carbonatados, con un espesor próximo a los 50 m, en la sierra de Manzanete y de más de 100 m en Sierra Espuña, se organizan en secuencias estrato y grano decrecientes (muddy secuencias) desde "rudstone" y/o "grainstone" oolíticas con estratificación cruzada plana como término basal a "mudstone" con birdeseyes como término superior. Hacia techo de la serie, en algunos afloramientos, se ha observado una capa caliza con bivalvos pelágicos y estructuras "hummock cross bedding" (H.C.S). Se trataría de depósitos de barras calcareníticas que se desarrollan en plataforma abierta de alta energía, limitando hacia continente zonas de plataforma con baja energía donde se depositan las facies micríticas. En S. Espuña son frecuentes las intercalaciones de "grainstone" oobiolásticas, con espesores decimétricos y estructuras H.C.S.; lo que indica que, en la plataforma descrita, las tempestades, eran un elemento importante de redistribución de los depósitos.

La microfacies contenida en estos sedimentos carbonatados es de bivalvos, espículas de esponja y radiolarios. SEYFRIED (1979) las data como Sinemurienses-Pliesbachienses. NIETO (1997,

2003), atribuyen una edad Lias-Dogger a las calizas oolíticas del Complejo Maláguide (Fm Chorro) en las sierras de Manzanete y Espuña. Es destacable la similitud de las facies de los jurásicos del Maláguide y del Prebético, explicable por representar en la paleogeografía cuencal los depósitos de plataforma desarrollados en los márgenes de dos continentes distintos.

2.1.1.4. *El Cretácico Superior y Terciario del Complejo Maláguide*

Aunque en los trabajos de MARTÍN-MARTÍN *et al.* (1997) y SIERRA-KIEL *et al.* (1998), no incluyan en sus trabajos los depósitos del Cretácico Superior como integrantes de los ciclos que describen en el terciario maláguide, la existencia de una paraconformidad entre estos sedimentos y los paleocenos, parece indicar una continuidad sedimentaria que posibilita la integración en dichos ciclos. En esta memoria así se ha contemplado, más aún por la imposibilidad de separar cartográficamente en el ámbito de esta Hoja los materiales cretácicos de los terciarios.

Los terrenos del Cretácico Superior y del Terciario del Maláguide en el área de esta Hoja y en sus colindantes suroccidentales conforman dos ciclos sedimentarios mayores de edad Cretácico Superior-Paleoceno-Oligoceno inferior y Oligoceno superior-Aquitaniense superior, respectivamente.

Los materiales que constituyen el Ciclo Sedimentario Inferior del Terciario Maláguide (CSITM), son pretectónicos en tanto que los del Ciclo Superior (CSSTM) son sintectónicos. Ambos ciclos están separados por una discordancia angular (Limite de Tipo I), asociada a una fase tectónica de edad Oligoceno superior basal. Esta discordancia es la primera de tipo regional reconocida en el ámbito del Maláguide. Durante el Aquitaniense superior culminó la historia orogénica de este dominio con su emplazamiento definitivo sobre el Alpujarride.

El CSITM se ha dividido en unidades litológicas descriptivas, con rango de formación, que pueden agruparse en Secuencias Deposicionales (SD). Estas secuencias han sido estudiadas en profundidad y datadas con precisión (MARTÍN- MARTÍN *et al.*, 1997). Están limitadas por superficies de discontinuidad (Límites de Tipo II) y/o por cambios en la tendencia megasecuenal en los depósitos de áreas subsidentes.

El CSSTM está formado por dos unidades clásticas con rango de formación que muestran diferente litología, área-fuente, medio de depósito pero que conforman una única secuencia deposicional de edad Oligoceno superior-Aquitaniense. Las características de esta SD evidencian la rápida evolución y relleno sedimentario de una cuenca subsidente con dos áreas fuentes bien diferenciadas: una situada al SE que suministraba material proveniente de la erosión del Mesozoico y Terciario del Maláguide y otra situada al N y NO y cuyos aportes denotan una procedencia de materiales esencialmente paleozoicos. (MARTÍN- MARTÍN *et al.*, *op. cit.*)

2.1.1.4.1. *Margas y margocalizas blancas y verdes, calizas arenosas y margas gris oscuro (4). Cretácico Superior- Paleoceno*

Afloran ampliamente al norte de Mula y al oeste del Embalse de La Cierva se extienden con amplitud hacia el oeste en la hoja colindante de Cehegín. Se trata de la unidad litoestratigrá-

fica más inferior de las que constituyen la denominada “Zona de escamas de Mula”. Dentro del ámbito de esta Hoja no se observa sobre que reposan estos depósitos. El contacto superior de esta unidad es, probablemente, una paraconformidad con los materiales integrados en el Ciclo Sedimentario del Terciario Maláguide suprayacentes.

En la base de esta unidad afloran margas muy silíceas, prácticamente silexitas, de color blanco-amarillento que, subiendo en la serie, pasan a margocalizas blancas y margas verdes. Hacia techo, la sedimentación cambia de forma notable a facies más detríticas constituida por una alternancia centimétrica de areniscas calcáreas “wackstone” / “ packestone” arenosas con abundantes granos de colofana y de *Microcodium*, con margas arenosas de colores gris azulado y marrón oscuro. Estas facies detríticas coinciden con las descritas por MARTÍN-MARTÍN *et al.* (1997b) y SIERRA-KIEL *et al.* (1998) como **Formación Mula** a la que, en sectores más occidentales, se subdivide en tres miembros siendo el inferior y superior de características litológicas muy similares con predominio de las alternancias centimétricas descritas y el intermedio se describe como un paquete de 2-4 m, de calciruditas litoclásticas masivas “rudstone” y “grainstone” de color gris oscuro. En la transversal de Mula, se reconocen dos bancos de calizas litoclásticas gradadas e intercaladas en margas negras en las que hay fragmentos dispersos de la calcirudita.

Un hecho destacable en esta formación es la presencia continuada de depósitos de fosfato ya como granos de colofana, o bien como granos de aloquímicos fosfatizados. El color azulado en fresco a gris oscuro por alteración, tiene su origen en estos componentes fosfatados.

En el Maláguide del área de Sierra Espuña durante el Cretácico Superior y el Paleoceno, se dio una sedimentación en plataforma mixta carbonatado-terrágena con abundantes aportes siliciclásticos provenientes de un continente situado al SE, (MARTÍN-MARTÍN, 1996). Las facies y estructuras del miembro o tramo intermedio (calciruditas litoclásticas gradadas) pueden tener un origen tempestítico y serían encuadrables en el grupo de facies conglomeráticas “debris y grain flow” (GABALDÓN, 1990). Tras un proceso transgresivo inicial, el Paleoceno responde a un ciclo regresivo-transgresivo en el que el Miembro Intermedio marca el máximo de somerización. Posiblemente todos los depósitos de la Fm Mula (20-25 m) se correspondan con un “transgressive system tract” (TST) en razón de su escaso espesor y de su alto contenido en fosfatos.

En el contenido micropaleontológico de esta unidad, se ha determinado la presencia de *Globotruncana concavata*, *G. angusticarinata*, *G. ex gregue linneiana*, *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G. subespinosa*, *G. coronata*, *G. calcarata*, que datan los depósitos margosos y carbonatados basales como Senoniense. En los tramos de carácter terrígeno-carbonatado, asimilables a la Fm Mula, el Miembro Inferior, con *Stomatorbina binkhorsti* (REUSS 1862) *Reedella* sp., *Spiroloculina* sp., *Roephax* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* sp., *Miliola* sp., *Linaresia* sp., se data como Paleoceno Inferior o SBZ1, el Miembro Intermedio con *Cuvillierina sireli* INAN 1988., *Miscellanea globularis* RAHAGUI 1978., *Planorbulina create* (MARSSON 1878)., *Haddonina* sp., *Linaresia* sp., indican una edad Paleoceno superior o SBZ2. En el Miembro Superior se tiene una asociación de foraminíferos planctónicos en los que se determina *Subbotina linaperta* FINLAY 1947., *Globigerina trilocolinoides* PLUMMER 1926., *Muricoglobigerina soldadoensis*

BROONN 1952., *Morozovella aequa* CUSHMAN y RENZ 1942., *M. velascoensis* CUSHMAN 1925., *M. edgari* PREMILI-SILVA y BOLLI 1973, *M. oclusa* LOEBLICH y TAPPAN 1957., *M. subbotinae* MOROZOVA 1957, *Planorotalites chapmani* PARR 1938 y *P. Pseudomenardii* BOLLI 1957, que indican una edad Paleoceno superior.

La difícil delimitación de estas facies dada la compleja estructuración y la mala calidad de los afloramientos ha desaconsejado la delimitación cartográfica de las litologías descritas englobándose en un único término cartográfico.

2.1.1.4.2. Calizas de algas y nummulítidos (5). Eoceno (*Ypresiense-Luteciense*)

Estos materiales afloran con cierta profusión e intermitentemente a lo largo de cualesquiera de las transversales de la zona de escamas de Mula. Debido a su litología, mucho más resistente a la erosión que la de los tramos entre las que se intercala, ocasiona la peculiar apariencia geomorfológica de dicha zona de escamas, constituyendo el armazón o esqueleto de esta última.

La base de esta unidad en los afloramientos observados es una paraconformidad y en algún caso se trata de una discordancia débilmente erosiva (límite de tipo 2) sobre las facies del Paleoceno. En el ámbito regional define como un contacto erosivo que lleva asociado una laguna estratigráfica. El límite superior, al menos en el ámbito de esta Hoja, es una paraconformidad marcada por un brusco cambio litológico. Estas calizas fueron datadas como Luteciense por los autores de esta Hoja. No obstante, dada su posición estratigráfica, directamente encima del conjunto cretácico-paleoceno y el tipo de su contacto inducen a no descartar que los tramos basales sean de edad Ypresiense como se confirma por MARTÍN-MARTIN *et al.* (*op. cit.*) y SIERRA-KIEL *et al.* (*op. cit.*) en áreas próximas donde describen estos materiales como Formación Espuña.

En síntesis, pueden distinguirse tres tramos o miembros dentro de esta formación: el inferior con un espesor de 1-2 m está caracterizado por facies de "grainstone" arenosas en capas decimétricas a bancos. Estas calizas contienen granos de cuarzo, glauconita y colofana de tamaño arena gruesa a grava. Aunque con menor espesor, se correspondería con las "sandy limestone member" descritas por GEEL (1973) en el sector de Vélez Rubio. En los trabajos citados, este miembro presenta una asociación de: *Alveolina aff. Coudurensis* HOTTINGER 1960, *A. minuta* CHECCHIA-RISPOLI 1909., *A. fornasinii* CHECCHIA-RISPOLI 1909, *A. oblonga* D'ORBIGNY 1826, *A. distefanoi* CHECCHIA-RISPOLI 1905, *A. ruetimayeri* HOTTINGER 1960, *Glomalveolina minutula* REICHEL 1936, *Cuvillierina vallensis* (RUIZ DE GAONA 1948), *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926, *Orbitolites* sp., bivalvos, rodofíceas, equinodermos, etc., que determinan una edad Cuisiense inferior, zona SBZ10.

El tramo o miembro intermedio está constituido por 60-70 m, de calizas masivas o con estratificación difusa. Son "packestone" y "grainstone" con abundantes nummulítidos y alveolínidos. Se corresponde con el "Limestone Alveolina Member" definido por GEEL (1973).

La parte inferior de estos depósitos presenta una microfacies muy parecida a la descrita en el miembro anterior, indicando una edad Cuisiense inferior. Cuando como ocurre en las escamas de Mula el predominio en las asociaciones corresponde a los nummulítidos, las especies que

se identifican son: *Nummulites burdigalensis burdigalensis* DE LA HARPE 1926, *N. planulatus* (LAMARK 1804), *N. pustulosus* DOUVILLÉ 1919, *N. escheri* SCHAUB 1981, *N. leupoldi* SCHAUB 1951, *N. pratti* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *N. nitidus* DE LA HARPE 1883, *N. Distans* DESHAYES 1838, *N. Parstchi* DE LA HARPE 1880, *N. Lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuili* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *Assilina placentula* (DESHAYES 1838), *A. Plana* SCHAUB 1981, *A. laxispira* DE LA HARPE 1926, *A. tenuimarginata* HEIM 1908, junto a bivalvos, rodofíceas, equinodermos, etc., que determinan una edad Cuisiense basal hasta el Luteciense inferior para este miembro.

El tramo o miembro superior esta caracterizado por las calizas de algas. Su espesor es variable en los afloramientos de cada escama, con un mínimo de 20 m y un máximo de 40.

Estas calizas presentan estratificación masiva con textura *boundstone de rodofíceas* y con aspecto brechoide en algunos afloramientos debido a los procesos erosivos en las bioconstrucciones. Asociados a dichos boundstone se han observado *mud mound* con foraminíferos encostrantes (*Solenomeris* sp.) y pequeñas bioconstrucciones de algas a techo de los montículos. Se han identificado *Nummulites Lehneri* SCHAUB 1962, *N. verneuili* D'ARCHIAC y HAIME 1853, *Assilina tenuimarginata* HEIM 1908. La asociación de nummúlidos encontrados indica una edad Luteciense inferior o zona SBZ13 por lo que el conjunto de la unidad cartográfica diferenciada, que se corresponde en gran medida con la Fm Espuña, sería Cuisiense Basal Luteciense inferior.

Los sedimentos que se integran en la Secuencia Depositional (SD), Cuisiense Basal-Luteciense inferior, en el sector de las escamas de Mula, muestran características de depósitos de plataforma abierta con una evolución desde posiciones transgresivas en el tramo intermedio a regresivas en el superior.

2.1.1.4.3. *Margas rojas y verdes (6) con intercalaciones de calizas (7). Eoceno (Luteciense superior-Priaboniense)*

Al igual que la unidad anterior, estos materiales afloran en cualesquiera de las transversales de la zona de escamas de Mula, aunque posiblemente el afloramiento más extenso se encuentra al norte de la cola del Embalse de La Cierva. El límite inferior de esta unidad es una paraconformidad marcada localmente por depósitos de hierro y el superior coincide, en la región de Mula, con la discordancia que se considera el límite de los CSITM-CSSCM.

Esta unidad cartográfica sería equivalente a las Formaciones Malveriche y Cánovas (MARTIN-MARTIN *et al.*, *op. cit.*).

Los tramos inferiores de esta unidad cartográfica, asimilables a la Fm Malveriche, se caracterizan por unas facies litológicas en las que el predominio corresponde a las calizas arenosas, calcarenitas hacia techo, alternando con potentes intercalaciones margo-arenosas. En estas facies destaca la presencia de un alto contenido en macroforaminíferos bentónicos de formas planas y tamaños de 5 a 10 cm. Este conjunto litológico alcanza en el ámbito de la Hoja espesores de hasta 350 m. El tramo de techo con una potencia próxima a los 150 m, tiene una composición en el que el predominio corresponde a las margas de coloraciones rojizas,

pardas y verdosas en las que se intercalan capas de calcarenitas de espesor decimétrico a centimétrico. En estas capas pueden observarse secuencias con estratificación cruzada "hummocky" y hacia techo capas gradadas. En estos depósitos, asimilables a la Fm Cánovas, la fauna bentónica es de pequeño tamaño.

En el registro sedimentario, que se describe como Fm Malveriche, entre los macroforaminíferos determinados destacan por su abundancia *Assilina* sp., *Discocyclusina* sp., y *Nummulites* sp., de grandes dimensiones. Se identifican las siguientes especies: *Nummulites aspermontis* (SCHAUB, 1981), *N. boussaci* (ROZLOZSNIK, 1924), *N. alponensis* (SCHAUB, 1981), *N. aff. millecaput* (BOUBÉE, 1832), *N. hilarionis* (SCHAUB, 1981), *N. beneharnensis* (DE LA HARPE, 1926), *N. aff. deshayesi* (D'ARCHIAC y HAIME, 1853), *N. aff. taverdetensis* (REGUANT y CLAVELL, 1967), *N. herbi* (SCHAUB, 1981), *N. praepuschi* (SCHAUB, 1981), *N. discorbinus* (SCHLOTHEIM, 1820), *N. aff. biarritzensis* (D'ARCHIAC y HAIME, 1853), *N. lorioli* (DE LA HARPE, 1879), *N. perforatus* (DE MONTFORT, 1808), *N. praegarnieri* (SCHAUB, 1981), *N. beaumonti* (D'ARCHIAC y HAIME, 1853), *N. hottingeri* (SCHAUB, 1981), *Assilina aff. exponeus* (SOWERBY, 1840), *Discocyclusina pratti pratti* (MICHELIN, 1846) y *Asterocyclusina stellata stellata* (D'ARCHIAC, 1846).

En los tramos margo-arenosos se identifican los siguientes foraminíferos planctónicos: *Globigerina eocaena* (GÜMBEL 1868), *G. corpulenta* (SUBBOTINA, 1953), *G. praebulloides* (BLOW, 1969), *Acarinina bullbrookii* (BOLLI, 1957), y *Morozowella spinulosa* (CUSHMAN, 1925).

Estas asociaciones de fauna permiten atribuir una edad desde el Luteciense medio o SBZ14 en las calizas basales, a Bartoniense inferior en las calcarenitas superiores.

En los tramos que se describen como Fm Cánovas se identifican las siguientes especies: *Nummulites biedai* (SCHAUB, 1926), *N. striatus* (BRUGUIÈRE, 1792), *N. praegarnieri* (SCHAUB, 1981), y *Discocyclusina augustae augustae* (WEIJDEN, 1940) y planctónicos como: *Globigerina galavasi* (BERMUDEZ, 1961), *G. tripartita* (KOCH, 1926), *G. venezuelana* (HEDBERG, 1937), *G. eocaena* (GÜMBEL, 1968), *G. corpulenta* (SUBBOTINA, 1953), *G. gortanii* (BORSETTI, 1959), *Globorrotaloides suteri* (BOLLI, 1957) y *Turborrotalia cerroazulensis* (COLE, 1928). Estas asociaciones permiten atribuir a estos materiales una edad Bartoniense superior a Priabonense superior.

De esta forma, el conjunto de sedimentos encuadrados en esta unidad cartográfica, tienen una cronología que abarca desde el Luteciense medio al Priabonense superior.

Las características expuestas indican que la secuencia deposicional del Luteciense medio-Priabonense superior, muestra una tendencia transgresiva pasando desde facies de alta energía en plataforma interna a facies de plataforma externa con episodios de tormentas.

2.1.1.4.4. Conglomerados poligénicos y heterométricos (8). Formación Río Pliego. Oligoceno superior-Aquitaniense

Afloran solamente en dos sectores pequeños situados al sur y oeste de la cabecera del embalse de la Cierva. Estos dos afloramientos, junto con otro más importantes ubicado en la hoja

colindante de Cehegín, constituyen, por lo que se conoce al respecto, los únicos ejemplos de la presencia de materiales con esta litología y posición tectoestratigráfica en el ámbito de las Cordilleras Béticas. Es por ello que se resaltan aquí dada su importancia paleogeográfica.

El contacto inferior es discordante (con discordancia angular y erosiva) en el afloramiento más oriental muy cercano a la cabecera del embalse. Esta discordancia lo es incluso de carácter cartográfico, tal como ha quedado reflejada en el mapa geológico. El contacto superior es una discordancia a disconformidad con las series siliciclásticas suprayacente de coloraciones rojizas.

Ambas unidades se integran en la Formación Río Pliego (JEREZ, F. 1979), y constituyen en esta Hoja el Ciclo Sedimentario Superior del Terciario Maláguide, de carácter sinorogénico.

El espectro litológico de estos conglomerados muestra un predominio de los cantos cuarcíticos con un menor porcentaje de los carbonatados (dolomías y calizas), esquistos y pizarras. En los afloramientos de esta Hoja muestran un centil próximo a los 40 cm en cantos subangulosos de carbonatos y una moda en 15 cm en cantos cuarcíticos redondeados. La matriz es escasa. En general pueden identificarse cantos representativos de todo el registro sedimentario del Complejo Maláguide precedente (Paleozoico-Mesozoico). El espesor es muy variable de un afloramiento a otro (20 m a 80 m).

Estos conglomerados clasto-soportados, presentan un tramo masivo de mayor desarrollo, seguido por un tramo con gradación normal marcada por una disminución progresiva en el tamaño y, contenido de los clastos "coarse-tail-grading", a la vez que el tamaño de grano de la matriz se hace sensiblemente menor. Su transporte se produce por flujos hiperconcentrados (MUTTI, 1992) o "debris flow" con regímenes de flujo cercanos a los "grain flows" (HURST y SURLYK, 1983), formados por la progresiva dilución con agua marina de los "debris flows" cohesivos. Los afloramientos descritos podrían tratarse de fan deltas instalados sobre una plataforma de escaso desarrollo.

Dada su posición estratigráfica, se le atribuye una cronología de Oligoceno terminal a Aquitaniense basal dado que las series siliciclásticas superiores han sido datadas como Aquitaniense y teniendo en cuenta que, por razones sedimentológicas, paleogeográficas y cronológicas tiene que ser más reciente que el Miembro superior de la Formación Bosque (MARTIN-MARTIN *et al.*, 1997), bien datado como Oligoceno superior en sectores muy próximos (Hojas de Alcantarilla y Cehegín).

Al respecto creemos conveniente aclarar que estos últimos autores consideran que existe un cambio lateral de facies entre dicho miembro superior de la Fm Bosque y los depósitos inferiores de la Fm Río Pliego. Asimismo, la unidad de "conglomerados poligénicos masivos y heterométricos" la sitúan como miembro intermedio de dicha formación, aspectos ambos en los que los autores de esta Hoja manifiestan su desacuerdo. Tanto por las observaciones de campo, incluso con recorridos en áreas fuera de la zona de estudio, como por los conceptos tectoestratigráficos de índole regional, nos inclinamos a pensar que las Formaciones Bosque y Río Pliego constituyen dos SD sucesivas donde los potentes conglomerados calcáuticos de la

Fm Bosque, representa el sintectónico con desmantelamiento de las plataformas carbonatadas mesozoicas y paleocenas y, la Fm Río Pliego, es el sintectónico del desmantelamiento de las unidades siliciclástico-carbonatadas más profundas del Complejo Maláguide. Sus diferente composición litológica y estructuración sedimentaria nos lleva a considerarlas sucesivas y no como cambio lateral (pro parte). De esta forma los conglomerados descritos se consideran como la unidad basal de la Fm Río Pliego sin perjuicio de que, en otros afloramientos, se intercalen en la serie tramos siliciclásticos groseros de composición similar.

2.1.1.4.5. *Areniscas, lutitas rojizo-violáceas a amarillentas y microconglomerados (9).*
Formación Río Pliego. Oligoceno superior- Aquitaniense

Esta unidad aflora exclusivamente, aunque de forma muy amplia, rellenando la Depresión del Río Pliego entre Mula, al norte, y la sierra de Manzanete al sur.

El contacto inferior de esta unidad es una discordancia angular y erosiva sobre distintas unidades implicadas en las escamas tectónicas de la zona de Mula. Puntos singulares donde se observa dicha discordancia se tienen a unos 500 m, al NO de la cabecera del embalse de La Cierva en el sector septentrional de la Depresión y en la ermita de Pliego junto a la carretera local de Pliego a Librilla, donde la Fm Río Pliego se superpone con una fuerte discordancia erosiva sobre las calizas del miembro tercero de la Fm Bosque, tal como se describe en la nueva memoria de la Hoja de Alcantarilla realizadas por los mismos autores de la presente Hoja.

El contacto superior es la discordancia angular y erosiva de los depósitos que rellenan la cuenca neógena de Mula.

Las series parciales realizadas a lo largo de las vertientes de los ríos Pliego y Mula permiten realizar una descripción tentativa de la estratigrafía de esta unidad. En función de la granulometría y de la estructuración interna se diferencian las siguientes facies:

a). *Lutitas de tonos rojo-violáceos y amarillentos con intercalaciones de litarenitas de grano muy fino*

Es la facies litológica más característica de esta formación y aunque a simple vista parece las más abundante no lo es, al menos en el sector estudiado. De igual manera su color es engañoso ya que en roca fresca es de una tonalidad grisácea muy oscura. Los procesos de oxidación dan lugar a las tonalidades rojizas y los erosivos y de percolación ocasionan que las facies arenosas de esta formación tengan una patina superficial roja cuando su color en fresco es gris a blanco-amarillento.

Muestran un aspecto microlaminado con intercalación de láminas de limolitas grises a amarillentas. Las láminas son muy continuas y en detalle se observan con base débilmente erosiva y gradación positiva (laminación de "shear sorting").

En esta litología y de forma progresivamente más abundante, se intercalan capas centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino con base débilmente erosiva y gradación positiva.

Se trata de facies turbidíticas C_2 (T_a^e), D_1 (T_b^e) y D_2 (T_c^e) de MUTTI (*op. cit.*). En esta litofacies la presencia de restos vegetales y nódulos dispersos, suele ser una constante.

Las características litológicas y de ordenación secuencial parecen indicar que se trataría de depósitos relacionados con un sistema turbidítico caracterizado por secuencias masivas, predominantemente fangosas, en las que se insertan secuencias areniscosas que rellenan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de forma que, hacia cuenca, las secuencias fangosas son difícilmente discernibles de los depósitos propios de la llanura de cuenca. Los niveles de lutitas gris oscuras o verdosas, no asociados a las capas litareníticas, se explican por procesos de "by passing", en tanto que los niveles violáceos de espesor decimétrico representarían el depósito normal de cuenca producido por decantación de fangos con baja tasa de sedimentación, lo que permite la oxidación del hierro.

El funcionamiento hidrodinámico de este sistema turbidítico sería similar a un Tipo III, MUTTI (1979) de baja eficacia de transporte.

b). Alternancias de litarenitas de grano medio y lutitas grises y rojo-violáceas

Se trata del conjunto litológico mayoritario en los afloramientos observados y lo constituyen las alternancias de litarenitas y lutitas cuya relación arena/pelita varía de 1/2 a 5/1.

En este segundo conjunto litológico se observan, por una parte, capas centimétricas, tabulares con base débilmente erosiva a plana y techo ondulado desprovistas del intervalo gradado (T_a) y con intervalos de laminación paralela y cruzada de ripples, normalmente convolucionadas, muy bien representado. Tienen un intervalo de decantación con espesor equivalente en lutitas gris oscuras. Se corresponderían a las facies F9 de MUTTI (1991) generadas por corrientes de turbidez de baja densidad, que transportan solamente arena de muy fina a fangos. El depósito de arena se realiza por tracción-decantación, ocasionando la laminación paralela de alto flujo.

Otra facies, relativamente abundante en los sectores occidentales, la constituyen las litarenitas con tamaño de arena gruesa-media a fina y espesores de decimétricos a bancos (0,30 a 130 cm). Son capas que muestran la secuencia de BOUMA completa con un intervalo basal (T_a) con granoclasificación positiva bien desarrollada que en las capas más gruesas engloba cantos blandos, "mud chips", y gravas heterolíticas dispersas o concentradas en la base. Sobre este intervalo se disponen los de laminación paralela (T_b), laminación de ripples (T_c) y los de decantación de finos (T_d y T_e). En esta secuencia lo normal es observar una relación arena/pelita variable de 6/1 a 2/1. La base de estas capas es erosiva, con geometrías de plano paralelas a ligeramente canaliformes y con estructuras de carga e hidroplásticas y de inyección de fangos.

La litología de estas areniscas muestra espectro lítico sumamente variado. En general, son litarenitas con unos porcentajes de cuarzo y feldespatos inferiores al 20% y 5% respectivamente, y una matriz arcillosa que oscila entre el 10% y el 15%. El resto son fragmentos líticos en los que por orden de abundancia se tienen rocas metamórficas, carbonatadas, volcánicas (ácidas y básicas) y micas.

En ambas litofacies se han observado fenómenos de eslumpamiento y brechificación (brechas intraformacionales) entre capas planoparalelas (río Pliego-Barranco de la Plata).

La génesis de estos materiales son deslizamientos gravitatorios ocurridos en las primeras etapas diagenéticas. Las marcas de corriente, "flute" y "groove marks", relativamente escasas en el área de la Hoja han dado direcciones N100°E a N150°E, con sentido de aportes ONO-ESE y NNO-SSE.

c). *Areniscas masivas*

Localmente se observan litosomas de espesores métricos y extensión lateral de orden kilométrico, constituidos por litarenitas en bancos o capas decimétricas (30 a 100 cm) con tamaño de grano de muy grueso a fino. Muestran un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia constante de estructuras hidroplásticas, "dish and pillow", de carga y de inyección. Este intervalo ocupa gran parte de la secuencia observándose normalmente hacia su parte final una gradación normal (Ta) acompañada con laminación paralela (Tb) que precede a los términos de decantación Td y Te en limos y arcillas grises.

En las capas de menor espesor es frecuente encontrar un intervalo de laminación de ripples (Tc). Las capas, por lo general, presentan geometrías canaliformes a plano paralelas. Son facies B₁ y B₂, MUTTI (1979) o F₅, MUTTI (1991). Son depósitos relacionados con corrientes de turbidez de alta densidad que transportan detríticos de grano grueso a fino.

El conjunto de facies descritas, para la Fm Río Pliego en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, al menos en el sector de la Depresión encuadrado en esta Hoja, en un ciclo de facies negativo y por tanto en posición regresiva. La arquitectura de este ciclo se organiza en macrosecuencias grano y estratocrecientes, que culminan con las litarenitas masivas, seguido de un cortejo de macrosecuencias granodecrecientes que en principio conformarían una megasecuencia simétrica.

Cada macrosecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de lutitas gris-oscuras o rojizo-violáceas y litarenitas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a cuenca y lóbulo externo, pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en las litarenitas de grano medio-grueso, con intervalo (Ta) bien desarrollado y gradación normal y, finalmente, a facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa, etc.

Las macrosecuencias positivas son indicativas de una retrogradación del sistema, en la cual de nuevo se pasaría de forma paulatina a términos de cuenca.

La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

Esta secuencia de primer orden (Secuencia Depositional compleja) de probable carácter progradante, sería el resultado del avance, por efectos tectónicos, de cuñas clásticas procedentes de un orógeno, situado, en sentido amplio, al oeste de esta área.

MARTÍN-MARTÍN *et al.* (*op. cit.*), han identificado una asociación compuesta por: *Dictyococcites bisectus* (BUKRY y PERCIVAL, 1971), *Helicosphaera recta* (HAQ, 1966), *H. Euphratis* (HAQ, 1966), *Sphenolithus ciperoensis* (BRAMLETTE y WILCOXON, 1967), *S. distentus* (BRAMLETTE y WILCOXON, 1967), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE, 1959), *Cyclcarolithus abisectus* (WISE, 1973), *C. floridanus* (BUKRY, 1971) y *Reticulofenestra gartneri* (ROTH y HAQ, 1967.) Esta asociación indica una edad comprendida entre la zona NP24 y la NN1, es decir, desde el tránsito Oligoceno inferior-superior hasta el Mioceno inferior (Aquitaniense inferior).

2.2. ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS (ZEB)

Como ya se ha descrito con anterioridad, los terrenos adscritos a las ZEB son los que afloran al Norte del Accidente Norbético constituyendo esencialmente la sierra de Ricote.

La sierra de Ricote queda definida por PAQUET (1969) como un complejo tectónico formado por tres unidades cabalgantes hacia el NE, denominadas de N a S como Unidades de la Bermeja, de la Garita y de la Mezquita respectivamente (Ver Fig. 1). El contacto entre las dos últimas unidades funcionó *a posteriori* como un retrocabalgamiento que situó la Unidad de la Garita sobre la de la Mezquita.

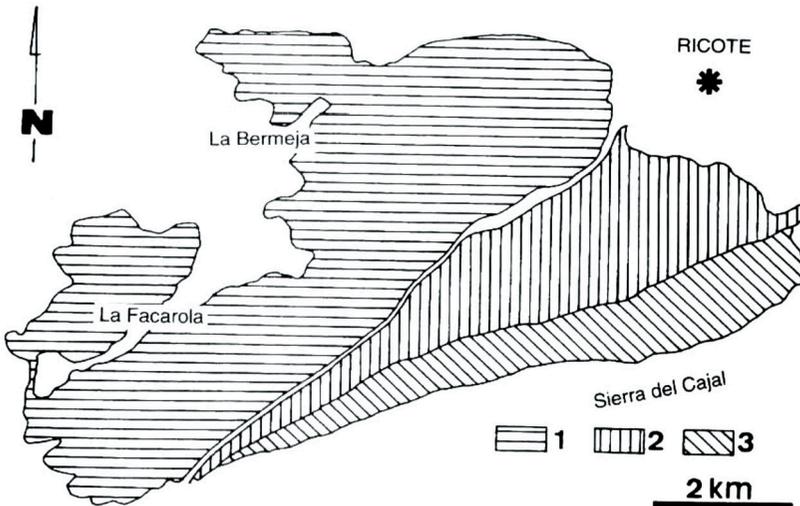


Figura 1.- Unidades tectónicas de la sierra de Ricote, según NIETO ALBERT (1997).
Leyenda: 1: Unidad de la Bermeja. 2: Unidad de la Garita. 3: Unidad de la Mezquita.

Otras diferencias sedimentológicas entre dichas unidades vienen constituidas por la presencia de turbiditas oolíticas de edad Dogger en gran parte de la Unidad de la Bermeja (Fm Ricote), relevadas en la Unidad de la Garita por brechas y turbiditas oolíticas intercaladas con margas y margocalizas con sílex, mientras que, en la Unidad de la Mezquita, los depósitos de la misma edad carecen de facies oolíticas, siendo sustituidos por materiales margosos y margocalizos. También es conveniente resaltar la similitud de facies entre los depósitos cretácicos del Subbético medio y del Subbético externo.

2.2.1. Calizas y calizas dolomíticas tableadas con niveles de margas yesíferas (10). Facies Muschelkalk. Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Carniense inferior?)

La facies Muschelkalk sólo se ha reconocido en la ZEB de esta Hoja, como pequeños afloramientos aislados dentro de materiales margo-yesíferos de naturaleza caótica atribuidos a la Unidad Olistostrómica (32). Los más numerosos se encuentran situados en la esquina NO de la Hoja, junto a la Venta Palomín, mientras que otros se encuentran explotados por una cantera que los beneficia como áridos de machaqueo en el término municipal de Ulea.

Litológicamente se compone de calizas micríticas grises en fresco, ocreas en superficie, tableadas en niveles centimétricos o en bancos de 30-50 cm de espesor medio, que en ocasiones se presentan dolomitizadas. Localmente pueden presentar intercalaciones de margas de tonos grises y verdosos que pueden ser yesíferas, con características similares a las de la facies Keuper.

Sedimentológicamente se aprecian en los niveles tableados laminaciones estromatolíticas y ripples de oscilación. Son frecuentes también las estructuras de desecación "mud-cracks" y los moldes de cristales de evaporitas. Se interpretan como sedimentos de plataforma carbonatada somera restringida "lagoon", con episodios desde submareales a supramareales y evidencias de ambiente hipersalinos de tipo *sebkha* litoral.

El contenido faunístico de la unidad es escaso y poco determinativo, básicamente restos de equinodermos y de bivalvos. JEREZ-MIR *et al.* (1974) citan también en afloramientos correspondientes a la vecina Hoja de Cieza la presencia de *Fronicularia* sp. y *Siphonites* sp.(?). Por consideraciones regionales, se le atribuye una edad Triásico Medio-Superior, probablemente correspondiente al intervalo Ladiniense-Carniense inferior.

2.2.2. Yesos masivos y laminados grises y blancos, areniscas y arcillas yesíferas versicolores (11). Facies Keuper. Triásico Superior (Carniense-Noriense)

La facies Keuper constituye, por sus características litológicas, el principal nivel de despegue que ha absorbido la mayor parte de la deformación en todas las fases de la estructuración orogénica de la Cadena Bética. Por tanto, en la Hoja de Molina de Segura se presenta siempre implicado en accidentes tectónicos, principalmente en la zona de la Falla de Crevillente. El resto de los numerosos afloramientos considerados como Keuper, en realidad corresponden a una unidad fanglomerática con más de un 90% de sus elementos de origen en la facies Keuper (cantos, gravas y megabloques de yesos, areniscas y dolomías en una matriz arcillo-margosa), de edad Neógena, que se describirá en el epígrafe 2.3.3.

Pese a las malas condiciones de afloramiento y la intensa tectonización, puede indicarse que el Keuper de la región presenta características similares a las litofacies clásicas definidas en el Triás de Levante por Ortí Cabo y reconocidas en la zona Subbética por PÉREZ LÓPEZ (1991). Este último autor propugna la denominación para el mismo de "Triás Sudibérico".

Litológicamente se trata de un conjunto formado por lutitas y margas versicolores, principalmente de tonos verdosos y rojizos, ricas en niveles yesíferos de colores blancos, generalmente laminados. Regionalmente, existen evidencias de la presencia de una serie areniscosa intermedia de espesor mucho menor que en el sector valenciano, pero en la Hoja de Molina de Segura, sólo se ha reconocido como olistolitos dentro de la Unidad Olistostrómica (32).

En conjunto, los ambientes sedimentarios de esta unidad pueden definirse como típicos de una gran llanura costera lutítica más o menos salina que se llega a convertir en una *shebka* litoral con características hipersalinas. Sobre dicha llanura costera, se implanta un sistema fluvial efímero, posiblemente de tipo *braided*, correspondiente a los niveles arenosos equivalentes a las Areniscas de Manuel (K₂) del Keuper levantino.

Por consideraciones regionales, se atribuye al Keuper una edad Carniense a Noriense.

2.2.3. Ofitas (w). Triásico Superior (Noriense)

Se trata de varios pequeños afloramientos, con características de olistolitos, de rocas magmáticas verdes de tipo ofítico situados en la esquina NO de la Hoja, junto a la Venta Palomín.

Litológicamente son rocas alcalinas de tipo dolerítico y con texturas ofíticas, de tonos verdosos y grano medio-grueso, encajadas entre las arcillas yesíferas con olistolitos de todos los tamaños del Keuper resedimentado (formación olistostrómica del Neógeno, unidad 24). Corresponden a cuerpos subvolcánicos del tipo de los *sills* o lacolitos.

El emplazamiento de estos materiales está en relación con los procesos distensivos ligados a la fase de "rifting" de la futura Cordillera Bética durante el final del Triásico, por lo que se considera una edad Noriense para los mismos.

2.2.4. Dolomías tableadas y dolomías en bancos. Niveles yesíferos intercalados (12). Triásico Superior (Rethiense)

Esta unidad cartográfica se localiza en la parte S de la sierra de Ricote, en la unidad de la Mezquita, constituyendo la parte más inferior de la serie supraKeuper.

Se trata de un conjunto de materiales con unos 75 m de espesor, formados por alternancias de dolomías tableadas, finamente estratificadas y en ocasiones con aspecto carniolar, y de yesos blanquecinos en capas decimétricas.

Corresponden a sedimentos de plataforma carbonatada somera restringida "lagoon", sometidos a condiciones esporádicas de hipersalinidad que permitirían la precipitación de evaporitas.

Esta unidad ocupa una posición estratigráfica claramente superior a los niveles arcillo-yesíferos del Keuper implicados en el Accidente de Crevillente. Podría, al menos en parte, ser equivalente a la "zona de anhidrita" del "SupraKeuper" definida en los sondeos de la región levantina, a su vez equivalente "*pro parte*" de la formación Dolomías tableadas de Imón en la Cordillera Ibérica, y correlacionable con la Formación Zamoranos, también de naturaleza calcodolomítica, definida por PÉREZ LÓPEZ (1991) en sectores más occidentales del Subbético (provincias de Córdoba y Granada).

Según estos criterios, la edad que se atribuye a la presente unidad cartográfica es Rhetiense *sensu lato*, equivalente en otras escalas cronoestratigráficas al Noriense superior, sin descartarse que en parte también pudiera estar representado el Noriense inferior (PÉREZ LÓPEZ *et al.*, 1992).

2.2.5. Brechas dolomíticas y dolomías (13). Formación Gavilán (Miembro inferior). Jurásico Inferior (Hettangiense-Sinemuriense)

Este miembro inferior dolomítico de la Formación Gavilán se localiza preferentemente en la Unidad de la Mezquita, dando lugar a relieves escarpados sobre el Keuper asociado a la falla de Crevillente o las margas del Mioceno superior.

Está compuesto por un conjunto de brechas dolomíticas y dolomías masivas hacia la base y estratificadas en bancos decimétricos hacia el techo, que en ocasiones están muy recristalizadas y otras se presentan menos dolomitizadas, siendo calizas dolomíticas de textura "mudstone" a "packestone" por lo común. El espesor del conjunto supera los 100 m, aunque no ha podido observarse el muro de la formación.

La existencia de brechas dolomíticas y carniolas se explica por la disolución postsedimentaria de niveles yesíferos intercalados con los dolomíticos y el posterior colapso y diagénesis de la roca (NIETO ALBERT, 1997). Corresponden a medios de plataforma carbonatada somera sometida al influjo de las mareas, con desarrollo de términos desde submareales a supramareales.

La edad que se asigna a la unidad es Hettangiense-Sinemuriense, en base a las dataciones de los niveles calcáreos que constituyen la parte superior de la Formación Gavilán y que se describirán en el epígrafe posterior.

2.2.6. Calizas en bancos y calizas tableadas (14). Formación Gavilán, (Miembro superior). Jurásico Inferior (Sinemuriense superior-Pliesbachiense inferior)

Esta unidad aflora extensamente en toda la sierra de Ricote, constituyendo el armazón de la misma.

Está formada por un conjunto de unos 70-100 m de calizas bien estratificadas en bancos decimétricos, y en menor medida, calizas finamente tableadas y de estratificación nodulosa en ocasiones, con algún lecho margoso intercalado. Dentro de las microfacies, las más frecuentes son las calizas micríticas "mudstone" a "wackestone", y menos frecuentes los *packestone* y *grainstones* de oolitos y pelloides, y a veces, de crinoides. En la Unidad de la Mezquita, además se presentan calizas micríticas y margas con abundantes nódulos de sílex.

Se organizan en secuencias estrato y granodecrecientes, con niveles de *packestone* y *grainstones* en la base, a menudo con estratificación cruzada planar, y "mudstones" a "wackestone" encima, a veces con niveles de cantos negros. El techo localmente presenta un nivel ferruginoso de tipo *hardground*.

Se interpreta esta unidad cartográfica (NIETO ALBERT, *op. cit.*) como correspondiente a una plataforma interna carbonatada del tipo llanura de mareas fangosa, con desarrollo de canales mareales de facies más energéticas (calcareníticas), y en zonas más distales, facies de "sand-waves" de pellets y oolitos que constituirían una barrera afectada por mareas y oleaje.

Según NIETO ALBERT (*op. cit.*), en el miembro superior de la Formación Gavilán se han clasificado, entre otros, *Haurania amiji* HENSON, *H. deserta* HENSON, *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Orbitopsella praecursor* GÜMBEL, *Vidalina martana* FARINACCI y *Paleodasycladus mediterraneus* PIA, que indican una edad Sinemuriense-Pliesbachiense. SANDOVAL (1976) precisa que el techo de la formación alcanza el Pliesbachiense inferior.

2.2.7. Alternancias de margocalizas y margas amarillentas en capas finas. Calizas margosas a techo, localmente con nódulos de sílex (15). Formación Zegrí. Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Bajociense inferior)

La Formación Zegrí se ha cartografiado en las Unidades de la Bermeja y de la Garita, mientras que en la Unidad de la Mezquita se ha cartografiado conjuntamente con la Formación Veleta, dada las escasas potencias que presentan ambas en dicha unidad tectónica.

Está formada por hasta un máximo de 130 m en la Unidad de la Bermeja y 80 m en la Unidad de la Garita. En la sección estratigráfica levantada en al Cañada de Mahoma (X = 632.650; Y = 4.220.300) puede distinguirse un miembro inferior formado por 40 m de alternancias de margas verdosas en bancos de 50-100 cm con calizas arcillosas y margocalizas con aspecto noduloso también en bancos decimétricos, del que no aflora su base, seguido por un miembro superior formado por 35 m de calizas micríticas blanco-grisáceas de texturas "mudstone" a "wackestone", en bancos de 5-50 cm, alternantes en su mitad inferior con margas verdosas en capas de 30-60 cm, y en su mitad superior con abundantes nodulizaciones estratiformes de sílex blanco de hasta 10 cm de espesor. Localmente, en estos términos superiores puede apreciarse estratificaciones cruzadas de tipo "hummocky". El techo lo constituye una superficie ferruginizada de tipo *hardground* que marca una importante interrupción sedimentaria.

Los términos margosos se presentan muy bioturbados, y forman ritmos caliza margosa-marga. Son frecuentes los *Zoophycos*. El conjunto se interpreta como depositado en una plataforma externa profunda, de aguas tranquilas y poco oxigenadas, pero situadas eventualmente por encima del nivel de base del oleaje de tormenta, cifrable en unos 125-200 m según NIETO ALBERT (*op. cit.*). También son frecuentes en toda la formación Zegrí los "slumps" y conglomerados intraforamacionales, señal clara de la inestabilidad tectónica de la cuenca durante su sedimentación.

SANDOVAL (*op. cit.*) cita en la base de estos materiales diversas especies de *Dactyloceras* que, entre otros ammonites, le permiten definir el tránsito Domeriense- Toarciense. Sobre

ellos, ammonites de todas las biozonas del Toarciense, Aalenense y de la base de la biozona *Discites*, del Bajociense inferior. De acuerdo con ello, se le asigna a la formación Zegrí una edad desde el Toarciense al Bajociense inferior.

2.2.8. Basaltos doleríticos (β). Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Bajociense inferior)

Esta unidad cartográfica se encuentra representada en la Unidad de la Bermeja, formando un mínimo de 2-3 niveles discontinuos englobados dentro de la Formación Zegrí, de los cuales el más constante y el de mayor espesor (hasta 6 m) se sitúa inmediatamente a la base de la Formación Ricote. Se tratan de rocas subvolcánicas de tonos pardo-grisáceos en fresco y generalmente ocre por la alteración. Son de grano medio a grueso, y su composición es espilitica, constituidas por fenocristales de feldespatos (plagioclasas) y microlitos de augita y olivino. La textura es dolerítica, con los fenocristales constituyendo un denso entramado y los microlitos localizados en las cavidades del mismo (NIETO ALBERT, *op. cit.*).

Localmente presentan estructuras almohadilladas del tipo "pillow-lavas", clara señal de su emplazamiento submarino. En otras ocasiones, los contactos con la roca encajante hacen sospechar un emplazamiento subvolcánico, de tipo sill. Por la edad de la formación encajante, atribuimos estos materiales al intervalo Toarciense-Bajociense inferior.

2.2.9. Calcarenitas oolíticas, margas y calizas margosas con abundantes nódulos de sílex (16). Formación Ricote. Jurásico Medio (Bajociense-Bathonense)

Esta formación, definida por NIETO ALBERT (*op. cit.*), se localiza en las unidades de la Bermeja y de la Garita.

Esta formación se caracteriza por la existencia de calizas oolíticas. En la base, se sitúan los niveles de *sills* descritos en el epígrafe 2.2.8., mientras que el techo de la formación viene constituido por los niveles de la secuencia radiolarítica.

Está formada por espesores entre 60 m (Unidad de la Bermeja) y 80 m (Unidad de la Garita) de calcarenitas oolíticas con texturas "grainstone", y en menor medida, "packestone", alternantes con niveles decimétricos de margas y calizas margosas "mudstone" a "wackestone" de tonos cremas y grisáceos. Todos estos materiales presentan abundantes nodulizaciones, a menudo estratiformes, de sílex negro, y se disponen en ciclos estratocrecientes (NIETO ALBERT, *op. cit.*).

Las calcarenitas presentan algunas bases canalizadas, con "flutes" que indican paleocorrientes entre N255°E y N270°E. Tienen laminación cruzada planar de bajo ángulo y laminación paralela, formando secuencias de Bouma truncadas de los tipos T_{CD} y T_B . En los términos margosos es frecuente la laminación paralela. Localmente (sección del Barranco de Mahoma), se aprecia estratificación cruzada de tipo "hummocky". Algunos niveles de microbrechas carbonatadas pueden interpretarse como secuencias de Bouma de tipo T_A . Corresponden a sedimentos de cuenca pelágica donde las corrientes de turbidez arrastraron los carbonatos de la plataforma externa hacia zonas más profundas en una etapa de nivel de mar alto.

Esta formación no presenta un contenido en ammonites suficientemente abundante para su datación fina, pero las edades de las bien datadas formaciones de techo y muro permiten asignarla con seguridad al intervalo Bajociense-Bathonense.

2.2.10. Calizas y calizas margosas en bancos decimétricos con abundantes nódulos de sílex estratiforme (17). Formación Veleta. Jurásico Medio (Bajociense inferior-Calloviense inferior-medio?)

Esta formación ocupa una gran extensión en la parte oriental de la Unidad de la Bermeja. Se sitúa de manera transicional sobre la formación Zegrí, y es un cambio lateral en su mayor parte de la Formación Ricote.

Está constituida litológicamente por calizas y calizas margosas de texturas “wackestone” a “packstone” de filamentos, bien estratificadas en bancos de 20 a 50 cm por lo general, aunque pueden alcanzar los 120 cm. Son muy abundantes los sílex tanto en forma de nódulos como de tipo estratiforme y frecuentes las huellas de *Zoophycos*. En la parte central, existen calcarenitas en bancos de 40 cm y bases erosivas, y en la parte alta, 5 m de calizas nodulosas muy compactas, sin sílex y fuertemente bioturbadas. El espesor total de la formación varía entre los 87 y los 42 m.

Según NIETO ALBERT (*op. cit*), estos materiales presentan laminación paralela y ondulada de tipo “hummocky”, propias de las tempestitas, y una abundante bioturbación. Se interpretan como depósitos formados en una rampa carbonatada pelágica afectada de forma ocasional por el oleaje de tormenta. La procedencia de la abundante sílice que contiene esta formación se atribuye, al igual que para la Formación Ricote, a la disolución de caparzones de radiolarios que enriquecerían los fluidos intersticiales por debajo de la interfase agua-sedimento, y precipitarían en etapas diagenéticas tempranas.

Estos materiales contienen una abundante fauna de ammonites, entre los que NIETO ALBERT (1997), cita los siguientes: *Oppelia subradiata* SOW., *Skirroceras* sp., *Stephanoceras* sp. y *Cadomites extinctus* QUENSTEDT del Bajociense medio hacia la base de la formación; *Spiroceras orbigny* BAUGIER y SAUZE, *Calliphylloceras* sp., *Chondroceras* sp. y *Oppelia* sp. entre otros géneros que definen el Bajociense superior por encima; *Nantolytoceras tripartitum* RASPAIL y *Procerites* sp. del Bathoniense inferior y en las calizas nodulosas del techo *Reineckia* sp. y *Bullatimorphites* sp. del Calloviense, por lo que al conjunto de la unidad se le atribuye una edad desde el Bajociense inferior hasta el Calloviense inferior-medio?.

2.2.11. Calcarenitas oolíticas, margas, calizas y calizas margosas (18). Formaciones Zegrí y Veleta (Unidad compresiva dentro de la Unidad Tectónica de La Mezquita). Jurásico Inferior-Medio (Toarciense-Calloviense inferior)

Estas dos formaciones no se han diferenciado en la Unidad de la Mezquita dada la gran similitud de facies que presentan y el escaso espesor de ambas, que impide individualizarlas cartográficamente a la escala del trabajo.

Están formadas por 36 m de espesor total, con 3 m de calizas micríticas de texturas "wackestone" a "mudstone" en la base, tableadas en capas de 10-20 cm de espesor y con juntas de margas de 1-3 cm, sobre las que se sitúa una ritmita de calizas margosas "wackestone" y margas, con nódulos de sílex y espesores de 20 cm las calizas y 40 cm las margas.

El contenido en ammonites es escaso. NIETO ALBERT (1997) cita fragmentos de *Phylloceras* sp. y *Lyoceras* sp. Por correlación con las otras unidades tectónicas, se le atribuye una edad Lías superior (Toarciense) al Calloviense inferior.

2.2.12. Calizas margosas y margas con abundantes radiolarios (19). Secuencia radiolarítica. Jurásico Medio – Superior (Calloviense-Kimmeridgiense inferior)

Esta formación, característica de los ambientes más profundos del Subbético medio, está presente con características muy similares en las tres Unidades del Complejo Tectónico de Ricote.

Está formada por un miembro inferior de calizas margosas y margas con abundantes radiolarios, de tonos verdosos, y un miembro superior, así mismo de margas con radiolarios, pero de colores rojizos. Las texturas que presentan las calizas son "mudstone" y "wackestone" por lo general y más raramente "packestone". El espesor del conjunto oscila entre los 28 m en la Unidad de la Garita a los 15 m presentes en la Unidad de la Mezquita.

Sedimentológicamente, el miembro inferior se organiza en secuencias estratodecrecientes formadas por ritmos de caliza margosa-marga, con espesores entre 50 y 100 cm, y presentan laminación paralela. También se han observado "slumps", lo cual indica un fondo de la cuenca irregular que favorecía los flujos en masa y gravitatorios. El miembro superior no presenta señales de resedimentación, y su tono rojizo podría marcar condiciones más oxigenadas de las aguas. Se interpretan como depósitos de cuenca profunda, pero por encima del nivel de compensación de la calcita, con una batimetría posiblemente inferior a los 1000 m (REY, 1993 y NIETO, 1997).

Por el contenido en radiolarios que presenta esta formación, se atribuye su edad al intervalo Calloviense-Kimmeridgiense inferior.

2.2.13. Calizas margosas con nódulos de sílex (20). Formación Milanos. Jurásico Superior (Kimmeridgiense inferior-Tithónico superior)

Esta formación está constituida por calizas margosas con abundantes nódulos de sílex que localmente pueden presentarse alternantes con margas. Intercalados entre estas litologías, pueden existir niveles de 50-60 cm de espesor de conglomerados monogénicos clastosoportados. Como microfacies más frecuentes, están los "mudstone" y "wackestone" de radiolarios y menos frecuentes, los "packestone". El espesor de la formación está comprendido entre los 10 m en la Unidad de la Mezquita y los 33 m en la Unidad de la Bermeja.

En las calizas se llega a reconocer laminación paralela, y hacia tacho, una incipiente nodulización.

Se interpretan como sedimentos pelágicos de plataforma externa distal a cuenca y una profundidad cercana a los 200 m que se considera el nivel de base de oleaje de tormenta. La cuenca tendría un fondo irregular que permitiría la formación de algunos lechos de conglomerados intraformacionales, interpretados como tempestitas, que reflejarían un escaso transporte y una baja actividad orgánica.

Estos materiales contienen una fauna de ammonites y de radiolarios que datan desde el Kimmeridgiense inferior hasta el Tithónico superior (zona de *Transitorius*).

2.2.14. Calizas margosas, margocalizas y margas con intercalaciones de conglomerados calcáreos (21). Formación Carretero. Cretácico Inferior (Neocomiense- Barremiense)

La formación Carretero se localiza principalmente en la Unidad de la Bermeja, donde presenta buenos afloramientos.

Está formada por 117 m de calizas margosas y margas grises y cremas con abundantes intercalaciones de materiales redepositados. De muro a techo está formada por:

10 m de calizas margosas "mudstone" de color blanco en bancos de 15-20 cm, con abundantes nódulos de pirita que a veces corresponden a ammonites. Intercalan niveles lenticulares de 1,2-1,4 m de conglomerados calcáreos de hasta 50 cm de centil, matrizsoportados en la base y clastosoportados los más altos estratigráficamente.

8 m de ritmita caliza margosa-marga, también con numerosos nódulos piritosos, y algún nivel conglomerático clastosoportado.

10 m de margocalizas y margas con abundantes cantos de tamaño métrico y morfologías lenticulares.

69 m de ritmita caliza margosa-marga. En el muro, existen niveles lenticulares de cantos y hasta bloques métricos constituidos por las calizas nodulosas rojizas típicas de la parte superior de la Formación Milanos, con texturas "wackestone". En todo el tramo son frecuentes los "slumps", con vergencia hacia el NE.

La sedimentación se produjo en un medio pelágico de baja energía, bajo condiciones reductoras que favorecieron la formación de nódulos piritosos. El fondo de la cuenca era irregular, generándose a favor de las pendientes de flujos de sedimentos que originaron los conglomerados monogénicos, posiblemente en relación con una incipiente actividad halocinética del Keuper. La profundidad de la Cuenca sería siempre superior a la del nivel de compensación de la calcita, posiblemente comprendida entre 400 y 1000 m (NIETO ALBERT, *op. cit.*).

El contenido faunístico de la Formación Carretero es relativamente abundante. En su base, se ha reconocido *Berriasella jacobii* MAZENOT y *Calpionella alpina* LORENTZ, *Crassicollaria parvula* REMENE y *Tintinopsella carpathica* MURGENEAU & FILIPESCU que caracterizan el Berriasiense inferior. Sobre estos materiales, se han clasificado *Neocomites neocomiensis* d'ORB., *Neocomites* sp., *Olcostephanus* sp. y *Neolissoceras* sp. que datan el Valanginiense (NIETO, 1997). El techo de la formación presenta tanto una macrofuna como una microfauna escasa, aunque REY (1993) asigna en la transversal de Vélez Rubio-Caravaca una edad Barremiense terminal para la formación Carretero, criterio que aquí aplicamos igualmente.

2.2.15. Margas y margocalizas grises con intercalaciones centimétricas de areniscas (22). Formación Represa. Cretácico Inferior (Albiense)

Esta unidad se localiza tanto formando parte del Complejo Tectónico de Ricote, perteneciente al Subbético medio, como en su autóctono relativo, correspondiente al Subbético externo, principalmente aflorante en el curso medio del Segura. Sus condiciones de afloramiento son generalmente de mala calidad, dada la gran deformación tectónica y los frecuentes recubrimientos que presenta.

Su potencia se estima que alcanza los 100 m, y litológicamente está formada por margas y margocalizas de tonos grises y negros, con intercalaciones de areniscas de potencia decimétrica, masivas, y formadas por cuarzo y cantidades menores al 5% de feldespatos y micas. Las margocalizas tienen una textura "wackestone", con radiolarios y foraminíferos planctónicos. Hacia la parte alta, existen numerosos diques clásticos de areniscas con direcciones predominantes N30-40°E y N120-130°E, observándose que los primeros cortan a la segunda familia. Localmente, y hacia la base de la formación, pueden incorporarse bloques de yesos de facies Keuper a modo de olistolitos.

Estos materiales se presentan muy bioturbados. El color oscuro de los mismos es originado, más que a supuestas condiciones anóxicas de los fondos marinos, a unas condiciones de abundancia de nutrientes y oxigenación que permitieron una proliferación orgánica que explicaría la sedimentación de facies oscuras (NIETO ALBERT, *op. cit.*). La batimetría de la cuenca debió estar comprendida entre los 500 y 1500 m probablemente más cerca de la primera cifra, pero en cualquier caso por encima del nivel de compensación de la calcita.

Los diques clásticos que aparecen en su parte alta, se formaron debido a la inyección de arenas, aún sin consolidar, a favor de diaclasas de origen sedimentario o tectónico tal vez en relación con los mismos mecanismos de tectónica salina que introdujeron olistolitos de yesos del Keuper en la cuenca sedimentaria.

En la parte inferior de la Formación Represa se han clasificado (Nieto, *op. cit.*) los siguientes fósiles: *Hedbergella* sp., *Favusella* sp. y *Hedbergella* sp. cf. *H. gorbachikae* LONGORIA que caracterizan el Albiense inferior. En la parte alta, se han recogido: *Hedbergella planispira* TAPPAN, *Hedbergella delrioensis* CARSEY, *Hedbergella* sp. cf. *H. gorbachikae* LONGORIA, *Globigerinelloides ferreolensis* MOULLADE y *Biticinella breggiensis* GANDOLFI que marcan el límite Albiense medio-superior. No se han encontrado fósiles del Aptiense, por lo que se interpreta

el contacto entre las Formaciones Carretero y Represa como una discontinuidad estratigráfica cuya laguna abarca como mínimo dicho piso.

2.2.16. Calizas margosas alternantes con margas de tonos blanquecinos y rosados (23).

Formación Capas Rojas. Cretácico Superior (Coniaciense superior-Maastrichtiense)

La Formación Capas Rojas aflora de una manera muy parcial por los frecuentes y abundantes recubrimientos en los mismos sectores en que lo hace la Formación Represa, tanto en el Subbético medio como en el externo. Se presenta sumamente afectada por la tectónica, en particular en sus afloramientos de la base de la Unidad de la Garita, implicados como nivel de despegue secundario en el cabalgamiento de dicha unidad sobre la Unidad de la Bermeja.

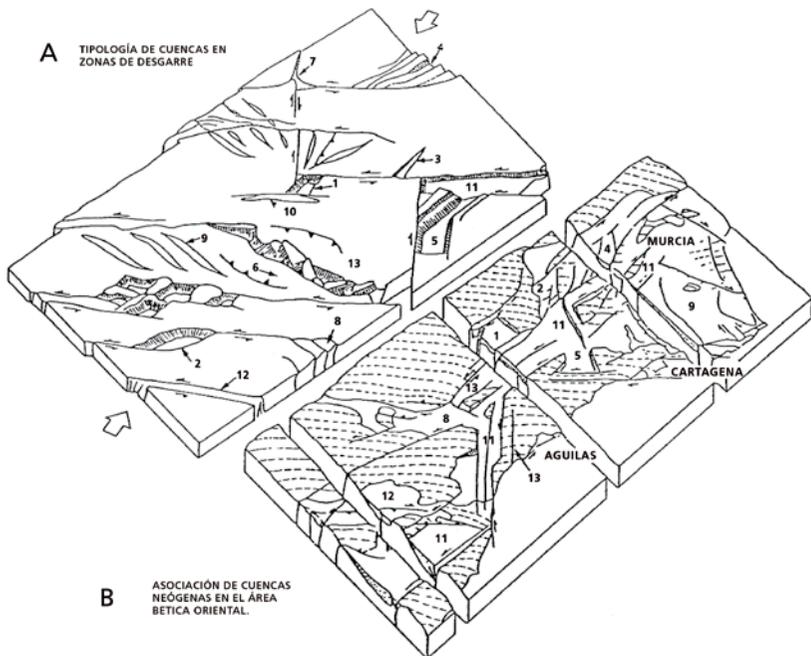
Se trata de una formación con no menos de 100 m de espesor estimado, aunque en ningún caso ha podido observarse completa dada la intensa tectonización. Está formada por calizas margosas y margas de colores blancos, anaranjados y rosados muy característicos. Las microfacies de los términos más carbonatados son "mudstone" y "wackestone" con foraminíferos planctónicos.

Se interpretan como sedimentos de carácter pelágico depositados en una cuenca con una buena oxigenación de las aguas y ausencia de aportes detríticos, y con profundidades comprendidas entre los 400 y 500 m.

En la base de esta formación se han encontrado *Dicarinella primitiva* Dalbiez, *Dicarinella imbricata* MORNOD, *Hedbergella flandrini* PORTHULT y *Marginotruncana sigali* REICHEL que marcan el Coniaciense inferior. A techo, se han clasificado *Globotruncana* gr. *Linneiana* d'ORBIGNI, *G. fornicata* PLUMMER y *G. elevata* BROTZEN que permiten reconocer el Campaniense superior-Maastrichtiense, por lo que al conjunto de la Formación Capas Rojas se le asigna una edad Coniaciense superior- Maastrichtiense.

2.3. CUENCAS NEÓGENAS

El edificio bético formado en su parte oriental por mantos de corrimiento (EGELER Y SIMON, 1969; EGELER Y FONTBOTÉ, 1976) se presenta muy troceado y ampliamente recubierto por los terrenos neógenos, principalmente de edad Mioceno superior (OTT d'ESTEVOU *et al.*, 1988). (Fig. 2). Esos depósitos se reparten en una sucesión de cuencas de dimensiones modestas, entre las cuales los fragmentos de unidades alóctonas (esencialmente terrenos paleozoicos y triásicos) constituyen umbrales emergidos durante el Neógeno. Este dispositivo, se sitúa sobre el trazado de un vasto corredor de desgarre, que atraviesa toda la parte oriental de la cadena bética, siguiendo una dirección general NE-SO (N45°-65°E). Los juegos de las diferentes familias de fallas, asociadas a la zona de desgarre, han controlado la fragmentación del edificio de mantos y la formación de las cuencas sedimentarias. Los accidentes mayores de este corredor tectónico, actúan, por lo menos, desde el principio del Mioceno (MARTÍN- ALGARRA *et al.*, 1988), funcionando en régimen compresivo como consecuencia de la convergencia entre África e Iberia, cuyos efectos se aprecian, asimismo, en las partes más occidentales de la cadena (ESTÉVEZ *et al.*, 1982, 1983; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982; SANZ DE GALDEANO, 1983, 1996, 1997 y 2000).



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 dexas y sinexas (LAROUZIERE, 1985)

Cuencas en compresión

- 6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974)
- 7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983)
- 8.- "Cola de caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD, y ot., 1977)
- 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOCK, y ot., 1973)
- 10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot., 1985)
- 11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot., 1985)
- 12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot., 1985)
- 13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE., 1975)

En Murcia

- Lorca y Alborán
 Quizas Barqueros
- Alcantarilla-Molina de Segura
- Mazarrón
- Suroeste de Puerto Lumbreras
 Quizas el Campo de Cartagena
 Entre Puerto Lumbreras y 5° de Enmedio
 Hinojar, norte de Carrascoy
- Parte de Palomares-Pozo la Higuera
- Arco de Aguilas

Figura 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)

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

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

En este contexto la variedad de las configuraciones geométricas y de los comportamientos tectono-sedimentarios confiere a las cuencas del Neógeno reciente una gran diversidad tal como se resume en la Fig. 2.

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

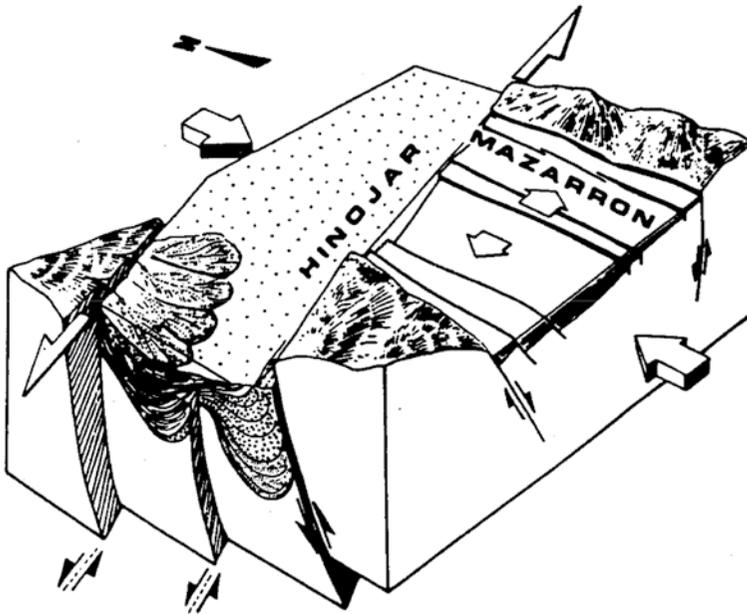


Figura 3.- Evolución simultánea de las cuencas de Hinojar (compresión) y Mazarrón (Distensión), en régimen de compresión N-S. Tomado de OTT d'ESTEVOU *et al.* (1988)

I) Los surcos sobre desgarre. Se trata de cuencas subsidentes cuyo ancho inicial era siempre reducido (alrededor de 5 kms), según el trazado de los principales desgarres (algunas decenas de kms de largo), cuales quieran que sean las orientaciones y el sentido de desplazamiento de estos últimos (Fig. 3). Su perfil transversal es fuertemente asimétrico: la parte cercana del accidente, donde el relleno sedimentario es más espeso, ha experimentado, una estructuración vigorosa y contemporánea de los depósitos. Ésta se traduce, bien sea por dispositivos en “flower structure” característicos de deformación en transpresión, o bien, por un pliegue sinclinal, acompañado a menudo por juegos de fallas inversas, cuando domina la deformación por compresión. Los dos tipos de deformación pueden coexistir en una misma cuenca, en función de las respectivas orientaciones de los diversos segmentos de accidentes que controlan su desarrollo, así como de la variación de la dirección de acortamiento regional.

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

La amplitud de los movimientos horizontales, una veintena de kilómetros desde el final del Torroniense 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. Conglomerado de la Aguadera en la cuenca del Hinojar (Totana).

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 relés 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 este encuadre regional, la Cuenca Neógena de Molina de Segura se encuentra limitada al norte y sur por dos de los accidentes de desgarre más importantes de las Codilleras Béticas Orientales: El accidente de Cádiz-Alicante (SANZ DE GALDEANO, 1983), también llamado Falla Nor-Bética (BAENA *et al.*, 1993), o Zona de Falla de Crevillente-Alicante (NIETO Y REY *op. cit.*), de carácter dextral y el accidente de Lorca-Alhama, sinistral. Por el norte la cuenca está limitada por los relieves de las sierras del Cajal y de Ricote desarrolladas al norte, a lo largo del accidente Cádiz-Alicante; al sur queda separada de la Depresión del Guadalentín por los modestos relieves de la Muela de Alhama y las alineaciones de cuevas de Librilla-Alcantarilla que se desarrollan a lo largo del trazado de la Falla de Lorca-Alhama. El borde occidental de la cuenca está constituido por un sistema de fallas *en echelón* de dirección N-S, que la ponen en contacto con los relieves de los materiales triásicos, jurásicos y paleógenos de la sierra de Espuña y en el borde oriental las unidades de depósito se continúan por la Hoja contigua de Fortuna, atravesadas por el Valle del Segura que las disecta en sentido N-S.

El interior de la cuenca está atravesado en diagonal por fracturas importantes de dirección N10-30°E cuyo trazado puede ser observado de forma prácticamente continua entre los dos accidentes mayores del corredor de cizalla. Como se describiera en capítulos posteriores, este sistema ejerce un control sedimentario, muy evidente y llevan asociadas importantes manifestaciones volcánicas y geotérmicas. Tal como se recoge en la Fig 2., la cuenca de Molina de Segura se trataría de un modelo próximo a los que se describen como graben en “*cola de caballo*”.

En la Hoja de Molina de Segura se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD (Secuencia Depositional).

USD I.- Unidad de la sierra del Cajal. Langhiense - Tortoniense inferior

USD-II.- Unidad de Yéchar. Tortoniense inferior - superior

Unidad Olistostrómica. Langhiense - Serravaliense - Tortoniense

USD-III. - Unidad de Campos del Río. Messiniense

USD-IV.- Unidad Roja. Plioceno-Cuaternario.

2.3.1. USD-I. Unidad de la sierra del Cajal. Mioceno medio-superior.

2.3.1.1. *Areniscas calcáreas biocásticas, calizas arenosas y conglomerados (24).
Serravaliense-Tortoniense inferior*

En discordancia ya sobre el registro sedimentario mesozoico de las ZEB, ya sobre los terrenos de los del Complejo Maláguide de las ZIB, en el ámbito de la Hoja de Molina de Segura los pri-

meros depósitos que se encuentran son conglomerados, areniscas calcáreas bioclásticas y calizas arenosas en general de color amarillento. En cartografía su afloramiento más continuo es la sierra del Cajal que discurre desde Mula hasta Archena manteniendo una dirección N70°E subparalela al accidente de Alicante-Crevillente. Aunque la calidad de los afloramientos de esta unidad no es buena, tanto de las observaciones como de las series realizadas, se pone de manifiesto la presencia de dos tramos con características litológicas similares y constantes. De forma regional esta unidad comienza con un conglomerado polimictico y heterométrico, cuyo espesor varía entre 1 y 5 m. Los cantos son mayoritariamente calizas de procedencia ZEB si bien no es desdeñable la proporción de cantos de calizas con nummulites y de rocas metamórficas procedentes del Complejo Maláguide. En general este conglomerado se observa desde facies matrizsoportadas a clastosoportadas hacia techo del paquete donde es relativamente frecuente la presencia de macrofauna (bivalvos, equinodermos, etc).

De todos los afloramientos observados merece mencionarse el situado en la proximidad de la central eléctrica del Barranco de Perea. En este punto no hay conglomerados; en su lugar y sobre las calizas del Eoceno de la Unidad de Mula se tiene un nivel de concentración de macrofauna con grandes bivalvos, equinodermos, corales y algas bien conservados en una matriz ferruginoso-fosfatada sobre el que se encuentran los depósitos que se describen a continuación.

Sobre estos conglomerados y en tránsito neto se tiene un paquete decamétrico (15 a 25 m), constituido por areniscas calcáreas bioclásticas con grava dispersa de color amarillo oscuro, y aspecto masivo a seudonoduloso. La presencia de macrofauna bien conservada es relativamente abundante. Este paquete pasa, en tránsito gradual, a "grainstone" y "packestone" arenosas en capas decimétricas y con color grisáceo. Este paquete, con espesor de 5 a 10 m tiene un menor contenido en macrofauna. El conjunto de ambos, conforman una secuencia grano y estrato decreciente y dadas las características expuestas se trataría de depósitos de plataforma interna.

El nivel que separa el tramo descrito, del superior de esta unidad cartográfica es de espesor métrico (1 a 2 m), pero muy llamativo. Se trata de arenas y areniscas poco consolidadas de color blanco amarillento con laminación cruzada y muy ricas en macrofauna bien conservada. Dadas sus características se trataría de sedimentos de playa. Sobre este nivel se tiene un tramo constituido por "grainstone" y "packestone" bioclásticas y arenosas de color crema claro y con estratificación de masiva a capas decimétricas con superficies de techo ondulantes. En los afloramientos orientales, se observan, hacia techo de este tramo, capas intercaladas con estratificación "hummocky" (HCS) y en casos aislados gradadas.

De lo descrito con anterioridad, el registro sedimentario de esta unidad muestra características de depósitos de ámbito somero, playa, barras submareales y de medios de plataforma externa siliciclastico-carbonatada, con episodios de tormenta, progresivamente más abundantes hacia techo de la serie y en sentido oeste-este. En detalle, los conglomerados constituirían el LST "lowstand systems tract" y el TST "transgressive systems tract" estaría representado por el resto de los depósitos descritos. Las intercalaciones de arenas entre las "grainstone", son episodios menores de fluctuación en la curva del nivel del mar.

En el contenido fósil de esta unidad se han determinado una macrofauna de *Pecten* sp., *Clamis* sp., *Ostrea* sp., *Crassostrea crassissima*, *Balanus* sp., *Terebrátula* sp., *Clypeaster* sp., *Turritella* sp., *Porites* sp., etc.

La microfauna es de *Globigerinoides bisphaericus*, *Globorrotalia pseudopachyderma*, *G. mayeri*, *Globigerina praebulloides*, *Amphisteginas*, *Nonion boueanum*, *Textuláridos*, Radiolarios, *Melobesias*, Equinodermos, etc. Esta asociación no permite precisar una edad más allá de la de Mioceno medio.

2.3.1.2. *Margocalizas, margas y limos carbonatados (25). Serravaliense-Tortonense inferior*

Esta unidad aflora de forma prácticamente continua a lo largo del flanco meridional de la sierra del Cajal y en concordancia con los materiales anteriormente descritos. El paso entre las calizas bioclásticas y arenosas y las margocalizas y limos carbonatados verdosos de esta unidad es gradual si bien, en algunos afloramientos con fuerte buzamiento, las superficies con megaóndulas de estas capas de transición dan la impresión de un cambio litológico más rápido.

Tanto en los afloramientos observados como en la serie realizada el espesor medio de esta unidad no sobrepasa los 40 m, y muestra dos tramos. El inferior sobre las "grainstone" de color crema claro, esta constituido por "mudstone" y "wackstone" grises con morfologías de montículos de barro de entidad métrica y limos carbonatados gris oscuro, nodulosos que rellenan los senos entre montículos. La macrofauna es bastante escasa y se encuentra fragmentada en los limos carbonatados. Este tramo tiene espesores de 25 a 30 m.

El tramo superior, con 10 a 15 m de espesor, está constituido por una alternancia de margas y margocalizas limo-arenosas y nodulosas grises con macrofauna escasa y bien conservada. Se estructuran en secuencias de somerización de espesores decimétricos con suelos endurecidos a techo de las capas nodulosas. Hacia techo de este tramo se ha observado en varios afloramientos una capa decimétrica de caliza pardo-amarillenta, bioclástica y algo arenosa con estructuras HCS.

En las muestras recogidas se determina una microfauna de: *Globigerina* sp., *Globorrotalia* sp., *Globigerinoides* sp., *G. gr. trilobus.*, *Globoquadrina* sp., *Operculina* sp., *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Florilus boueanum* (d'Orbigni), *Dorotia af. Gibosa* (d'Orb), *Bulimina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides* sp., *Spiroplectammina* sp., *Melobesias*, *Rotálidos*, *Textuláridos*, *Lamelibranquios*, Equinodermos, etc.

El nanoplancton es muy escaso; se han identificado: *Coccolithus miopelágicus* (BUKRY, 1971a), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930.

Esta asociación de fauna no permite una precisión mayor que la de Mioceno, posiblemente medio-superior.

Las facies litológicas descritas en el conjunto de los tramos se consideran depósitos de los sectores centro externos en un modelo de plataforma lagoon y pueden asimilarse al cortejo del transgresivo o al "self margin system tract".

La arquitectura estratigráfica de las unidades litológicas descritas (**24 y 25**) permite definir una USD para este conjunto delimitado a muro y techo por discordancias (límite de tipo I). Los criterios cronológicos que en el ámbito de la Hoja y colindantes determinan las muestras tomadas permiten precisar una edad Serravaliense-Tortonense basal.

2.3.2. USD-II. Unidad de Yéchar. Mioceno superior

2.3.2.1. *Conglomerados, areniscas calcáreas bioclásticas, calizas y margas arenosas (26). Tortonense*

Esta unidad cartográfica se localiza en la parte N de la Hoja, como base de la Unidad Sedimentaria de Depósito II, si bien en los sectores centro orientales se observa su paso lateral a intercalaciones detríticas entre las margas azuladas suprayacentes que conforman los sedimentos más distales del mar del Tortonense inferior y medio. Su límite inferior es siempre una discordancia, angular y erosiva cuando el substrato lo constituyen los materiales del Complejo Maláguide o las series del complejo tectónico de Ricote.

En el sector septentrional, al norte de la falla de Alicante-Crevillente, está formada por conglomerados y areniscas de grano fino en bancos de 10-30 cm, con tonos ocre y anaranjados y cemento carbonatado. Pueden presentar intercalaciones de calizas bioclásticas y arenosas de los mismos colores. En otras ocasiones las areniscas son de grano grueso y llegan a presentar lechos microconglomeráticos con una buena proporción de fragmentos rotos de bivalvos que se comportan como clastos.

En la cuenca de Mula el dispositivo paleogeográfico es complejo. En la mayoría de los afloramientos observables esta unidad está constituida por dos facies litológicas. De muro a techo se tiene:

Un conglomerado bastante homométrico, polimítico, con cemento carbonatado y espesores de 2 a 5 m. Los cantos muestran un espectro en las fracciones de cantos carbonatados y de cantos metamórficos que tienden a estar bastante igualadas. Presenta una granoclasificación positiva, es carbonato creciente y su techo lo constituyen normalmente areniscas lumaquéllicas con macrofauna bien conservada.

En paso gradual, se tiene el tramo superior donde se alternan areniscas de grano grueso con grava dispersa y areniscas calcáreas bioclásticas con colores grisáceos y amarillentos posiblemente por alteración y/o decoloración. Hacia techo del tramo disminuye el tamaño de los terrígenos en tanto que de forma progresiva se intercalan láminas y capas finas de limos carbonatados y margas de color gris azulado marcando el paso a la unidad superior. La serie descrita no suele superar los 20 a 25 m, tanto en el sector occidental como a lo largo de todo el flanco meridional de la sierra del Cajal. Como detalle del dispositivo paleogeográfico puede indicarse que en el sector occidental el desarrollo del conglomerado basal es muy llamativo dando origen a la cornisa que se observa en la margen izquierda del río Mula aguas abajo del embalse de La Cierva, en tanto que en los desmontes del Trasvase Tajo-Segura al embalse del Mayes, los conglomerados prácticamente no existen encontrándose, como término basal, una barra de areniscas carbonatadas blancas, masivas, con una espectacular lumaquela de

macrofauna a techo y por el contrario la serie de tránsito a las margas superiores, muy reducida el sector occidental, es, en esta área, bastante potente y constituida por una alternancia rítmica de areniscas de grano muy fino con laminación de ripples y margas bioturbadas.

Sin embargo, las series más llamativas de esta unidad afloran en el sector centrooccidental al sur de la sierra del Cajal donde confluyen las series representativas de los sectores anteriormente descritos. Los mejores afloramientos se encuentran a lo largo de la rambla de Perea en donde el conglomerado basal es de características similares a las descritas para el sector occidental, aunque con un porcentado significativo de cantos de lidita; la serie continua con un paquete decamétrico de limolitas y lutitas carbonatadas grises con escasa fauna y abundantes restos vegetales carbonizados. En contacto neto y con base plana, se tiene un potente tramo cuyo espesor es de 26 m, constituido por dos secuencias decamétricas similares, en las que el término inferior son megacapas de conglomerados granosoportados con abundantes clastos de macrofauna y grosera granoclasificación positiva, "debris flow". La superficie de techo de estas megacapas es ondulada, si bien la tendencia es a una pronunciada convexidad. La capa intersecuencias, decimétrica, son areniscas bioclásticas de color crema oscuro, gradadas y con HCS con longitud de onda decimétrica. Lateralmente en la megacapa inferior se han observado estratificación cruzada plana y en surco de gran escala. En algunos afloramientos el techo de este tramo lo constituyen parches de algas rojas y "grainstone" o "rudstone" en capas decimétricas amalgamadas o con superficies onduladas.

Sobre este tramo detrítico grueso y de forma gradual se pasa a una serie, con gran variabilidad lateral, donde la facies predominante son margas arenosas conteniendo capas eslumpadas, fragmentos y niveles de brechas con acuñamiento lateral muy rápido. En general el tramo con un espesor de 10 a 15 m, muestra características de un mud flow cuyo componente detrítico es de origen intracuenca.

El espesor, medido en la rambla de Perea, es del orden de los 95 a 100 m para el conjunto de los tramos descritos. El límite cartográfico superior es concordante con las margas gris-azuladas superiores.

En las muestras recogidas se determina una microfacies de *Heterostegina*, *Globigerinidos*, *Rotálidos*, *Textuláridos*, *Ophthalmidiidos*, *Lamelibranchios*, *Equinodermos*, etc., que no permite mayor precisión que su atribución al Mioceno Superior.

El modelo sedimentario que se propone para esta unidad consiste en un margen de cuenca con una plataforma estrecha conectada con un talud de fuerte pendiente. La actividad sinsedimentari de los sistemas de desgarre parecen indicar un movimiento sinestrorso que ocasiona una notable subsidencia en el bloque SE (Cuenca de Mula): Frente a los valles que drenaban los paleorelieves de las sierras de Espuña y Ricote se acumularon sedimentos que progradaban hacia la cuenca se extiende entre Mula-Alhama en los sectores occidentales y Archena-Alcantarilla en los orientales.

Sobre esta estrecha plataforma y a favor de flujos canalizados, se desarrollaron fan-deltas de dimensiones medianas. De manera local el aporte sedimentario sobrepasaba el margen de

la plataforma y caía por gravedad a modo de flujos de sedimento (debris y mud flow) que incorporaban fracciones importantes de los depósitos de la plataforma. Cuando el depósito no compensaba la subsidencia se abandonaba el lóbulo constructivo o el área completa del abanico deltaico en parte posiblemente debido a la actividad tectónica continuada que ocasiona el desplazamiento de los depocentros. La consecuencia última en el sistema de depósito es un efecto análogo a una subida del nivel del mar de origen tectónico. Un ejemplo de onlap costero es el que puede observarse en el sector nororiental de la sierra del Cajal y en los bordes orientales de la sierra de Manzanete en los que las margas azules sobrepasan los depósitos de las unidades precedentes.

2.3.2.2. *Margas gris-azuladas, limolitas arenosas grises y yesos (27), Intercalaciones de calizas biogénicas y biostrómicadas (28), y conglomerados polimícticos a areniscas calcáreas (30). Tortoniense*

Cuando el afloramiento es de calidad, el tránsito entre la unidad inferior y estas margas, es un paso gradual con una alternancia de capas finas de areniscas y margas grises a margas con laminas y linsen de arena-limo. La facies extensiva de esta unidad la constituyen margas de color gris azulado (azul oscuro en corte fresco), con aspecto masivo a estratificación difusa y tramos o paquetes con aspecto noduloso a foliar concoideo. De forma ocasional intercalan capas finas y láminas de areniscas finas o limos con gradación positiva y laminación paralela. Estas intercalaciones son mas abundantes en los sectores ubicados al SE de la Falla de Archena y en los tramos superiores de la unidad. De forma local pueden observarse grietas rellenas de yeso fibroso.

En el sector central de la Hoja, (La Alquibia) y a lo largo del Canal del Tránsito pueden observarse cuerpos de conglomerados de espesores decamétricos y extensión lateral hectométrica (30). Se trata de canales que se encajan en las margas azules con una cicatriz erosiva muy pronunciada "ribbon". En general el espectro composicional de estos conglomerados es similar al descrito para los que constituían la unidad infrayacente, quizás es algo más elevado el porcentaje de cantos carbonatados. Por tanto, se trata de conglomerados clastosoportados, bastante homométricos, polimícticos y bien redondeados. Muestran estratificación cruzada en surco y una estructuración en secuencias granodecrescentes por lo que la parte superior de estos cuerpos son areniscas calcáreas bioclásticas, normalmente con estratificación y laminación cruzada plana.

Otro depósito que se ha cartografiado en contexto de esta unidad, son los pequeños afloramientos de calizas biogénicas y biostrómicadas (28) que se describen en el epígrafe siguiente, dentro de la distribución de facies de la Unidad Olistrotrómica, dado que se piensa que en su génesis tuvo gran importancia la modificación de la batimetría de la cuenca que se produjo con la llegada de las masas deslizadas por gravedad de origen extracuenca.

En el modelo sedimentario propuesto, los depósitos de esta unidad se interpretan como las facies de plataforma externa y talud del dispositivo de los fan deltas en tanto que los cuerpos de conglomerados son los canales de los distributarios principales que llegan al borde del talud. La presencia hacia techo de capas finas de detríticos gradados se corresponderían a la facies F9 (MUTTI, 1992) interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano muy fino y una alta proporción de arcillas en suspensión.

Las muestras tomadas han proporcionado una abundante microfauna de: *Globorotalia acostansis* Blow, *Globorotalia obesa* Bolli, *Hastigerina pelagica* (d'Orbigny), *Globoquadrina altispira* (Cushman y Jarvis), *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerina* af. *Foliata* Bolli, *Globorotalia* gr. *Scitula* (Brady); *Siphonina reticulata* (Zczek), *Hanzawa boueana* (d'Orb.), *Cancriis* sp., *Cassidulina laevigata* d'Orb., *Discorbis orbicularis* (Terquem), *Elphidium advenum* (Cushman), *Melonis pompilioides* (Fichtel y Moll), *Melonis soldanii* (d'Orb.), *Bolivinooides* sp., *Ammonia beccarii* (Linneo), *Bulimina affinis* (d'Orb.), *Brizalina dilatata* (Reuss), *Spiroplectammina* sp., *Textularia* sp., *Florilus boueanum* (d'Orb.), *Uvigerina* af. *peregrina* Cushman, *Pleurostomella* af. *alternans* Schwager, *Oridorsalis umbonatus* (Reuss), *Lenticulina peregrina* (Schwager), *Lagena* sp., radiolas de Equinidos, Radiolarios, espículas (frecuentes triaxonas).

El nanoplacton es muy abundante y se ha determinado una asociación de: *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Calcidiscus radiatus* (KAMPTNER, 1955) MARTÍN-PÉREZ & AGUADO, 1990, *Cocolithus pelágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Cocolithus miopelágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Calcidiscus leptoporus* (MURRIA & BLACK, 1898) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Discoaster quinqueramus*, GATNER, 1969, *Discoaster calcaris*, GATNER, 1969, *Discoaster neorectus* BUKRY, 1971a, *Discoaster variabilis* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster bollii* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster bellus* BURKRY, 1971, *Geminilithella jafari* (MÜLLER, 1974b) BACKMAN, 1980, *Geminilithella rotula* (KAMPTNER, 1955) BACKMAN, 1980, *Pyrocyclus hermosus* ROTH & HAY et al., 1976, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) BURNS 1973, *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, *Reticulofenestra productella* (BUKRY, 1975) Gallagher, 1989, *Reticulofenestra scrippsae* (BUKRY & PERCIVAL, 1971) ROTH, 1973, *Scyphosphaera apsteinii* LOHMANN, 1902, *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE, 1942.

Dicha asociación determina una edad Tortoniense (Zonas NBN11 y NBN12) para esta unidad. En este punto, es resaltable que tanto las muestras tomadas a muro como a techo de esta unidad son las únicas que han determinado una edad precisa y cuyo contenido en microfósiles resedimentados no es mayor, o como en otros casos que se describirán a continuación, prácticamente único en los sedimentos del Mioceno terminal. De igual forma, a nivel regional de describe una discordancia intratortoniense y específicamente en Cuencas próximas con depósitos similares (Lorca, Guadix, etc.) algunos autores precisan que dicha discordancia o paraconformidad se tendrá en esta unidad de margas azules. En el caso de la cuenca de Mula no ha sido posible detectar dicha paraconformidad y por tanto los únicos límites claros son los que se describen.

2.3.2.3. Rocas volcánicas básicas (29). *Fortunitas. Tortoniense*

Al sur de la localidad de La Puebla de Mula y próximo al paraje de El Molino se encuentra un pequeño afloramiento de rocas oscuras, difícilmente observables dados los recubrimientos recientes y su grado de alteración. Las muestras recogidas en una pequeña excavación determinan que se trata de rocas volcánicas ultrapotásicas (fortunitas), muy alteradas. Como es común en estas rocas, hacen extrusión en forma de chimeneas de diámetro reducido, hectométrico a

kilométrico, perforando y deformando de manera intensa las rocas encajantes. Como puede observarse en el afloramiento que se describe, la banda periférica de la masa volcánica es una brecha constituida por fragmentos vacuolares de la roca volcánica y por fragmentos de las margas encajantes con evidente metamorfismo, así como fragmentos de rocas no aflorantes y previsiblemente arrastrados de zonas más profundas (dolomías y calizas marmóreas). Las zonas internas de la chimenea muestran una gradación desde texturas vítreas a holocristalinas. Estos hechos evidencian un ascenso rápido y violento que culminó con explosiones y la generación de brechas. En algunos afloramientos próximos (Barqueros en la Hoja N° 933) el proceso finaliza con la emisión de coladas submarinas. En esencia estas rocas están constituidas por olivino, flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno, leucita y proporciones variables, según el grado de cristalinidad de sanidina, richterita potásica y vidrio. Como accesorios se tienen apatito, calcita, rutilo y espinelas. En las muestras holocristalinas, el primer grupo de minerales constituye la mitad del volumen total de la roca, en tanto que sanidina y richterita potásica integran el resto, en los tipos más vítreos el grupo primero no sobrepasa el 20% y están englobados en un vidrio de color pardo en el que solo aparecen cristales esqueléticos de sanidina.

La geoquímica de estas rocas ultrapotásicas se caracteriza por presentar elevados contenidos de MgO, Ni y Cr, así como de K_2O , P_2O_5 , Ba, Pb, Sr, Th y Zr y bajos de Al_2O_3 y CaO. Su contenido en SiO_2 está en una banda amplia por lo que en este grupo se tienen rocas subsaturadas (jumillitas, cancalitas y fortunitas) a sobresaturadas (veritas). Las fortunitas del afloramiento de Puebla de Mula son rocas débilmente subsaturadas.

Dada su composición y su cronología, el emplazamiento de estas rocas tiene unas implicaciones geodinámicas evidentes. Por su carácter calco-alcalino numerosos autores lo asocian a un mecanismo de subducción. Otros autores además resaltan su relación con el corredor de desgarre de las Béticas Orientales (corredor de desgarre trans-Alborán de la escuela francesa). La importante diferencia en espesor cortical que parece deducirse a ambos lados del corredor del Guadalentín (BANDA Y ANSORGE, 1980), encaja con el desplazamiento sinistoso de estas fracturas que afecta a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE: este hecho ocasionó un incremento del flujo térmico en la región y cuando la distensión lo permitió, determinó la salida del material volcánico.

2.3.2.4. *Calizas masivas y calizas bioclásticas (31). Tortoniense*

En concordancia con las margas gris-azuladas se encuentra una serie constituida esencialmente por carbonatos masivos que caracteriza, desde el punto de vista geomorfológico, los sectores centrales de la cuenca de Mula, donde ocasiona el relieve de las muelas que dominan esta área.

Cuando el afloramiento permite observar en detalle la transición entre ambas unidades, por lo general se tiene un tramo en el que se alternan margas y margocalizas nodulosas que progresivamente se cargan en bioclastos. En casi todas las localidades observadas este tramo culmina con una capa decimétrica de "grainstone" de color crema claro con fragmentos de bioclastos muy heterométricos y cantos blandos (margas) dispersos. La base es levemente erosiva y tiene una granoclasificación poco marcada. Sobre esta capa se encuentra un tramo

de espesor métrico (1,5 a 2 m) constituido por “grainstone” y “packestone” bioclásticas de color amarillento en capas decimétricas a veces amalgamadas en bancos métricos. En este tramo, además de laminación paralela de alto flujo, se han observado capas con estratificación y laminación ondulada “swaley”. El tramo superior de esta unidad es posiblemente el que mejor la caracteriza. Se trata de calizas grises a crema, con estratificación difusa a masivas y que normalmente coronan la repisa superior de las muelas. En la sierra de la Muela, donde aflora la serie más completa, este tramo está constituido por “packestone” masivas cuyo techo son capas biohémicas y biostrómicadas con lamelibranquios, corales, briozoos, algas, etc. con glauconita y cemento ferruginoso y fosfatado. De lo anteriormente expuesto puede concluirse que esta unidad se observa como una secuencia estrato y carbonato creciente coronada por calizas bioconstruidas y niveles de condensación. Estas facies carbonatadas son correlacionables en el ámbito regional con los grandes arrecifes que, en otras cuencas neógenas de las ZIB, preceden a la “crisis de salinidad del Messiniense”.

Las muestras tomadas dan una microfacies de lamelibranquios, briozoos, corales, bivalvos, melobesias, equinodermos, globigerinidos, valvulinidos, rotalidos, ophthalmidiidos, textuláridos, etc. que no permiten mayor precisión que la de atribuir estos carbonatos al Mioceno. Por posición estratigráfica y correlaciones regionales se les atribuye una edad Tortoniense superior.

La arquitectura sedimentaria del conjunto de las Unidades 26 a 30 descritas, permite definir una SD delimitada por discordancias (límites de tipo 1) a muro y techo en la que la Unidad 26 sería asimilable al LST, la Unidad 27 sería el TST y la Unidad 31 es el HST de esta secuencia deposicional del Tortoniense.

2.3.3. Unidad Olistostrómica. Mioceno medio-superior

2.3.3.1. *Brechas polimícticas y heterométricas con matriz lutítico-margosa de coloración rojiza amarillenta y olistolitos de litologías diversas: yesos, margas, conglomerados, areniscas, limolitas, calizas, dolomías y ofitas (Unidades 10 a 26 y 32). Langhiense-Serravallense*

Esta unidad cartográfica se extiende por la zona septentrional de la Hoja de Molina de Segura, ocupando una gran parte de los terrenos que, en las cartografías precedentes, se asignaban de manera tradicional a la facies Keuper. Estos terrenos con respecto a facies triásicas, venía siendo considerados como el nivel de despegue alóctono de las sucesivas unidades tectónicas que constituyen las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, en todo caso, con cierta mezcla de materiales estratigráficos posteriores arrastrados tectónicamente e incorporados al nivel de despegue. Sin embargo, no es hasta el trabajo de HOEDEMAEKER, P.J. (1973), cuando, en su tesis doctoral, pone de manifiesto la existencia de formaciones olistostrómicas en la región de Moratalla. Con posterioridad otros autores BAENA Y JEREZ (1982), citan, en la cercana región de Caravaca, unas brechas poligénicas de cemento yesífero y naturaleza olistostrómica. Finalmente, es en los trabajos de ROLDÁN Y GARCÍA CORTÉS (1988), GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991) cuando se pone de manifiesto la gran extensión superficial que presentan en todo el sector oriental de la cordillera.

En la descripción que se realiza en esta Hoja, se emplea el nombre de Formación Olistostrómica con el sentido definido por ROLDÁN Y GARCÍA CORTÉS (1988).

Se trata en esencia de una unidad de naturaleza olistostrómica formada por arcillas abigarradas (verdes, grises, rojas y violáceas) de aspecto masivo que engloban numerosos bloques, cantos y gravas de gran heterometría y de diversa naturaleza, por lo general del propio Triás: yesos, dolomías, calizas, areniscas, limolitas, etc, aunque también de calizas con sílex jurásicas, margas y margo-calizas con o sin intercalaciones conglomeráticas del Cretácico Superior, calcarenitas y areniscas miocenas, etc. El diámetro máximo de los bloques puede alcanzar los varios decámetros, y muchos presentan una coraza de yesos secundarios fibroso-radiales muy característica. Muchos olistolitos alcanzan dimensiones kilométricas, habiéndose individualizado en la cartografía. Ejemplo de los mismos son los que rodean a la localidad de Ricote de la Formación Represa, o los de la Formación Capas Rojas y los de las calcarenitas de la Unidad del Cajal en el valle del Segura.

El aspecto de conjunto de esta formación es muy caótico, estando formada por diversas mezclas de sedimentos re trabajados gravitacionalmente mediante flujos de derrubios "debris flows", con más del 50% de cantos y bloques respecto a la matriz, o flujos y coladas de fango "mud flows" con más del 50 % de matriz formada por margas y arcillas tanto triásicas como jurásicas, cretácicas y hasta del Mioceno inferior-medio sobre los cantos. Son abundantes los "slumps" y sólo de forma local se aprecian facies más organizadas con cierta estratificación más o menos difusa.

Los distintos mecanismos que GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991) sugieren para su génesis son:

Extrusión y diverticulación de materiales esencialmente triásicos a favor de las grandes fallas en dirección ENE-OSO y con movimiento dextral como es el Accidente de Crevillente-Alicante.

Apertura de crestas y surcos diapíricos bajo el mar del Mioceno medio seguida de la extrusión y erosión de la cobertera diapírica "cap-rock", que sería acumulada en forma de olistolitos en los "rym-synclines" periféricos a los asomos diapíricos, mientras que los más plásticos y finos se transportarían como "mud flows" a mayores distancias.

Redepósito de materiales triásicos y en menor medida mesozoicos y cenozoicos en la cuenca de antepaís de los sistemas de mantos de corrimiento y cabalgamientos que tienen al Keuper como nivel de despegue.

Respecto a su edad, según los criterios de GARCÍA CORTÉS *et al.* (1991), atribuyen la mayor parte de esta formación al intervalo Langhiense superior-Serravaliense medio.

Aunque a grandes rasgos las características esenciales de la Fm Olistotrómica que se describe coincidan con los descritos por los autores citados, en esta Hoja deben destacarse varias cuestiones de trascendencia en el contexto geológico regional, a saber:

a). Hasta la fecha, las publicaciones de referencia en este tema, describían olistostromas de carácter regional en el ámbito exclusivo de las ZEB. En este caso, buena parte de la Fm

Olistostrómica se sitúa intercalada en los depósitos de la Cuenca de Mula, al Sur de la Falla Alicante-Crevillente (F A-C) y por tanto en el ámbito de la ZIB.

- b). Aunque es posible que los deslizamientos primitivos ocurriesen en una edad Langhien-se-Serravaliense dado que sobre los mismos se disponen materiales de la USD-I (Unidad sierra del Cajal), de edad Serravaliense Tortoniense inferior, no es menos evidente la existencia de materiales olistostrómicos intercalados en los tramos basales de las Margas de Yéchar (Tortoniense inferior) al S de la sierra del Cajal (Tent- Manclús et al., 2000), y al sur de Ulea y Villanueva del Segura las coladas olistostrómicas se intercalan en tramos aún mas altos de las margas de la Unidad Depositional II (Tortoniense), es por lo que, de manera tentativa consideramos que el emplazamiento de distintos eventos olistostrómicos en la cuenca sedimentaria pudo alcanzar desde el Langhien superior hasta el Tortoniense superior.
- c). Otra cuestión importante dentro de la Hoja de Molina de Segura es que de la observación de estructuras sedimentarias que orientan sobre la dirección y sentido de las facies olistostrómicas (vergencia de los slump, canales, orientación de olistolitos.etc), existen, al menos, tres direcciones y sentidos preferentes: en el ángulo NO de la Hoja, en el flanco septentrional de la sierra de Ricote, la Fm Olistrómica tienen slump con vergencia al NO, coincidentes por tanto con la regional descrita por ROLDÁN Y GARCÍA CORTÉS (1988), en el valle del río Segura; al norte de Ulea son de N100°E a N140°E y los flujos gravitatorios indican sentido este y finalmente en el ámbito estricto de la Cuenca de Mula las direcciones son N120°E a N150°E y el sentido de aportes es SSE.

Por tanto, parece evidente que los continuos eventos tectoe stratigráficos que se desarrollan en la zona próxima a la Falla Alicante-Crevillente, desde el Mioceno inferior hasta la actualidad, da origen a una formación de carácter olistostrómico muy compleja en la arquitectura y composición litológica de los sucesivos deslizamientos llegados a las distintas cuencas. Es posible que la coincidencia de importantes frentes de cabalgamiento en la sierra de Ricote junto a los continuos movimientos de la Falla de Alicante-Crevillente sean el origen de esta compleja arquitectura y de la prolongación en el tiempo de los eventos olistostrómicos. Finalmente es resaltable que, como ya se ha descrito, parte de los materiales olistostrómicos se depositan en la cuenca de Mula, sobrepasando en su traslación la zona de falla del Accidente Crevillente-Alicante. Por tanto, los movimientos sin-post de esta fractura les afectan y puede observarse una banda de dirección N75°E y anchura hectométrica donde las coladas muestran una matriz con una pizarrosidad bien desarrollada que afecta tanto a matriz como a los cantos y unas bandas simétricas tanto a norte como al sur donde los olistolitos muestran una disposición subparalela a dicha dirección. En el ámbito estricto de este contexto las características de la formación estarían próximas a las descritas por PINI, (1999) como "*tectonosoma*".

Las muestras recogidas en las margas de esta unidad proporcionan una microfauna de:

Globigerinoides obliquus (BOLLI), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina bulloides* (D'ORB), *Globigerina* af. (DECORAPERTA, TAKAYANAGI y SAITO), *Globorotalia praemenardii* (CUSHMAN y STAINFORTH); *Radiolarios*, espículas; *Lenticulina cultrata* (DE MONTFORT),

Melonis pompilioides (FICHTEL y MOLL), *Uvigerina* af. *Auberiana* (D'ORB), *Gyroidina soldanii* (D'ORB), *Florilus boueanum* (D'ORB), *Brizalina arta* (MACFADYEN), *Elphidium complanatum* (D'ORB), *Eponides* sp., *Nodosaria* sp., *Lenticulina* sp., *Lagenodosaria* sp.; radiolas de equinidos, bivalvos, ostrácodos. Esta asociación precisa una edad Langhiense-Serravaliense.

En el nanoplancton se determinan *Calcidiscus macintyre* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Calcidiscus leptoporus* (MURRIA & BLACKMAN, 1898) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Cocolithus pelágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Cocolithus miope-lágicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Discoaster intercalaris* BUKRY, 1971a, *Discoaster variabilis* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster kugleri* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Geminilithella rotula* (KAMPTNER, 1955) BACKMAN, 1980, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Helicosphaera Walbersdorfensis* (MÜLLER, 1974a) THEODORIDIS, 1984, *Pontosphaera japónica* (TACAYAMA, 1976) BURNS, 1973, *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE, 1942, que en conjunto definen las Zonas NBN-6 /NBN-8 (Langhiense superior-Serravaliense inferior).

Otro sector en el que afloran depósitos de carácter olistostrómico se encuentra a lo largo del Barranco del Moro y en sentido NO desde el punto de cruce de dicho barranco con la pista que corre subparalela al Canal del Taibilla a todo lo largo del flanco meridional de la sierra del Cajal. El afloramiento, aunque de dimensiones reducidas, es muy interesante tanto por su espectacularidad como por su ubicación ya que se encuentra en el ámbito de las ZIB y perfectamente interestratificado en las margas azules de la USD II. Estos materiales están cartografiados como Trías en la anterior edición del MAGNA.

A lo largo del Barranco del Moro y sobre las calizas bioclásticas y calcareníticas de la sierra del Cajal (USD I), y por tanto de muro a techo, se tiene un primer tramo de margas azules en las que sólo se observan intercalaciones en apariencia continuas de capas milimétrica a láminas de areniscas de grano muy fino o limolitas de color gris-amarillento. El espesor varía según la transversal desde 50 a 80 m; sobre estos depósitos con las facies típicas de las margas azules se encuentran tres secuencias de espesor decamétrico constituidas por tres litologías que con diferente espesor se encuentran en cada secuencia un litosoma en el que se alternan calcarenitas con margas policolores de aspecto triásico, sobre este tramo se observa unas masas de carácter brechoides y espesores de 15, 30 y 40 m en las secuencias referidas y finalmente sobre estos materiales se observan carbonatos biogénicos (28) en parches discontinuos en paso lateral a margas blancas. Cada secuencia esta separada por los depósitos de cuenca (margas azules). El análisis de los tramos brechoides muestra que son bloques y cantos de yeso negro con orla de yeso blanco, arcillas policolores con envuelta de sulfatos, ofitas, calizas diversas de las unidades de Ricote (ZEB), calizas y areniscas de la sierra del Cajal, etc. El redondeamiento es desde tipo "mud ball" a bloques angulosos de dimensiones del m³.

Parece observarse una gradación positiva en las coladas con un paso desde facies granosoportadas en la base a matrizsoportadas a techo. La matriz arcillosa es de color rojo-violáceo. Es muy abundante el yeso secundario en venas cuya ordenación recuerda las superficies de estratificación.

Lateralmente las secuencias se acuñan de forma muy rápida en sentido E-O en tanto que se desconoce cual es su extensión hacia el sur.

Parece evidente que el origen de estas coladas de carácter olistostrómico, está en el desarrollo de procesos halocinéticos en las masas de materiales triásicos situados al norte de la Falla de Alicante Crevillente. La creación de fuertes morfologías diferenciales en la cuenca ocasionó el aporte en sentido N-S de coladas de material salino y arcilloso junto a fragmentos líticos diversos de su cobertera mesozoico-terciaria.

En los olistostromas que caen a la Cuenca de Mula (ZIB), son reseñables dos cuestiones. Tanto en el caso de sector de Archena como en descrito del Barranco del Moro parece que su situación coincide con las intersecciones sobre la F A-C del sistema de fracturas NNE-SSO y específicamente las acumulaciones se dan en el bloque oriental de este último sistema. Como segunda cuestión, de la presencia de parches recifales con calizas de algas sobre las coladas olistostrómicas puede inferirse que la batimetría de la cuenca de depósito de las margas azules, no era muy elevada, dado que las rojas son organismos fotosintéticos.

Es obvio que las facies olistostrómicas del Barranco del Moro son eventos de edad Tortoniense. De esta forma la unidad olistostrómica constituida por brechas policlásticas con fuerte componente triásico tiene al menos una cronología que abarca desde el Langhiense superior al Serravaliense para los afloramientos tanto de la ZEB como de la ZIB a lo largo del Valle del río Segura y un evento más reciente como el descrito en el Barranco del Moro que en parte es sincrónico con la facies de carácter olistostrómico que se describe a continuación.

2.3.3.2. *Margas grises con olistolitos de areniscas calcáreas bioclásticas, calizas arenosas y conglomerados (Unidades 24 a 27 y 33). Conglomerados con cantos de rocas metamórficas de color gris oscuro (34). Serravaliense superior-Tortoniense*

Dentro de la Cuenca de Mula, la orla meridional de la unidad olistostrómica tiene diferencias composicionales que permiten, al menos a título tentativo, su diferenciación cartográfica. Desde el punto de vista de la composición litológica esta subfacies olistostrómica está constituida por una matriz de margas grises que engloban olistolitos desde tamaño grava a dimensiones de km³. Dos son las diferencias sustanciales con las facies anteriores; de una parte, en la matriz no parece contener materiales de naturaleza triásica, antes bien su aspecto es similar a las margas gris azulado de las que solo se diferencian por un aspecto algo más esquistoso. El segundo aspecto diferencial lo constituyen los olistolitos que, en este caso, son exclusivamente fragmentos de la USD I, con estructuras de eslumpamiento y brechificación. Como se ha intentado representar en la cartografía de esta unidad es visible el alineamiento de olistolitos de la misma naturaleza dando la impresión de frentes de "mud-flow", aunque dada la tectónica sinsedimentaria de estos depósitos se hace difícil distinguir entre alineamientos cuyo origen esté en la dinámica sedimentaria y aquellos que lo sean por la tectónica.

En posición estratigráfica aparentemente superior, próximo al contacto de estas facies olistostrómicas con las margas gris-azuladas *s.str.*, se encuentran intercalados en estos materiales unos conglomerados clastosoportados, polimícticos, heterométricos, bien redondeados y con

espesores de 5 a 25 m. La extensión lateral de esta facies es de hectométrica a kilométrica. Su base es profundamente erosiva, con incisiones profundas en las margas olistostrómicas y con escasa estructuración interna, por lo que su aspecto general es de cuerpos masivos de relleno de canal o cañón submarino. Solo en escasos afloramientos se observan, en las facies más finas, eslumpamientos y cicatrices erosivas. Lo más llamativo de esta facies es su espectro composicional. Los cantos son en su mayoría de rocas metamórficas, es decir su patria tendría que establecerse en los afloramientos de los Complejos Alpujárride y Maláguide de las sierras de Orihuela situadas al este de esta área.

La entrada de materiales gruesos de procedencia lejana hasta ámbitos centrales de la cuenca podría relacionarse con los primeros movimientos de reactivación del relieve ligados al evento intratortoniense.

La composición de estos conglomerados y su posición estratigráfica como intercalación entre facies margosas, ha originado una alineación morfológica conocida entre los pobladores de la zona como "cabezos negros".

Las muestras recogidas dan un residuo de granos de cuarzo, de calizas, oóides de hierro, granos de glauconita y restos de materia carbonosa junto a un contenido en microfauna de: *Globigerinoides obliquus* (BOLLI), *Globigerina bulloides bulloides* (D'ORB), *Orbulina universa* (D'ORB), *Globorotalia* af. *Pseudopachyderma* (CITA, SILVA y ROSSI), *Globigerina* af. *Apertura* (CUSHMAN), *Globorotalia* af. *Acostaensis* (BLOW), *Globorotalia* af. *Scitula* (BRADY), *Globorotalia plesiotumida* (BANNER y BLOW); *Elphidium complanatum* (D'ORB), *Cassidulina* af. *Laevigata* (D'ORB), *Saracenaria* sp., *Cibicides lobatulus* (WALKER y JACOB), *Bulimina* sp., *oridorsalis* sp., *Heterolepa* sp.; espículas, ostrácodos, radiolas y plaquitas de equínidos, otolitos y dientes de peces, etc.

El contenido en nanoplancton es de *Calcidiscus macintyreii* (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Calcidiscus radiatus* (KAMPTNER, 1955) MARTÍN-PÉREZ & AGUADO, 1990, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Coccolithus miopelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Calcidiscus leptoporus* (MURRIA & BLACK, 1898) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Discoaster quinquerramus*, GÄRTNER, 1969, *Discoaster calcaris*, GÄRTNER, 1969, *Discoaster neorectus* BUKRY, 1971a, *Discoaster variabilis* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster bollii* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Discoaster bellus* BURKRY, 1971, *Geminilithella rotula* (KAMPTNER, 1955) BACKMAN, 1980, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Pontosphaera multipora* (KAMPTNER, 1948) BURNS 1973, *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GÄRTNER, 1967) GÄRTNER, 1969, *Reticulofenestra productella* (Bukry, 1975) GALLAGHER, 1989, *Reticulofenestra scrippsae* (BUKRY & PERCIVAL, 1971) ROTH, 1973, *Scyphosphaera apsteinii* LOHMANN, 1902, *Lithostromation perdurum* DEFLANDRE, 1942, *Discoaster intercalaris* BUKRY, 1971a, *Discoaster kugleri* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Helicosphaera Walbersdorffensis* (MÜLLER, 1974a) THEODORIDIS, 1984, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMAN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, S. cf. *S. heteromorphus*. Estas asociaciones con mezclas de faunas abarcarían una edad desde el Serravaliense al Mioceno superior (posible Tortoniense superior) por

lo que, a priori, esta facies olistostrómica parece tener episodios de cronología más reciente que la descrita con anterioridad.

2.3.4. USD-III.- Unidad de Campos del Río. Mioceno superior

2.3.4.1. *Conglomerados con cantos carbonatados (cg); areniscas (s); margas y calizas (cal) y yesos (35). Messiniense*

En discordancia erosiva y angular sobre la unidad anteriormente descrita de margas gris-azuladas (27), se encuentra una potente sucesión en cuyo registro sedimentario pueden distinguirse fundamentalmente dos grupos de facies: turbidíticas y marinas de carácter somero, ordenadas de muro a techo en un ciclo de facies en situación regresiva.

La cartografía detallada de los cuerpos detríticos permite evidenciar la existencia de, al menos, dos megasecuencias cuya arquitectura estratigráfica es muy parecida. El registro sedimentario de la primera megasecuencia abarcaría desde la discordancia basal hasta los conglomerados de La Albarda situados al NE de la Hoja o los conglomerados del Portichuelo-Cañada de los Peregrinos ubicados al este y suroeste del Embalse de Campos del Río (cg). En el sector del Portichuelo el tramo superior de esta megasecuencia son yesos masivos (y) de color gris oscuro que se depositan sobre los conglomerados o como cambio lateral.

La segunda megasecuencia abarcaría desde el potente tramo de constitución eminentemente margosa que se desarrolla sobre los conglomerados reseñados hasta los conglomerados blancos y masivos (36) o los yesos masivos a microlaminados (37). Ambas megasecuencias grano y estracrecientes constituyen un ciclo de facies de iguales características.

Dentro de las facies que se agrupan bajo la denominación de turbidíticas, en las series realizadas, pueden identificarse las siguientes:

Conglomerados de afinidad turbidítica (cg). - Son numerosos los afloramientos de conglomerados con entidad cartográfica que se intercalan a distintos niveles estratigráficos de esta unidad. En general se trata de cuerpos, con bases erosivas, constituidos por el apilamiento de secuencias grano y estratodecrecientes de conglomerados polimícticos en los que la fracción predominante es la de cantos de calizas bien redondeados, en paso a gravas y areniscas (litarinitas) de grano grueso. Internamente se observa una disminución progresiva en el contenido de los clastos, "coarse-trail-grading", a la vez que el tamaño de la matriz es asimismo menor apareciendo láminas de "traction carpet". Las observaciones de campo muestran como estos cuerpos de conglomerados pasan lateralmente a las secuencias gradadas que se describen a continuación. Estos depósitos pueden interpretarse como el relleno de canales de espesores métricos a decamétricos y extensión lateral hectométrica tal como se han cartografiado. La presencia de conglomerados y areniscas masivas correspondientes a las facies B1 (MUTTI, 1992), caracterizadas por su falta de organización interna, indicativa de que la corriente no ha sufrido salto hidráulico, y su organización en secuencias positivas, correspondientes al relleno de canales indican que el depósito tuvo lugar en zonas de canal del abanico externo, dentro del modelo de abanico siliclástico propuesto por MUTTI y RICCI LUCCHI 1972.

Como se describirá a continuación, la organización de todas las asociaciones de facies en un ciclo grano y estratocreciente indicaría que el conjunto de los depósitos de esta unidad se relaciona con la progradación de cuñas clásticas procedentes de un borde activo situado al norte y noreste. Las escasas direcciones de corriente que han podido medirse en estas facies así lo corroboran.

Areniscas masivas (s). - Asociados a los tramos inferiores de esta unidad, se cartografían litosomas de espesor métrico y extensión lateral de orden kilométrico, constituidos por litarenitas en bancos o capas decimétricas (50 a > 200 cm) con tamaño de grano de muy grueso a fino. Tienen un intervalo basal masivo caracterizado por la presencia constante de estructuras hidroplásticas "dish and pillow", de carga y de inyección. Este intervalo ocupa gran parte de la secuencia observándose normalmente hacia su parte final una gradación normal (Ta) acompañada con laminación paralela (Tb) que precede a los términos de decantación Td y Te en limos y margas grises.

En las capas de menor espesor es frecuente encontrar un intervalo de laminación de ripples (Tc). Las capas, por lo general, presentan geometrías canaliformes a plano paralelas. Son facies B₁ y B₂, MUTTI (1979) o F5, MUTTI (1991).

Se generan por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan detriticos de grano grueso a fino. El depósito tiene lugar por caída brusca de la turbulencia con decantación masiva del material en suspensión con velocidades de sedimentación tales que impide la formación del intervalo tractivo.

En las canteras del Portichuelo situadas al norte de Alguazas, se han observado cuerpos de espesor plurimétrico (> 5 m) base fuertemente erosiva y geometría canaliforme constituidos por conglomerados y areniscas de grano muy grueso a fino, estructuradas internamente en capas de centimétricas a decimétricas con gradación negativa y positiva.

Se originan por corrientes de turbidez de alta densidad que transportan una carga de tamaños heterogéneos desde cantos decimétricos a arena fina y en la que el soporte de los granos en la turbidez se produce por presión dispersiva. La desaceleración del flujo por debajo de los límites para mantener la dispersión y el aumento de la fricción intergranular, posibilitan la sedimentación de tramos con gradación negativa con cantos imbricados, seguida de un intervalo tractivo con gradación normal. La amalgamación de cuerpos con geometrías lenticulares (canales multiepisdicos), ocasiona cuerpos con una compleja estructuración interna, tanto en la vertical como en la lateral. Se corresponderían a las facies A₁, MUTTI (1979) o F₄, MUTTI (1991).

Conglomerados, areniscas y margas con gradación normal (35). - Esta facies es quizás la más representativa y mayoritaria de las que conforman esta unidad. Esta constituida por litarenitas con tamaño de arena gruesa-media a fina y espesores de decimétricos a bancos (0,30 a 130 cm). Son capas que muestran la secuencia de BOUMA completa con un intervalo basal (Ta) con granoclasificación positiva bien desarrollada que en las capas más gruesas engloba cantos blandos ("mud chips") y gravas heterolíticas dispersas o concentradas en la base. Sobre este intervalo se disponen los de laminación paralela (Tb), laminación de ripples (Tc) y los de de-

cantación de finos (Td y Te). En esta secuencia lo normal, es observar una relación arena/pelita variable de 6/1 a 2/1. La base de estas capas es erosiva con geometrías de plano paralelas a ligeramente canaliformes con estructuras de carga, hidrolásticas y de inyección de fangos. En ambas litofacies se han observado fenómenos de eslumpamiento entre capas planoparalelas.

La macrofauna que contienen estos estratos es muy llamativa. Con frecuencia en el intervalo basal (Ta), sobre todo cuando son conglomerados se encuentran grandes ostreidos dispersos. De forma menos frecuente se han observado secuencias en las que este intervalo está constituido por un acúmulo de ostreidos a modo de lumaquela con extensiones laterales hectométricas por lo que en algún caso la erosión actuando sobre estos acúmulos ocasiona auténticos mantos de ostreidos. Otro aspecto llamativo de estas secuencias, aunque no exclusivo de ellas, puesto que se da igualmente en las facies anteriormente descritas, aunque con mucha menor intensidad, es el espectacular desarrollo de las bioturbaciones en los intervalos de decantación (Td-e). Esta icnofauna con tubos de diámetro centimétrico, horizontales y verticales, junto a los horizontes de grandes ostreidos del intervalo basal son una constante de los tramos basales de esta unidad.

Las marcas de corriente "flute" y "groove marks", sumamente escasas y observadas exclusivamente en los taludes del canal del trasvase Tajo-Segura, dan direcciones N100°E a N150°E, con sentido de aportes al SE a E-O.

En la organización cíclica de esta unidad esta facies es la de mayor presencia en los tramos basales, donde muestra las características descritas, y en los de techo donde se da el tránsito bien a los conglomerados blancos masivos (36), bien a los conglomerados polimícticos de color violáceo (39), o bien a la facies sobre la que se depositan, e incluso en alternancia con los yesos masivos superiores (37). En este caso la secuencia descrita es algo diferente, especialmente en lo referente al intervalo Td-e. En este caso son frecuentes las secuencias en las que los limos y margas grises con bioturbación intensa, son sustituidas por lutitas carbonatadas rojizas con restos vegetales y cristales de yeso.

La litología de estas areniscas muestra espectro lítico sumamente variado. En general, son litarrenitas con unos porcentajes de cuarzo inferiores al 15%, una matriz arcillosa que oscila entre el 10% y el 15% y un cemento carbonatado que no supera el 15%. El resto son fragmentos líticos en los que por orden de abundancia se tienen rocas carbonatadas, metamórficas, volcánicas, silixitas, areniscas y micas.

Areniscas onduladas (35). - Alternando con la secuencia anteriormente descrita pueden observarse unas areniscas laminadas de color amarillento. Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico granodecrescentes con un intervalo basal gradado, un intervalo con laminación cruzada "hummocky cross bedding", un intervalo con laminación paralela y muy esporádicamente de ripples y, finalmente, un intervalo de fangolitas y/o lutitas grises con láminas y "linsen" de limo blanco. Son facies tempestíticas de grano medio fino en secuencias BPHFM y PHFM, DOTT *et al.* (1982), WALKER *et al.* (1983). Subiendo en la serie las secuencias tempestíticas intercaladas son de grano fino a muy fino de tipo HFM y HM con términos finos (M) muy desarrollados y en parte bioturbados.

Alternancias de areniscas y margas gris-amarillentas (35). - En los tramos intermedios de esta unidad cartográfica pueden distinguirse dos conjuntos litológicos predominantes:

Un conjunto litológico, muy bien representado en los sectores centrales del sinclinorio citado, lo constituyen las alternancias de areniscas y margas o lutitas carbonatadas cuya relación arena/marga, es variable de 2/1 a 5/1. En este conjunto se observan, por una parte, capas centimétricas, tabulares con base débilmente erosiva a plana y techo ondulado desprovistas del intervalo gradado (T_a) y con intervalos de laminación paralela y cruzada de ripples, normalmente convolucionadas, muy bien representado. Tienen un intervalo de decantación con espesor equivalente en lutitas gris oscuras. Se corresponderían a las facies F9 de MUTTI (1991) generadas por corrientes de turbidez de baja densidad, que transportan solamente arena de muy fina a fangos. El depósito de arena se realiza por tracción-decantación, ocasionando la laminación paralela de alto flujo.

Otro conjunto lo constituyen margas y/o lutitas carbonatadas de tonos grises, que muestran un aspecto microlaminado con intercalación de láminas de limolitas grises a amarillentas. Las láminas son muy continuas y al microscopio se observan con base débilmente erosiva y gradación positiva (laminación de "shear sorting").

En esta litología y de forma progresivamente más abundante según se sube en la serie, se intercalan capas centimétricas de areniscas de grano fino a muy fino con base débilmente erosiva y gradación positiva. Se trata de facies turbidíticas C_2 (T_a^e), D_1 (T_b^e) y D_2 (T_c^e) de MUTTI (*op. cit.*). En esta litofacies la presencia de restos vegetales y nódulos, centimétricos dispersos, suele ser una constante. Sin embargo, los nódulos no suelen tener contenido biológico y sí un núcleo formado por pirita normalmente muy alterada. La evolución de la serie hacia techo muestra un aumento progresivo de la relación arena/marga ocasionado por la intercalación de capas decimétricas de areniscas de grano medio a fino con un intervalo basal bien clasificado, moderadamente erosivo, con estructuras de carga e inyección de fangos en facies C_2 (T_a^e), MUTTI (*op. cit.*).

En el área del sinclinorio de Molina de Segura-Las Torres de Cotillas estas facies parecen presentar una organización en macrosecuencias negativo positivas, de tal forma que en los tramos centrales de la macrosecuencia es donde se encuentran las facies de mayor granulometría con los intervalos bien desarrollados, en tanto que a muro y techo las secuencias elementales están desprovistas de dicho intervalo.

Las características litológicas y de ordenación secuencial parecen indicar que se trataría de depósitos relacionados con un sistema turbidítico caracterizado por secuencias masivas, predominantemente fangosas, en las que se insertan secuencias areniscosas que rellenan pequeños canales aislados y restringidos a los sectores proximales del sistema, de forma que, hacia la cuenca, las secuencias fangosas son difícilmente discernibles de los depósitos propios de la llanura de cuenca.

El funcionamiento hidrodinámico de este sistema turbidítico sería similar a un Tipo III, MUTTI (1979) de baja eficacia de transporte.

Facies carbonatadas (cal) (35). En el ámbito de la Hoja son muy escasas las facies carbonatadas que se han observado en esta unidad. El único afloramiento representado, se encuentra coronando el Cabezo del Barril al sur de Campos del Río y en apariencia, está relacionado con estas facies de margas gris-amarillentas. Se trata de "packestone" y "wackestone" bioclásticas con textura seudonodulosa a brechoide y de color crema claro. En el afloramiento que se describe, no se han encontrado ningún tipo de estructuras sedimentarias en estos carbonatos.

El conjunto de facies descritas para esta unidad en el ámbito de este estudio, parecen ordenarse, al menos en el sinclinorio de Molina de Segura-Las Torres de Cotillas, en megasecuencias grano y estratocrecientes, que a su vez constituyen un ciclo mayor que culmina con los conglomerados masivos blancos (36).

Cada megasecuencia negativa y su conjunto constitutivo del ciclo grano y estratocreciente, se estructura con facies de margas y areniscas de grano fino a muy fino, con laminación paralela muy marcada, como depósitos correspondientes a lóbulo externo pasando hacia techo a facies de lóbulo y franja de lóbulo en los conglomerados y arenisca de grano medio-grueso con intervalo (Ta) bien desarrollado y gradación normal. Finalmente, las facies de relleno de canal en los cuerpos amalgamados de conglomerados con gradación negativa, etc. La evolución de la agradación vertical de estas megasecuencias en el ciclo negativo, se realiza con pérdida paulatina de términos finos, no tanto en su representación como en su espesor.

En términos de estratigrafía secuencial, este modelo de organización cíclica, como ciclos simétricos negativo-positivos, constituyen una secuencia deposicional de primer orden (tipo I), compleja, con progradación del sistema en el ciclo negativo "lowstand", en Sistemas Turbidíticos Tipo I o II de alta eficacia y posterior retrogradación posiblemente en un sistema de Tipo III (baja eficacia) que representaría el "Transgressive-Highstand" de la secuencia. Esta Secuencia Depositional compleja de carácter progradante, sería el resultado del avance de las progradaciones de cuñas clásticas procedentes de áreas tectónicamente activas situadas al norte y oeste.

La progresión de la deformación hacia el sur origina la migración de los depocentros de esta unidad, a la vez que sus depósitos más septentrionales, se incorporarán a la cuña clástica, estableciendo un sistema sedimentario policíclico para parte de los sedimentos de este grupo.

Los resultados obtenidos del estudio de los contenidos micropaleontológicos en estos sedimentos son ilustrativos del modelo de transporte y sedimentación de estos materiales. Los fósiles plactónicos se observan rotos rodados e incluso la fauna se hace enana según se sube en la serie. En el nanoplancton los especímenes son escasos y la resedimentación del cretácico y paleógeno abundante.

Se determinan:

Nonion boueanum, *Rotalia inflata*, *R. beccarii*, *Siphonina planoconvexa*, *Pullenia bulloides*, *Nodosaria acuminata*, *Ellipsoglandulina glans*, *Uvigerina striatissima.*, *U. flinti*, *U. barbatula*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Bulimina costata*, *Nonion pompilioides*, *Globigerina diplostoma*, *G. foliata*, *G. acostaensis*, *G. aff. mayeri*, *G. bulloides*, *G. tumida plesiotumida*, *G. pseudomio-*

cenica, *Globorrotalia af obesa*, *Globigerinoides gr. Trilobus*, *Planulina ariminensis*, *Valvulineria bradyana*, *V. complanata*. *Amphicoryna scalaris*, *Bolivina* sp, *Tritaxia* sp, *Cibicides* sp, radiolas de equinidos, espículas, ostrácodos, etc. Esta asociación permite atribuir a estos depósitos una edad Tortoniense superior-Messiniense.

En el nanoplancton se identifican:

Calcidiscus macintyreii (BUKRY & BRAMLETTE, 1969) LOEBLICH & TRAPPAN, 1978, *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Coccolithus miopelagicus* (WALLICH, 1877) SCHILLER, 1930, *Discoaster berggrenii*, BUKRY, 1971a, *Discoaster variabilis* MARTÍNI & BRAMLETTE, 1963, *Helicosphaera carteri* (WALLICH, 1877) KAMPTNER, 1954, *Lithostromation perdurum*, DEFLANDRE, 1942, *Pontosphaera japónica* (TAKAYAMA, 1967) BURNS, 1973, *Reticulofenestra gelida* (GEITZENAUER, 1972) BACKMAN, 1978, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARTNER, 1967) GARTNER, 1969, que se atribuyen a la Zona NBN12 que se sitúa como tránsito del Tortoniense superior al Messiniense.

2.3.4.2. *Conglomerados masivos con cantos carbonatados de color blanco (36). Messiniense*

En la margen derecha del río Segura, aguas abajo de Las Torres de Cotillas, se tienen unos magníficos afloramientos, tanto en los taludes de la autovía A-92, como en las importantes explotaciones de áridos que se encuentran en este sector, en los que pueden observarse con detalle las dos litofacies más características con las que finaliza el registro sedimentario de esta unidad: los conglomerados y los yesos.

Las secuencias que se han descrito en el epígrafe anterior, en su agradación vertical, pierden de forma paulatina los intervalos c, d y e, de tal forma que los niveles de conglomerados y gravas arenosas se amalgaman constituyendo un tramo de conglomerados clastosoportados, masivos, de color blanco y cuyo espectro litológico está dominado por la fracción de cantos de caliza (calclítico) de tamaño entre 10 a 15 cm redondeados. En la lateral puede observarse el paso a las alternancias de secuencias reseñada y del mismo modo a los depósitos de yesos superiores. La relación de estos conglomerados con las facies gradadas, esencialmente con aquellas que incluyen un intervalo de decantación en lutitas rojizas con láminas y nódulos de yeso, y al mismo tiempo con los yesos nos lleva a considerar que estos conglomerados en su base pueden estar relacionados con el relleno proximal de cañones submarinos, evolucionando de manera muy rápida a depósitos de fan-delta y llanura superior deltáica.

Se les atribuye una edad Messiniense por criterios de correlación regional.

2.3.4.3. *Yesos blancos y grises, masivos a microlaminados y margas policolores con yeso nodular (37). Unidad Evaporítica. Messiniense*

Estos depósitos y las subfacies lutítico yesíferas asociadas son los depósitos relacionados con la denominada "crisis de salinidad mesiniense". Las cuencas neógenas de las Cordilleras Béticas Orientales estuvieron durante este período, en una posición marginal respecto a las

cuencas internas del Mediterráneo. La cuenca de Mula-Archena-Fortuna estaría incluida en este tipo de cuencas marginales en las que SANTISTEBAN (1981), ORTIZ *et al.*, (1993, 1994), PLAYA, 1994, 1995 y dentro del conjunto evaporítico, distinguen tres unidades: evaporítica inferior, constituida esencialmente por yesos secundarios; unidad intermedia con dos tramos diferenciados, el basal de yesos secundarios y el tramo superior formado por ciclos de diatomita-yeso y finalmente la unidad evaporítica superior con predominio de yesos primarios.

Las composiciones isotópicas (oxígeno y azufre) de las muestras de yeso analizadas por PLAYÁ *op cit*, determinan que los yesos de la unidad inferior se precipitaron a partir de una mezcla de salmueras marinas y continentales. Estas últimas procedentes del lixiviado de los sulfatos triásicos y posiblemente olistostrómicos que afloran ampliamente en los sectores nororientales de la cuenca. Las litofacies de yesos laminares y nodulares que predominan en esta unidad inferior junto a sus resultados isotópicos indican un depósito en medios de sabkha costera.

De los dos tramos de la unidad intermedia, en el inferior las características isotópicas indican que se trata de yesos secundarios procedentes de salmueras continentales por lo que serían depósitos de lago salino efímero. El tramo superior, con las secuencias diatomita-yeso, implican un cambio importante en las condiciones de depósito, de tal forma que en estas secuencias de somerización, las diatomitas corresponden a facies marinas abiertas, en tanto que las evaporitas se depositan en ambientes marino someros (lagoon evaporítico). En áreas suroccidentales (Jabalí Nuevo y Fuente Librilla) las condiciones marinas se mantienen durante el depósito de toda la unidad intermedia.

La unidad evaporítica superior, es la que adquiere una mayor potencia y a su vez la que muestra una mayor heterogeneidad litológica, variando desde lutitas grises o asalmonadas con yeso microlenticular a la litofacies más representativa de esta área como son los yesos laminados (gipsarenitas). Los resultados analíticos de esta unidad indican claramente que se trata de depósitos salinos precipitados a partir de aguas continentales sin influencia marina por lo que serían depósitos íntegramente lacustres.

De lo expuesto con anterioridad, puede resumirse que la Unidad Evaporítica constituye la litología representativa de la regresión finimiocena en submedios salinos, en tanto que los conglomerados blancos masivos lo serían de manera sincrónica de los submedios en los que existían mayores disponibilidades de agua con capacidad tractiva. La rapidez de los cambios laterales de facies entre una y otra litofacies, parece indicar que serían las propias barras de conglomerados las que actuaban de barrera, en la delimitación de los medios restringidos donde se acumulaban las salmueras. En este punto es necesario reseñar los afloramientos en sectores próximos a la Hoja de Alcantarilla 933 (Loma del Cabezo), con la presencia de facies matriz soportadas eslampadas, en las que la matriz está constituida por gypsarenitas y lutitas policolores, en la que flotan cantos los conglomerados masivos.

En estas litofacies, se han observado abundantes fenómenos de eslampamiento entre capas planoparalelas, asociados a fracturación normal sinsedimentaria. El afloramiento observable en los taludes de la autopista Madrid-Murcia, a la altura de la salida a Molina de Segura es sumamente ilustrativo de este hecho.

La génesis de estos materiales son deslizamientos gravitatorios ocasionados en las primeras etapas diagenéticas cuando en el elipsoide local de esfuerzos, el de cizalla, supera la resistencia a la deformación del sedimento, generándose planos de despegue con geometría listrica, generadores de estos deslizamientos. Por correlaciones regionales se les atribuye una edad Messiniense.

2.3.4.4. *Areniscas calcáreas, calizas de algas y margas yesíferas policolores (38). Messiniense*

En la sierra de la Muela y sobre los depósitos de alternancias de conglomerados, margas y areniscas (35) se encuentran una litofacies que no se corresponde a lo que se describe, en los sectores centrales de la cuenca, como facies finimiocenas. Esta unidad con un espesor de 5 a 10 m esta constituida por areniscas calcáreas bioclásticas en paso vertical a calizas de algas que alternan con margas y/o lutitas yesíferas de colores grisáceos a pardo rojizos. Las calizas de algas tienen una microfacies de algas rojas, lamelibranquios, equinodermos, briozoos, textuláridos, rotálidos, ophthalmidiidos, etc., sin mayor precisión cronológica. Por lo que, por criterios regionales, atribuimos estos depósitos al Messiniense al igual que el resto de las facies finimiocenas del centro de la cuenca.

2.3.4.5. *Conglomerados polimícticos rojizos a violáceos (39). Messiniense*

En el extremo suroriental y en la margen izquierda del río Segura, sobre las facies de alternancia de areniscas, conglomerados y margas de la unidad 35, se desarrolla una potente sucesión de conglomerados arenas y lutitas carbonatadas de color rojizo-violáceo. En los afloramientos de la autovía Madrid-Murcia pueden establecerse las relaciones geométricas de esta unidad con las facies arenoso-margosas (38) y evaporíticas (37) messinienses. En ningún punto de esta Hoja ha podido establecerse tal relación con los conglomerados blancos masivos (36). En el primer caso existe un espectacular cambio lateral de facies, entre estos depósitos detríticos de color rojizo y el entorno de los depósitos salinos. Por correlación indirecta, puede establecerse que los conglomerados masivos blancos y los rojizo-violáceos serían sincrónicos.

Los únicos afloramientos que permiten describir esta unidad se tienen en los taludes de las autovías de Madrid-Murcia y en la A-92. En general y en sentido oeste-este puede establecerse la presencia de sus dos facies características: conglomerados clastosoportados masivos de color rojo vinoso y facies de secuencias métricas gradadas Gt-Gp-St-Sl-Fsc. En la agradación vertical y en sentido oeste disminuyen de espesor los términos conglomeráticos manteniéndose el espesor de las secuencias. Los conglomerados son polimícticos, pero con un predominio de la fracción de cantos cantos metamórficos, subredondeados y con una matriz arenoso (litarenita)-lutítica de color rojo vinoso. Aunque ya en ámbito de la Hoja de Fortuna, pero prácticamente en el límite oriental de esta, esta facies de conglomerados se encuentra directamente en discordancia sobre terrenos metamórficos del Complejo Alpujárride que afloran a favor de la prolongación oriental de la Falla de Alhama. En su evolución lateral hacia el río Segura las facies de conglomerados masivos pasan a las secuencias estrato y granoderecientes en las que los conglomerados y areniscas muestran estratificación cruzada en surco de media y gran escala y las lutitas son de un llamativo color violáceo y por tinción todos los depósitos adquieren esta coloración.

La composición litológica, las estructuras observadas y la uniforme coloración rojo-violácea ha llevado a la mayoría de los autores a considerar esta unidad como un depósito continental. La observación detallada de los afloramientos descritos, permite reseñar la existencia, dentro de las facies grano y estratodecrecientes de pequeños parches arrecifales de algas rojas y briozoarios en posición de vida incluidos en los intervalos de litarenitas amarillento rojizas (St-SI) de la secuencia. Este hecho, aunque no descarta la continentalidad de esta unidad, sí que la precisa en el sentido de que las facies conformadas por la agradación de secuencias y tanto más cuanto mayor sea su proximidad al río Segura, serían depósitos de cinturón costero con intrusiones marinas al menos de carácter esporádico. Podría tratarse pues de los depósitos continentales del fan-delta y su transición a los conglomerados blancos masivos como facies submareales y de plataforma externa de estos sistemas deltaicos finimiocenos. Los depósitos de esta unidad los atribuimos por criterios regionales de correlación al Messiniense.

A manera de síntesis, en la arquitectura estratigráfica de esta Unidad Sedimentaria de Depósito hay una serie de hechos que merecen ser reseñados. En su serie tipo se encuentran dos conjuntos litológicos bien diferenciados:

El basal, cuyas características litológicas son fácilmente reconocibles por su homogeneidad en todo el ámbito de la cuenca. Se trata del grupo de las turbiditas que intercalan facies del grupo de las "hummocky" y por lo tanto posiblemente generadas en una plataforma-rampa con dominio de tormentas. Por los datos aportados, es posible que todo el sistema de depósito se desarrolle en una plataforma corta, con una fuerte incidencia de los fenómenos de tempestad y cuyo origen puede ser, en este caso, mixto climatológico y tectónico. Las corrientes de retorno generadas por estas tormentas depositan en la plataforma externa-talud las secuencias turbiditas descritas. Esto explicaría, entre otros detalles, la escasez de estructuras de corriente, la abundancia de restos fósiles bien conservados como intervalo basal y el desarrollo espectacular de las facies bioturbadas.

El conjunto de techo, constituido por una gran cantidad de litofacies con rápidos cambios laterales de facies, de tal forma que en cada sector de la cuenca se encuentran como materiales finimiocenos desde depósitos de áreas continentales de fan-deltas, los submarinos de dichos sistemas y los salinos que se desarrollan en áreas intermareales o sobre lóbulos pasivos del sistema deltaico.

Finalmente, en términos de estratigrafía secuencial puede indicarse que el conjunto inferior representaría el LST y especialmente el SMST "Shelf-margin-system-tract" y el superior el HST de esta secuencia de depósito. Posiblemente las diatomitas podrían corresponder al nivel de mar alto.

2.3.5. USD-IV. Unidad Roja. Plioceno-Cuaternario

2.3.5.1. *Conglomerados (cgr), areniscas de color rojo y lutitas de color rojo a blanco grisáceo (40). Plioceno-Cuaternario*

Esta unidad aflora con extensión reducida en los sectores centro-meridionales de esta Hoja, si bien, adquiere un desarrollo espectacular en su prolongación dentro de la Hoja N° 933 (Alcantarilla), colindante al sur.

En discordancia sobre cualquiera de las facies marinas descritas del Mioceno terminal, se encuentran los depósitos esencialmente detríticos de esta unidad. Su delimitación cartográfica es sencilla cuando se encuentra sobre facies secuenciadas o yesíferas, pero es de mucha mayor dificultad cuando lo hace sobre los conglomerados masivos blancos messinienses ya que las aguas de infiltración los tiñen y dado que el espectro litológico es similar, la delimitación se basa en criterios geométricos y en la presencia de un porcentaje mayor o menor de la matriz.

En los afloramientos de esta Hoja la unidad tiene como tramo basal unos conglomerados de color rojo a pardo rojizo, clasto-soportados, masivos y con espesor variable (5 a 20 m). Son poligénicos y con un espectro litológico en el que predominan los cantos de caliza, con fracciones minoritarias de cantos de rocas metamórficas, líticas y rocas ígneas muy alteradas.

Los cantos están bien redondeados y son heterométricos. Predomina la fracción con moda en 8-10 cm de diámetro, aunque son frecuentes los cantos de 20 a 25 cm.

Cambian lateral y verticalmente de manera rápida a conglomerados con una cierta estratificación horizontal marcada por niveles de cantos de diferente tamaño, cicatrices erosivas y lentejones de areniscas de grano grueso y a secuencias métricas constituidas por facies heterolíticas de conglomerados, areniscas y lutitas con color rojo violáceo a pardo. En general esta unidad de depósito está constituida por la repetición de secuencias elementales de tipo Gm/Gt, Sh, Fl, Fsc. Estas secuencias granodecrecientes a su vez configuran un ciclo de facies grano y estratocreciente de tal forma que en la Hoja de Alcantarilla y en el núcleo de la estructural sinclinal de la que el afloramiento que se describe es el borde del flanco septentrional, se encuentran bancos amalgamados de conglomerados y areniscas con espesores decamétricos, como techo de esta unidad.

Los niveles de detríticos gruesos (cgr) cartografiados son paleocanales con bases erosivas pronunciadas y formados por la asociación de complejos multilaterales y multiepisódicos. Muestran numerosas cicatrices erosivas internas, acreciones laterales, estratificación cruzada plana y en surco, laminación paralela y cruzada y ripples. Su organización interna es a su vez en secuencias menores granodecrecientes con marcas de bioturbación de raíces y decoloraciones en la parte superior. Las cicatrices internas están bien marcadas al tener asociados niveles de gravas y conglomerados. Estos niveles tienen una relación anchura/espesor hectométrica y por tanto su continuidad lateral es de orden kilométrico. Hacia el sur y el oeste los canales, se van individualizando progresivamente abundando los rellenos de canales de tipo ribbon, con una menor altura de las barras y una disminución general del tamaño de grano.

Las facies limoso-lutíticas, a techo de los niveles arenosos, presentan un desarrollo progresivamente mayor en sentido S y SO, donde en el ámbito de la Hoja de Alcantarilla alcanzan espesores decamétricos en las secuencias medias de esta unidad, donde intercalan capas de arenisca fina de pocos centímetros y canales de grava con espesor decimétrico. En sectores muy concretos (NE de Alhama y N de Librilla), y con poca extensión lateral, asociado a estos tramos intermedios, las secuencias desarrollan un término superior constituido por lutitas carbonatadas a veces con nódulos de yeso, margas, "mudstone" dismicríticas con carofitas y

gasterópodos y láminas o capas finas de lutitas carbonosas con coloraciones rosadas, amarillentas, blancas y gris oscuras que destacan entre el color rojo generalizado.

Aunque en el ámbito estricto de esta Hoja el espesor de esta unidad no supera los 50-60 m, en el núcleo de la estructura sinclinal anteriormente reseñada, puede estimarse en un mínimo de 500 m.

En general los depósitos de esta unidad se interpretan como facies de un sistema de abanicos aluviales en los que los conglomerados masivos basales representan las facies proximales y el resto del registro sedimentario en sentido S y SO serían la parte media y distal de la llanura braided definidas por los rellenos de canales entrecruzados con deriva lateral muy rápida y facies de sheet-flood con canales ribbon sinuoso y estables con niveles palustres asociados.

Las paleocorrientes medidas en el sinclinal de Librilla, en la vecina Hoja de Alcantarilla, presentan dispersión S-SO y S-SE, siendo más frecuentes las primeras que a su vez son subparalelas al eje de la estructura. Este hecho parece indicar que dicha estructura puede tener un carácter sinsedimentario lo que condicionó el trazado de la red fluvial.

Las observaciones realizadas en el conjunto de la unidad muestran que al menos hay dos ciclos de progradação-retrogradação en el sistema de abanicos. El inferior abarca desde los conglomerados masivos de la base hasta los niveles palustres ubicados en los tramos medios y el superior incompleto englobaría las secuencias granodécimas del ciclo grano y estrato reciente que suprayacentes a las facies palustres y que culminan con el potente paleocanal del núcleo sinclinal.

No se tienen datos suficientes que puedan precisar la cronología de estos depósitos. El dato de edad absoluta de las rocas volcánicas de Barqueros estimado en 5,4 Ma e inmediatamente anteriores en su emplazamiento a los depósitos de la Unidad Roja, establecería de forma aproximada su límite inferior que, por tanto, sería Plioceno basal; el superior es desconocido, aunque dataciones recientes del sistema de glaciares más antiguo, posterior a esta unidad, lo situaría en el Pleistoceno inferior.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Bloques y cantos calcáreos con matriz limoso-arcillosa y encostramientos carbonatados (41). Glaciares de techo de piedemonte. Pleistoceno inferior-medio

Están situados al pie de las sierras de Ricote y de Cajal, dirigiéndose siempre hacia el sureste. Aunque no alcanzan edades muy antiguas, se presentan tremendamente disectados. Están constituidos por facies de grandes bloques con matriz limoso arcillosa y un cierto contenido en arenas, desarrollando en superficie potentes niveles de costras carbonatadas de tipo "dalle", en las que se pueden reconocer diversas facies: laminares-bandeadas, bréchicas pulverulentas. Su potencia es grande, a veces de carácter decamétrico. En el camino de tierra que va por el borde sur de la sierra de Cajal, pueden observarse excelentes perfiles de estas formaciones y cómo los glaciares más recientes se encajan en ellos.

2.4.2. Cantos y gravas con bloques y matriz limoso-arcillosa (42, 43 y 44). Glacis de cobertera. Pleistoceno medio-superior

A continuación, y encajándose en los glacis de techo de piedemonte, se pueden reconocer a grandes rasgos tres niveles de glacis de cobertera. El primer nivel también está constituido por facies de grandes bloques, pero de menores tamaños, encontrando ya cantos y gravas, con matriz limoso-arcillosa. Su superficie a techo es más plana que la de los glacis de techo de piedemonte y tienen menor potencia.

A continuación, en la Planicie Central se pueden reconocer a grandes rasgos dos niveles. Son glacis con depósitos de potencia variable y que partiendo de algunos relieves menores se dirigen a los principales cursos de agua. Algunos son de gran tamaño como los originados al sur y al este de la sierra de la Muela o los que desde el Alto de la Serreta o desde la esquina noreste dirigen sus depósitos al valle del río Segura. Sus potencias y litología también son muy variables, con una disminución textural y de espesor hacia las zonas más alejadas de los relieves.

2.4.3. Cantos y gravas con matriz limo-arcillosa parda y encostramientos carbonatados (45 y 46). Abanicos aluviales. Pleistoceno medio-superior

Estos depósitos aparecen con un amplio desarrollo en la zona noroccidental de la sierra de Ricote, donde recubren grandes extensiones y adquieren sus máximos espesores.

Están constituidos por cantos y gravas de naturaleza principalmente calcárea dada la naturaleza del área fuente, los materiales del Jurásico, aunque también existe una pequeña proporción de cantos de sílex, de areniscas calcáreas y de calcarenitas del Mioceno, cuando éstas están próximas a las raíces de los abanicos aluviales. La matriz es arcillosa, a menudo de alta plasticidad, con tonos cremas en superficie (10 YR 5/4). Existen dos niveles, uno más antiguo que el otro y en ambos puede aparecer, a techo, una costra de tipo "dalle" con estructuras pulverulentas, bréchicas y laminares-bandeadas, aunque el intenso aprovechamiento agrícola, dificulta encontrarlas *in situ*. El espesor medio de estas formaciones suele estar entre 3 y 5 m, aunque a veces pueden superarse los 6 m; por el contrario, las costras difícilmente llegan a alcanzar 1 m.

2.4.4. Tobas y travertinos (47 y 53). Terrazas travertínicas. Pleistoceno inferior y pleistoceno superior

En las proximidades de las localidades de Baños de Mula y de Albudeite, la actividad hidrotermal, rica en calcio, asociada a la Falla Límite, proporciona otros tipos de depósitos de terraza de carácter tobáceo y travertínico (ROMERO DÍAZ et al., 1992). El nivel más antiguo se sitúa en el Cerro Castillo y el más reciente se corresponde con la terraza de +22-36 m.

2.4.5. Arenas y limos amarillentos (50). Terrazas fluvio-palustres. Pleistoceno superior

En este apartado se describe el nivel de terraza de +22-36 m, del río Mula por tener unas características muy particulares en relación al resto de los niveles de terrazas del mismo río.

En primer lugar, conviene señalar que la Cuenca del río Mula ha sido motivo de atención de diversos autores, entre los que se destacan MATHER *et al.*, 1995 y SILVA *et al.*, 1996 por haber estudiado con detalle las peculiaridades de esta cuenca pleistocena, tan condicionada por la tectónica.

El nivel de +22-36 m, constituye una serie de carácter fluvio-palustre, con una potencia superior a 18 m que aparece solamente aguas arriba de la Falla Tollos-Rodeo, constituyendo el mayor episodio sedimentario este sistema. Para los autores, estos depósitos se encuentran en relación con paleovalles bien delimitados, entre otros por los escarpes del nivel de + 40 m. AGUSTI *et al.*, en 1990 describe un yacimiento de micromamíferos en la parte superior de la secuencia fluvio-palustre, en Baños de Mula, que indica una edad Pleistoceno superior.

Sedimentológicamente, sus características han sido estudiadas con detalle en un trabajo de MATHER *et al.*, 1995 en el que se considera que los depósitos fluvio-palustres son los dominantes, con facies de gravas fluviales subordinadas. Por tanto, las gravas de carácter fluvial son más bien escasas y cuando aparecen, dan cuerpos lenticulares canalizados. Por encima o intercaladas, aparecen arenas formando cuerpos canalizados que indican un sistema de funcionamiento "braided" con facies laminadas en el interior. Sobre las facies arenosas se reconocen abundantes procesos edáficos que varían desde suelos moteados ferruginosos hasta pseudo-gleys que indicarían encharcamientos temporales. Sin embargo, las facies fluvio-palustres que aparecen a techo son las más representativas. Se trata alternancias de arenas y limos amarillentos, fuertemente laminadas y con un alto contenido en carbonatos. Entre ellas aparecen intercalados dos cuerpos arcillosos de tonos grisáceos con illita, materia orgánica y gasterópodos de agua dulce (MATHER *et al.*, 1995). Estos cuerpos tienen un alto grado de edafización y están biotubados, siendo característica la presencia de suelos hidromorfos de tipo gley con grietas, huellas y tubos de raíces, normalmente rellenos por yesos secundarios. SILVA *et al.*, 1996, señalan, además, la existencia de dos hechos muy importantes, uno es la presencia de deformaciones sinsedimentarias, en un horizonte bien definido y que se reconoce a lo largo de 8 km y, otro, el registro de grandes paleodeslizamientos, anteriores y contemporáneos al desarrollo de estas facies, a lo largo de la falla Tollos-Rodeos, en la intersección con el cauce del río Mula.

2.4.6. Cantos y gravas redondeados con matriz arenoso-limosa (48, 49, 51, 52, 54, y 55). Terrazas. Pleistoceno inferior-holoceno

Las terrazas constituyen el universo más complejo en el conjunto de los depósitos de carácter fluvial y son los sistemas de los ríos Segura y Mula los que alcanzan un mayor desarrollo.

El río Segura desarrolla siete niveles de terrazas, algunos de carácter discontinuo, encajados, y con alturas que van desde los +80 m hasta los +5 m. Litológicamente están constituidos por un conjunto de gravas, cantos y bloques con una matriz arenosa y ligeramente cementados. Sus depósitos se corresponden con los antiguos fondos de valle de carácter torrencial, ofreciendo cierta similitud con los fondos de valle actuales. La litología de los cantos es mayoritariamente de naturaleza calcárea, aunque existen algunos fragmentos de rocas metamórficas, pero muy escasos. Sus facies son típicamente fluviales, es decir, están constituidas por barras, rellenos de canal, cicatrices erosivas, imbricación de cantos, etc. También hay depósitos más finos, de arenas y limos con laminaciones paralelas y cruzadas. La potencia es muy variable

con espesores máximos de 6 m, salvo en algunos puntos como en las proximidades de Ceutí y de Rivera de Abajo, donde, debido a la tectónica reciente se han producido acumulaciones anómalas a favor de los labios de falla hundidos, alcanzando espesores superiores a los 10 m. En este sentido hay que añadir también que, localmente, en algunas de las terrazas, se pueden observar deformaciones, fracturas y fallas de pequeñas dimensiones. Todos estos hechos nos informan de la constante actividad tectónica en la región.

El río Mula, por su parte, desarrolla seis niveles de terrazas a +65-80 m, +40 m, +22-36 m, +15 m, +5-7 m y +2 m, este último equivalente al fondo de valle. La mayoría de las terrazas presentan facies típicamente fluviales con espesores máximos de 6 m, pero que raramente llegan a superar los 2 m. Están formadas por cantos y gravas, principalmente de naturaleza carbonatada, aunque se encuentran cantos de otra naturaleza como sílex, areniscas, calcarenitas, etc. Sus facies son las habituales en un medio fluvial, reconociéndose barras, rellenos de canal, imbricaciones, cicatrices erosivas, estratificaciones y laminaciones en los niveles más arenosos. Sin embargo, dentro de esta serie fluvial existe un nivel a +22-36 m, que por su potencia y por sus facies de carácter fluvio-palustre se describe en otro apartado.

2.4.7. Limos, arenas y gravas (56). Cauces abandonados. Holoceno

Se han considerado algunos meandros abandonados en el curso del río Segura y en otros afluentes secundarios, pero, en cualquier caso, no revisten una gran importancia.

El de mayor tamaño es el que se encuentra al oeste de la localidad de Algaida, en la margen derecha del río Segura. Se reconoce, aparte de la depresión que los constituye, por su naturaleza arcillosa, al menos a techo, y presentar tonos parduscos en contraste con los materiales más blanquecinos que los rodean. Contienen también arenas gravas y cantos, pero en menor cuantía. Aunque normalmente son inactivos, en periodos de grandes avenidas pueden sufrir encharcamientos temporales. Se consideran de edad Holoceno.

2.4.8. Travertinos (57). Holoceno

El depósito al que aquí se hace referencia está situado en la terminación oriental de la sierra de Ricote, 1,5 km aproximadamente al SO de la localidad del mismo nombre.

Se trata de un conjunto de carbonatos de precipitación que engloban multitud de restos vegetales (cañas, carrizos, hojas, ramas y raíces), formados a favor de un manantial que drena el acuífero que constituye la sierra de Ricote. Se le atribuye una edad holocena por ser funcional en la actualidad, aunque el inicio de su formación pudo ser algo anterior, al menos Pleistoceno superior.

2.4.9. Margas con bloques y masas caóticas de areniscas calcáreas y calizas. Deslizamientos (58). Holoceno

En cuanto al deslizamiento cartografiado en la sierra de Cajal está ligado a la presencia de materiales calcomargosos, por lo que la masa deslizada estará formada por el conjunto de estos mate-

riales, fragmentados irregularmente en grandes y pequeños bloques, así como por un conjunto de arcillas originales y otras producidas por la fricción en el proceso de desplazamiento del material deslizado. Se trata de un deslizamiento de tipo traslacional, de espesor moderado, unos pocos metros, y presenta una superficie casi circular de 325 metros de diámetro. Se le ha asignado una edad Holoceno, pero se supone de formación más reciente que los depósitos anteriores.

2.4.10. Cantos, gravas y bloques en matriz limoso-arcillosa (59). Coluviones. Holoceno

Son depósitos con una litología y una textura es muy variables en función del sustrato sobre el que se desarrollen. Los que existen en la sierra de Ricote están constituidos por fragmentos de rocas carbonatadas, muy angulosos y de diversos tamaños, con una matriz arcillosa, a veces rojiza, procedente de las arcillas de descalcificación de algunas zonas carstificadas. En el sector central de la Hoja se desarrollan a partir de las terrazas o de antiguos sistemas de glaciares por lo que reciclan bloques, gravas y cantos de estas formaciones cuaternarias anteriores. En estos casos, los fragmentos son más redondeados y con matriz más abundante. Por lo general sus depósitos están poco estructurados y consolidados y no se observa ningún tipo de ordenación. Por la relación que ofrecen con el resto de las formaciones de la Hoja y por su posición en algunas laderas, se han asignado al Holoceno, pero no se descarta la posibilidad de que algunos de los coluviones puedan pertenecer al Pleistoceno superior.

2.4.11. Cantos y gravas en matriz arenoso-arcillosa con algunos bloques (60). Conos de deyección. Pleistoceno superior-Holoceno

Los conos de deyección con pendiente elevada son aquellos depósitos de pequeño tamaño, en forma de abanico, que se forman a la salida de arroyos y barrancos y desembocan en otros valles de mayor rango, donde la pendiente es menor. Allí, al perder energía, dejan sus depósitos acumulándose los de textura más grosera en la parte apical, mientras que los más finos se alejan produciendo una morfología característica. La litología, como siempre, depende de los materiales que arrastre en el camino, pero lo más fácil es encontrar cantos gravas y bloques de materiales carbonatados, a veces areniscosos, envueltos en una matriz arcilloso limosa. Son muy escasos y algunos de ellos pueden observarse en el curso alto del río Segura y en algunos tramos del río Mula. Se les ha atribuido una edad Holoceno por estar muy relacionados con las últimas fases del encajamiento fluvial.

2.4.12. Cantos y gravas en matriz arcillosa (61). Depósito aluvial-coluvial. Holoceno

Se trata de los depósitos originados en fondos de valle donde adquieren un perfil trasversal plano o en cuna. Por lo general se sitúan en zonas donde la intensa erosión de la zona no ha podido llegar a erosionarlos y que tienen un funcionamiento esporádico o temporal. Dadas sus características, se pueden describir como formando parte de pequeñas cuencas receptoras, con escasas pendientes longitudinales y donde adquieren alguna importancia los aportes de ladera, considerándolos de un origen poligénico. Están formados por cantos y gravas, mayoritariamente carbonatados, y a veces, areniscosos. Por su morfología varían de subredondeados a subangulosos ya que tienen un menor grado de madurez que los que pertenecen a fondos de rambla.

2.4.13. Bloques, cantos y gravas en matriz arenoso-arcillosa (62). Fondo de valle o rambla. Holoceno

Los fondos de rambla constituyen la mayor parte de los fondos de valle que drenan la Hoja de Molina de Segura, sobre todo en el sector de la Planicie Central. Se trata de sistemas fluviales con una dinámica torrencial, potencialmente activa, y en los que dadas unas características climáticas determinadas y peculiares, se producen una serie de procesos de avenida o riadas que pueden llegar a originar desastres puntuales. En la Hoja de Molina de Segura, a pesar de esta dinámica torrencial, la red se encuentra jerarquizada lo que propicia un mayor control de las avenidas. Sus depósitos, constituidos por acumulaciones de bloques, gravas y materiales finos, pueden cambiar su morfología detrás de cada riada. A veces se observa una cierta estructuración con formación de barras y cicatrices erosivas. La litología de estos es mayoritariamente carbonatada, debido a la naturaleza de la zona, aunque en algunas ramblas existen cantos pertenecientes a otros grupos litológicos. Se les asigna una edad holocena por constituir las formaciones más recientes dentro del sistema fluvial.

2.4.14. Margas, areniscas calcáreas y calizas arenosas. Rellenos artificiales (63). Actual

Se ha cartografiado como tal, el depósito situado a la entrada norte del túnel que, en el traveso Tajo-Segura, atraviesa la sierra de Cajal. El material que forma la escombrera está constituido por areniscas calcáreas, calcarenitas, calcarenitas bioclásticas y margas pertenecientes a la Unidad Depositional de la sierra de Cajal (U.D.I.), atravesada por el túnel.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La superficie que representa la Hoja de Molina de Segura (912), se encuentra situada geográficamente en el sector centro-septentrional de la Región de Murcia.

Geológica y estructuralmente, este territorio se sitúa en el sector oriental de las Cordilleras Béticas y, en una posición intermedia entre las Zonas Externas y las Zonas Internas. Los dos tercios meridionales de la Hoja están constituidos por las Zonas Internas, correspondientes al Complejo Maláguide (Unidad de Mula, sierra de Manzanete), pero cubiertos en su mayor parte por sedimentos del Mioceno superior. El tercio septentrional, ocupado por la sierra de Ricote, se sitúa en las Zonas externas y pertenece, principalmente, al Dominio Subbético, dando lugar al denominado Complejo Tectónico de Ricote.

El relieve está íntimamente relacionado con la litología y la estructura y por ello que, desde el punto de vista morfoestructural, existen también dos dominios claramente diferenciados. El primero de ellos lo constituyen los relieves de la sierra de Ricote que ocupan gran parte del cuadrante noroccidental con dos de los vértices geodésicos culminantes, los picos de Almecega (1122 m) y Cejo Cortado (699 m). Su litología es mayoritariamente calcárea formada por materiales jurásicos.

El segundo dominio lo constituye el resto de la Hoja, caracterizada por una gran planicie desarrollada sobre los sedimentos del Terciario superior y Cuaternario, sobre la que destacan algunas mesas y relieves en cuesta como los de las sierras de Coronas (556 m) y de la Muela (575 m). En este mismo dominio y como ya se ha señalado con anterioridad, el sustrato lo constituye el Complejo Maláguide, aflorante en el borde este de la Hoja (Unidad de Mula) y en el borde sur (sierra de Manzanete).

La red hidrográfica principal se ordena en torno al río Segura que con una dirección NNO-SSE, atraviesa la mitad oriental de la Hoja, junto a sus afluentes. El principal de todos ellos es el río Mula, en la mitad sur de la Hoja que con una dirección aproximada E-O, confluye con el río Segura a la altura de Las Torres de Cotillas. Otros afluentes de cierta importancia en el sector, son las ramblas de Ambrós, Mezquita y el Corralín, por la margen derecha. Por la margen izquierda destaca la rambla del Tinajón o de Carrizalejo.

Por lo que al clima se refiere, esta zona pertenece al tipo Mediterráneo, de inviernos suaves, con escasas precipitaciones y veranos muy calurosos y secos que hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto de la evapotranspiración existente durante la mayor parte del año. Por otra parte, el carácter irregular de las precipitaciones da lugar, en algunas ocasiones y ligado a una confluencia particular de factores meteorológicos, al fenómeno conocido como "gota fría".

Los núcleos de población más importantes son Molina de Segura, que da nombre a la Hoja, Mula y Archena. El resto de los centros urbanos de cierta significación, al igual que los dos últimos, se sitúan en la vega del río Segura, donde se concentra la mayoría de la población, alre-

dedor de los cultivos de huerta, principal riqueza de la región. Se trata, de norte a sur, de Ulea, Villanueva del río Segura, Algaida, Lorquí, Ceutí, Alguazas, Las Torres de Cotillas, Rivera de Arriba y Rivera de Abajo. No hay que olvidar la localidad de Ricote, al norte de la Hoja, inmersa en la sierra del mismo nombre, y localidades como Albudeite y Campos del Río, a orillas del río Mula.

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados, uno dedicado a los aspectos morfoestructurales donde se describe la configuración actual del relieve y la influencia que en ella ejercen tanto la naturaleza de los materiales que forman el sustrato geológico, como la tectónica, y otro en el que se destaca la influencia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

3.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Molina de Segura se reconocen dos dominios morfoestructurales de características muy diferentes, la sierra de Ricote, perteneciente a las Zonas externas y La Planicie Central, constitutiva de las Zonas internas, aunque recubierta de sedimentos terciarios.

La sierra de Ricote se caracteriza por una morfogénesis erosiva de gran importancia, destacando los procesos de erosión reciente como la incisión vertical de los cauces, muy acusada, debido a las fuertes pendientes y, en menor medida, a la disolución kárstica. Todo ello unido a la naturaleza calcárea del sustrato, permite el desarrollo de un fino modelado estructural, condicionado principalmente por las directrices tectónicas del orógeno bético.

Así, sobre las formaciones jurásicas, de naturaleza más resistente, se desarrollan importantes escarpes estructurales, a veces con alturas superiores a los 110 m, además de líneas de capa y crestas que en ocasiones corresponden a la estructura de un eje anticlinal; tal es el caso del vértice de Almeces con el anticlinal de la Unidad de la Garita. En general, los escarpes de mayor desarrollo siguen una directriz ENE-OSO, concordante con la dirección de los cabalgamientos y los pliegues de la sierra de Ricote.

Por otra parte, la intensa fracturación y los buzamientos relativamente elevados no permiten el desarrollo de superficies estructurales de gran tamaño sobre los materiales del Jurásico, aunque sí lo han hecho sobre los materiales areniscosos del Mioceno medio-superior. También sobre estos mismos sedimentos, se reconoce algún relieve sinclinal conforme, tal y como puede observarse en el paraje de la Fuente Seca, al sur del embalse de Blanca, en la margen izquierda del río Segura.

Respecto a la edad del modelado de la sierra de Ricote, debe suponerse que comprende las fases álgidas de la estructuración del orógeno bético que alcanza el intervalo Aquitaniense-Langhiense hasta los tiempos actuales en que prosigue la exhumación del modelado estructural resultante.

Por lo que se refiere al resto de la Hoja, sobre la Gran Planicie Central, destacan las superficies estructurales de la sierra de la Muela, a veces con escarpes de más de 100 m de salto, así como

numerosas líneas de capa en las que, generalmente, se ha indicado la dirección del buzamiento. La diferente competencia de los materiales y su disposición horizontal o subhorizontal ha generado también una serie de cerros de forma cónica, de pequeñas dimensiones.

Aunque no se han considerado dentro de este grupo, hay que decir que existen una serie de amplias plataformas de cantos que son también relieves estructurales, pero como se trata de depósitos de glaciares recientes, se han descrito en el apartado de formas poligénicas. Un caso similar sería el de las terrazas, pero éstas, se han estudiado, a su vez, en el apartado de formas fluviales.

Finalmente se han tenido en cuenta todas aquellas fallas que afectan a terrenos cuaternarios o que tienen expresión en la morfología local. Algunos de los mejores ejemplos pueden verse al sur de la sierra de Ricote y en algunos glaciares y terrazas del valle del río Segura. Pero, sin duda, es el accidente de Crevillente-Alicante, límite entre las Zonas Externas y las Zonas Internas, el que da lugar al rasgo morfológico más espectacular de la Hoja que es el gran escarpe existente entre la sierra de Ricote y la Planicie Central. Se trata de una falla de desgarre dextral que ha condicionado de sobremanera la paleogeografía, la morfoestructura y la sismicidad. De este accidente se da amplia cuenta en el capítulo de tectónica.

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.

Por lo que respecta a la Hoja de Molina de Segura existe un conjunto de procesos morfogenéticos que actuando a la vez o sucesivamente, han tenido lugar bajo unas condiciones climáticas tendentes a la aridez, a lo largo del periodo Cuaternario. Estas características climáticas de carácter zonal son el principal causante de los diferentes sistemas morfogenéticos que se describen a continuación, pero influidos por una serie de factores azonales tales como los cambios de los niveles de base y la intensa actividad neotectónica a la que ha estado sometido este sector de la Cordillera Bética.

3.2.2.1. *Formas de ladera*

Están representadas por coluviones, deslizamientos y caídas de bloques. En la cartografía, se han distinguido como coluviones los depósitos de génesis gravitacional, instalados al pie de las laderas. Los mejores ejemplos se hallan en la sierra de Ricote, donde se desarrollan por debajo de los principales escarpes estructurales. Dichos escarpes, la pendiente acusada y la actividad tectónica reciente han favorecido su formación. Son formas alargadas y estrechas, conformes con la arquitectura general de la sierra, por lo que tienen exposiciones preferentes NO y SE.

En las zonas de relieve más suave, también se generan estas formas, pero con pendientes menos acusadas y al no estar tan condicionadas por la estructura, se disponen de manera

más caprichosa. Algunos ejemplos se pueden observar en el sector sureste de la Hoja, en la margen derecha del río Segura o en las proximidades de Ceutí.

Localmente se ha identificado algún deslizamiento en la sierra de Cajal, ligado a los materiales margosos de la Unidad deposicional I. Se trata de un deslizamiento de tipo traslacional, de espesor moderado, unos pocos metros, y presenta una superficie casi circular de 325 metros de diámetro.

Por otra parte, existen caídas de bloques, a veces de gran tamaño, ligadas a los grandes escarpes de la sierra de Ricote y a las mesas y cuevas de la sierra de la Muela. La intensa fracturación, el diaclasado, la diferente competencia de los materiales y la sismicidad facilitan, de gran manera, el descalce del material rocoso.

3.2.2.2. *Formas fluviales y de escorrentía superficial*

Los procesos fluviales y de escorrentía superficial tienen una importancia manifiesta en el modelado de la Hoja de Molina de Segura, estando claramente ligados a la dinámica zonal propia de los climas semiáridos.

Dada la irregularidad climática, no sólo actual, sino a lo largo de todo el Cuaternario y las precipitaciones, a menudo de carácter torrencial, los procesos de erosión activa son muy generalizados, dando lugar a una intensa incisión lineal en "V" y a la formación de barrancos cuya densidad es muy elevada en las áreas serranas, pese a la relativa competencia de los terrenos calcáreos. La misma razón es la que origina las aristas e interfluvios, tan frecuentes en la sierra de Ricote y, que al igual que los escarpes y crestas, presentan un marcado control estructural. Estas formas también aparecen en las zonas de relieve más suave, como en la esquina sureste de la Hoja, pero ahí se producen en materiales fácilmente excavables.

Estos terrenos, litológicamente más blandos, principalmente las margas tortonienses y los términos más margosos del Cretácico, permiten el desarrollo de cárcavas, especialmente densas en las ramblas del Corralín, de Albudeite, del Estrecho y de Mayes.

También son frecuentes las formas producidas por los procesos de erosión lateral de los cauces, sobre todo en aquellos que presentan un recorrido sinuoso o meandriforme y que discurren por terrenos de litologías blandas. Éste es el caso de los ríos Mula y Pliego en el cuadrante suroeste de la Hoja, donde abundan las margas y areniscas de edad Tortoniense-Messiniense.

En cuanto a las formas de sedimentación se localizan mayoritariamente en los principales valles y en la orla periférica de la sierra de Ricote. Por lo que se refiere a este último sector se han cartografiado dos niveles de abanicos aluviales de escasa pendiente. El más reciente presenta una morfología en planta muy irregular y adaptada al relieve, a la manera de los "glacis en golfo" propios de ambientes semiáridos. Sobre su superficie, muy plana e intensamente trabajada por la agricultura, es frecuente la arroyada en regueros y fenómenos de pérdida de drenaje. Igualmente, en esta orla periférica de la sierra, donde la erosión remontante del cercano Mediterráneo no ha podido penetrar, se conservan valles secundarios en cuna con

sus depósitos generalmente erosionados en la zona más oriental. Existen también conos de deyección de pendiente alta o moderada que desembocan a estos valles en cuna o sobre los niveles de terraza de los principales valles.

También se ha considerado algún meandro abandonado en el curso del río Segura y en otros afluentes secundarios, pero, en cualquier caso, no revisten una gran importancia.

Por lo que se refiere a las terrazas, a la vista del mapa geomorfológico, puede decirse que son los ríos Segura y Mula los que presentan un mayor registro.

El río Segura discurre por la mitad este de la Hoja, con una dirección NNO-SSE y con una morfología de sinuosa a meandriforme. Encajado en la sierra de Ricote ofrece, en este sector, pocas terrazas, apenas dos niveles de poco desarrollo en planta, para abrirse, más al sur, en la zona de relieve suave a una serie de aterrazamientos que aumentan hasta un número de siete. Como ya es sabido, las terrazas corresponden a antiguos fondos de valle de los ríos que en su proceso de encajamiento han quedado colgados sus depósitos a diferentes cotas, dando plataformas escalonadas en las márgenes. En el caso del río Segura, estas plataformas, de tamaño variable y superficie muy plana se encuentran a las siguientes alturas con relación al "thalweg": + 80 m, + 50-60 m, +40-45 m, +35-40 m, + 30 m, +20-25 m y + 5-7 m. En la parte más baja del curso, en los alrededores de Segura de Molina, alcanzan un mayor desarrollo horizontal, siendo aprovechadas para los cultivos de huerta. La disposición de los niveles de terraza del río Segura informa de la reciente actividad tectónica que de alguna manera ha influido en su distribución asimétrica, a veces con más niveles en la margen izquierda y, otras veces, en la derecha, así como el acoplamiento de algunos tramos a las principales directrices regionales.

Por lo que al río Mula se refiere, su cuenca ofrece un excelente registro geomorfológico y sedimentológico que permite ordenar la secuencia de procesos que dieron lugar al valle que observamos en la actualidad. En este sentido, existen una serie de trabajos de ROMERO DÍAZ *et al.*, 1992; MATHER *et al.*, 1995 y SILVA *et al.*, 1996, que describen detalladamente todas sus características.

El río Mula, junto con su afluente principal, el Pliego, constituye una importante arteria fluvial que, con una dirección aproximada O-E, atraviesa la mitad sur de la Hoja para desembocar en el río Segura, en las proximidades de Alzaguas, ya fuera de la Hoja. Se han reconocido seis niveles de terrazas (SILVA, P. G. *et al.*, 1996) a + 65-80 m, + 40 m, +22-36 m, +15 m, +5-7 m y +2 m, este último considerado, en esta cartografía, como fondo de valle. Sólo los niveles más altos y los inferiores son aparentemente continuos a lo largo del recorrido del río Mula y sus facies son típicamente fluviales; por el contrario, la terraza de +22-36 m constituye un nivel anómalo dentro de la secuencia fluvial del río (MATHER *et al.*, 1995). Su anomalía se caracteriza por la potencia, superior a 18 metros, las facies fluvio-palustres, la distribución espacial muy localizada, aguas arriba de la Falla Tollos-Rodeos y las variaciones de altura con respecto al cauce. Hay que añadir, además, que en las proximidades de la localidad de Baños de Mula y Albudeite, la actividad hidrotermal, asociada a la Falla Límite y rica en calcio, proporciona otros tipos de depósitos de terraza de carácter tobáceo y travertínico (ROMERO DÍAZ *et al.*, 1992).

3.2.2.3. *Formas de meteorización química*

Dentro de este sistema morfogenético se han cartografiado dos tipos de formas. La primera se trata de una pequeña dolina de fondo plano que se localiza en el Alto de la Umbría, justo al norte de la localidad de Ricote y que se dispone sobre los materiales calcáreos y areniscosos del Tortoniense inferior, con unos 200 metros de diámetro y una profundidad de 10-12 metros. La segunda la constituyen los travertinos de la Fuente de la Calera, situados a 1,5 Km al SO de Ricote.

3.2.2.4. *Formas poligénicas*

Al modelado poligénico se le atribuyen los diferentes niveles de glacis de acumulación. En la Hoja de Molina de Segura se han diferenciado dos tipos, los glacis de techo de piedemonte y los glacis de cobertera. Los primeros constituyen el nivel más alto, situado al pie de las sierras de Ricote y de Cajal y dirigiéndose siempre hacia el sureste. Pese a no alcanzar edades muy antiguas, se presentan tremendamente disectados y desarrollan en su superficie potentes niveles de costras carbonatadas de tipo "dalle" y en las que se pueden reconocer diversas facies: laminares-bandeadas, bréchicas, pulverulentas, pero generalmente muy disminuidas por el laboreo agrícola.

A continuación, y encajándose en los anteriores, se pueden reconocer a grandes rasgos tres niveles de glacis de cobertera. Son glacis con depósitos de potencia variable y que partiendo de las proximidades de los relieves se desarrollan sobre la gran Planicie Central dirigiéndose a los principales cursos de agua. También se desarrollan a favor de pequeñas cuencas fluviales, como sucede en el sector centro meridional de la Hoja. Algunos son de gran tamaño, tal es el caso de los originados al sur y este de la sierra de la Muela o los que desde el Alto de la Serreta o desde la esquina noreste dirigen sus depósitos al valle del río Segura. Otros son muy pequeños por haber sufrido una intensa disección, llevada a cabo por los procesos erosivo acusados de un clima semiárido. Sus potencias y litologías, como es de suponer, también son muy variables, con una disminución textural y de potencia hacia las zonas más alejadas de los relieves.

3.2.2.5. *Formas antrópicas*

La alteración llevada a cabo por el hombre, en este sector, es muy acusada debido a la intensa actividad agrícola que ha llevado a la construcción de balsas de riego, así como a la creación de numerosos aterrazamientos artificiales, pero estas modificaciones artificiales se han obviado en la cartografía, dada su escala. Por el contrario, sí se han señalado canteras como la de la rambla del Corrizalejo y escombreras como la existente en la boca norte del túnel que atraviesa el trasvase Tajo-Segura, en la sierra de Cajal.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se consideran todas aquellas formas que llevan un depósito asociado, ya sea o no consolidado, pero relacionado con la evolución geomorfológica del relieve actual. Las formaciones superficiales presentan como característica principal su cartografiabilidad a la es-

cala 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 tratados como litología, textura, potencia y edad.

Las formaciones superficiales de ladera están representadas mayoritariamente por coluviones cuya litología y textura es muy variable en función del sustrato sobre el que se desarrollen. Los existentes en la sierra de Ricote están constituidos por fragmentos de rocas carbonatadas, muy angulosos y de diversos tamaños, con una matriz arcillosa, a veces rojiza, procedente de las arcillas de descalcificación de algunas zonas carstificadas. En el sector central de la Hoja se desarrollan a partir de las terrazas o de antiguos sistemas de glacis por lo que reciclan bloques, gravas y cantos de estas formaciones cuaternarias anteriores. En estos casos, los fragmentos son más redondeados y con matriz más abundante. Por lo general sus depósitos están poco estructurados y consolidados y no se observa ningún tipo de ordenación. Por la relación que ofrecen con el resto de las formaciones de la Hoja y por su posición en algunas laderas, se han asignado al Holoceno, pero no se descarta la posibilidad de que algunos de los coluviones puedan pertenecer al Pleistoceno superior.

En cuanto al deslizamiento cartografiado en la sierra de Cajal esta ligado a la presencia de materiales calcomargosos, por lo que la masa deslizada estará formada por el conjunto de estos materiales, fragmentados irregularmente en grandes y pequeños bloques, así como por un conjunto de arcillas originales y otras producidas por la fricción en el proceso de desplazamiento del material deslizado. Se le ha asignado una edad Holoceno, pero se supone de formación más reciente que los depósitos anteriores.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial ocupan una gran extensión dentro de la superficie de la Hoja y se incluyen en este grupo: fondos de valle o rambla, fondos de valle aluviales-coluviales, meandros abandonados, conos de deyección con pendiente elevada, abanicos aluviales planos y terrazas.

Los fondos de rambla constituyen la mayor parte de los fondos de valle que drenan la Hoja de Molina de Segura sobre todo en el sector de la Planicie Central. Se trata de sistemas fluviales con una dinámica torrencial, potencialmente activa, y en los que dadas unas características climáticas determinadas y peculiares, se producen una serie de procesos de avenida o riadas que pueden llegar a originar desastres puntuales. En la Hoja de Molina de Segura, a pesar de esta dinámica torrencial, la red se encuentra jerarquizada lo que propicia un mayor control de las avenidas. Sus depósitos, constituidos por acumulaciones de bloques, gravas y materiales finos, pueden cambiar su morfología detrás de cada riada. A veces se observa una cierta estructuración con formación de barras y cicatrices erosivas. La litología de estos es mayoritariamente carbonatada, debido a la naturaleza de la zona, aunque en algunas ramblas existen cantos pertenecientes a otros grupos litológicos. Se les asigna una edad holocena por constituir las formaciones más recientes dentro del sistema fluvial.

Los fondos de valle aluviales-coluviales son más escasos y ofrecen una morfología algo diferente. En planta son más ramificadas o arborescentes y algo más anchas. En cuanto a sus

depósitos cabe señalar que son más finos pues se alimentan de materiales que llevan los arroyos, pero también de los depósitos de origen lateral procedente de las laderas. La ausencia de régimen torrencial en ellos, y una morfología suave de sus márgenes, es lo que marca la diferencia con las formaciones anteriores. Se les atribuye una edad Holoceno.

También se han cartografiado algunos meandros abandonados. El de mayor tamaño es el que se encuentra al oeste de la localidad de Algaida, en la margen derecha del río Segura. Se reconocen, aparte de la depresión que los constituye, por su de naturaleza arcillosa, al menos a techo, y presentar tonos parduscos en contraste con los materiales más blanquecinos que los rodean. Contienen también arenas gravas y cantos, pero en menor cuantía. Aunque normalmente son inactivos, en periodos de grandes avenidas pueden sufrir encharcamientos temporales. Se consideran de edad Holoceno.

Los conos de deyección con pendiente elevada son aquellos depósitos de pequeño tamaño, en forma de abanico, que se forman a la salida de arroyos y barrancos y desembocan en otros valles de mayor rango, donde la pendiente es menor. Allí, al perder energía, dejan sus depósitos acumulándose los de textura más grosera en la parte apical, mientras que los más finos se alejan produciendo una morfología característica. La litología, como siempre, depende de los materiales que arrastre en el camino, pero lo más fácil es encontrar cantos gravas y bloques de materiales carbonatados, a veces areniscosos, envueltos en una matriz arcilloso limosa. Son muy escasos y algunos de ellos pueden observarse en el curso alto del río Segura y en algunos tramos del río Mula. Se les ha atribuido una edad Holoceno por estar muy relacionados con las últimas fases del encajamiento fluvial.

Existen también una serie de abanicos aluviales de gran tamaño, de pendiente muy plana, que aparecen orlando algunos relieves en el cuadrante noroeste de la Hoja, en la sierra de Ricote. En la actualidad se encuentran disectados por algunos fondos de valle y rambla y están muy trastocados por la mano del hombre. Se trata de depósitos areno-limosos con niveles lenticulares de gravas y algunas estratificaciones. A veces se pueden observar algunos canales con barras de gravas y cantos e incluso con grandes bloques en áreas próximas a los relieves. La litología es mayoritariamente carbonatada pues todos los materiales que conforman estos abanicos proceden de la sierra de Ricote, de esta misma naturaleza. La potencia media estimada es de 2-5m, pero pueden a veces superar los 6 m, con variaciones longitudinales. Existen dos niveles que se han asignado al Pleistoceno medio-superior, el más antiguo y al Pleistoceno superior, el más reciente.

Las terrazas constituyen el universo más complejo en el conjunto de las formaciones de carácter fluvial y son los sistemas de los ríos Segura y Mula los que alcanzan un mayor desarrollo. El río Segura, como ya se ha señalado más arriba, desarrolla siete niveles de terrazas, algunos de carácter discontinuo, encajados, y con alturas que van desde los +80 m hasta los +5 m. Litológicamente están constituidos por un conjunto de gravas, cantos y bloques con una matriz arenosa y ligeramente cementados. Sus depósitos se corresponden con los antiguos fondos de valle de carácter torrencial, ofreciendo cierta similitud con los fondos de valle actuales. La litología de los cantos es mayoritariamente de naturaleza calcárea, aunque existen algunos fragmentos de rocas metamórficas, pero muy escasos. Sus facies son típicamente fluviales, es

decir, están constituidas por barras, rellenos de canal, cicatrices erosivas, imbricación de cantos, etc. También hay depósitos más finos, de arenas y limos con laminaciones paralelas y cruzadas. La potencia es muy variable con espesores máximos de 6m, salvo en algunos puntos como en las proximidades de Ceutí y de Rivera de Abajo, donde, debido a la tectónica reciente se han producido acumulaciones anómalas a favor de los labios de falla hundidos, alcanzando espesores superiores a los 10 m. En este sentido hay que añadir también que, localmente, en algunas de las terrazas, se pueden observar deformaciones, fracturas y fallas de pequeñas dimensiones. Todos estos hechos nos informan de la constante actividad tectónica en la región.

El río Mula, por su parte, desarrolla seis niveles de terrazas a +65-80 m, +40 m, +22-36 m, +15 m, +5-7 m y +2 m, este último equivalente al fondo de valle. MATHER *et al.*, 1995 y SILVA *et al.*, 1996, han estudiado con detalle las peculiares características de esta cuenca pleistocena, señalando que las directrices del drenaje en el interior de la misma ofrecen un importante control estructural, NNO-SSE en la margen izquierda y SO-NE, en la derecha. Como ya se ha indicado con anterioridad, la mayoría de las terrazas presentan facies típicamente fluviales con espesores máximos de 6 m, pero que raramente llegan a superar los 2 m. Sin embargo, la terraza de +22-36 m constituye un nivel diferente y anómalo dentro de la secuencia fluvial del sistema Mula-Pliego (MATHER *et al.*, 1995). Se trata de una serie de carácter fluvio-palustre, con una potencia superior a 18 m y que aparece solamente aguas arriba de la Falla Tollos-Rodeo, constituyendo el mayor episodio sedimentario este sistema. Para los autores, estos depósitos se encuentran en relación con paleovalles bien delimitados, entre otros por los escarpes del nivel de + 40 m, AGUSTÍ *et al.*, en 1990 describe un yacimiento de micromamíferos en la parte superior de la secuencia fluvio-palustre, en Baños de Mula, que indica una edad Pleistoceno superior.

Sedimentológicamente, sus características han sido estudiadas con detalle en un trabajo de MATHER *et al.*, 1995 en el que se considera que los depósitos fluvio-palustres son los dominantes, con facies de gravas fluviales subordinadas. Por tanto, las gravas de carácter fluvial son más bien escasas y cuando aparecen, dan cuerpos lenticulares canalizados. Por encima o intercaladas, aparecen arenas formando cuerpos canalizados que indican un sistema de funcionamiento braided con facies laminadas en el interior. Sobre las facies arenosas se reconocen abundantes procesos edáficos que varían desde suelos moteados ferruginosos hasta pseudo-gleys que indicarían encharcamientos temporales. Sin embargo, las facies fluvio-palustres que aparecen a techo son las más representativas. Se trata alternancias de arenas y limos amarillentos, fuertemente laminadas y con un alto contenido en carbonatos. Entre ellas aparecen intercalados dos cuerpos arcillosos de tonos grisáceos con illita, materia orgánica y gasterópodos de agua dulce (MATHER *et al.*, 1995). Estos cuerpos tienen un alto grado de edafización y están biotubados, siendo característica la presencia de suelos hidromorfos de tipo gley con grietas, huellas y tubos de raíces, normalmente rellenos por yesos secundarios. SILVA *et al.*, 1996, señalan, además, la existencia de dos hechos muy importantes, uno es la presencia de deformaciones sinsedimentarias, en un horizonte bien definido y que se reconoce a lo largo de 8 km y, otro, el registro de grandes paleodeslizamientos, anteriores y contemporáneos al desarrollo de estas facies, a lo largo de la falla Tollos-Rodeos, en la intersección con el cauce del río Mula. Estos paleodeslizamientos, aunque actualmente no tienen expresión geomorfológica y sólo son observables en los valles tributarios, se disponen perpendicularmente a la falla, en dicho sector.

Las formaciones superficiales derivadas de los procesos de corrosión o alteración química hallan su único representante en el fondo de una dolina situada en el Alto de la Umbría, al norte de la localidad de Ricote. Se trata de un conjunto de arcillas de color rojo con algún contenido en limos y arena que tapiza el fondo redondeado de esta forma de disolución. Se observan algunos cantos angulosos, mezclados con las arcillas, procedentes de la fragmentación de las paredes de las dolinas y que caen por gravedad. La edad asignada es Holoceno.

Por último, se describen las formaciones de origen poligénico, representadas por los glaciares de los que se han diferenciados hasta cuatro niveles diferentes. El primero de ellos constituye el nivel más antiguo y más alto, situándose en las vertientes de las sierras de Ricote y de Cajal y orientados siempre hacia el sureste. Están constituidos por facies de grandes bloques con matriz arenosa y desarrollan en su superficie potentes niveles de costras carbonatadas de tipo "dalle" y en las que se pueden reconocer diversas facies: laminares-bandeadas, bréchicas, pulverulentas. Su potencia es grande, a veces de carácter decamétrico. En el camino de tierra que va por el borde sur de la sierra de Cajal, pueden observarse excelentes perfiles de estas formaciones. Con un importante grado de encajamiento aparece el siguiente nivel, también constituido por facies de grandes bloques, pero de menores tamaños, encontrando ya cantos y gravas, con matriz arenosa limosa. Su superficie a techo es más plana que la de los glaciares de techo de piedemonte y tienen menor potencia.

A continuación, en la Planicie Central se pueden reconocer a grandes rasgos dos niveles. Son glaciares con depósitos de potencia variable y que partiendo de algunos relieves menores se dirigen a los principales cursos de agua. Algunos son de gran tamaño como los originados al sur y este de la sierra de la Muela o los que desde el Alto de la Serreta o desde la esquina noreste dirigen sus depósitos al valle del río Segura. Sus potencias y litología, también son muy variables, con una disminución textural y de espesor hacia las zonas más alejadas de los relieves.

3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve de esta región es el resultado de una serie de procesos, tanto erosivos como sedimentarios que afectan al sustrato geológico. Los movimientos tectónicos y la sismicidad, activos en épocas recientes, han contribuido también al resultado que observamos en la actualidad.

El punto de partida de la morfogénesis de este sector puede considerarse como el momento de la retirada del mar en la Cuenca de Mula, ocurrida al final del Messiniense, tras su relleno durante el Tortoniense-Messiniense por sedimentos margo-areniscos de carácter turbidítico y sedimentos calcareníticos y yesíferos de medios más someros. Con posterioridad aparecen los conglomerados de la Unidad Depositional IV, de edad Plioceno que corresponden a depósitos de sistemas sedimentarios marino-litorales (fan-deltas) y continentales (abanicos aluviales), alimentados por los macizos béticos que los circundan, como las sierras de Ricote y de Cajal.

También en esta época se produce, desde el punto de vista tectónico, la reorientación del campo de esfuerzos regional, que rota desde una dirección de compresión NNO-SSE, hasta la N-S que actúa durante el Cuaternario.

Se inicia, entonces, la jerarquización de la red fluvial, cuyo nivel de base lo constituye, durante una buena parte del Cuaternario, el río Segura que en ese momento no tenía su desembocadura en el mar, sino a la entrada de la Depresión del Guadalentín, donde dio lugar a la formación de un gran abanico aluvial, sobre el cual se asientan la huerta y la ciudad de Murcia (SILVA, 1994). El nivel más antiguo de glacis sería el nivel de base inicial sobre el que se encajaron los valles fluviales del Segura y de sus afluentes.

Las secuencias de terrazas fluviales y abanicos aluviales, periféricos a las sierras de Ricote y del Cajal, así como los glacis que descienden por La Planicie Central, se desarrollan de forma paralela durante el Pleistoceno, por medio de sucesivas etapas de encajamiento y agradación que se correlacionan con los cambios climáticos y con la actividad neotectónica más que con los cambios del nivel del mar (SILVA *et al.*, 1996).

Un caso aparte lo constituye la cuenca fluvial del río Mula, con seis niveles de terrazas, situados entre + 65m y +2 m sobre el cauce actual. Dentro de los episodios de agradación existe uno, particularmente anómalo, en cuanto a potencia y características sedimentológicas. Se corresponde con el relleno parcial de un importante paleovalle de más de 53 m de profundidad y unos 4 Km de anchura, conectado, en ese momento con el nivel de base del río Segura. Este episodio de relleno que produjo una secuencia fluvio-palustre de más de 18 m de potencia, únicamente está representado aguas arriba de la zona en donde el río Mula (E-O) se intercepta con la Falla Tollos-Rodeos (NNE-SSO), donde originó un nivel de base interno, quedando desconectada temporalmente del río Segura. Este episodio de relleno, según la fauna del yacimiento de Baños de Mula, estudiado por AGUSTÍ *et al.* (1990), finalizó durante el Pleistoceno superior (pre-Wurm). Pero es la actividad de la Falla Tollos-Rodeos la que puede explicar por sí sola la formación de este ambiente tan restringido, temporal y geográficamente, relacionado con la formación de una serie de paleodeslizamientos que se registran a lo largo de la falla. SILVA *et al.*, 1996) señalan que estos deslizamientos, probablemente estimulados por la actividad paleosísmica fueron de la suficiente magnitud para cerrar el desagüe natural del río Mula al río Segura, dando lugar a la formación de los ambientes fluvio-palustres.

Con posterioridad a su colmatación, se inicia de nuevo el proceso de disección en el río Mula, reconectándose con el Segura y dando lugar a la reexcavación, formándose cuatro niveles de terrazas encajados, de características netamente fluviales.

Por último, existen otra serie de episodios morfogenéticos de carácter local que son los que contribuyen a dar el aspecto que el relieve presenta en la actualidad. Tales son la actividad de las laderas (coluviones, deslizamientos y caídas de bloques) y el acelerado proceso de acaravamiento, además de la intensa acción del hombre, en tiempos recientes, reflejada en las labores agrícolas como en la creación de grandes infraestructuras.

3.5. PROCESOS GEOLÓGICOS ACTIVOS

La morfogénesis actual en la Hoja de Molina de Segura está controlada en la actualidad por la tendencia semiárida del clima en este sector de la península. De manera secundaria, hay una cierta influencia de los procesos neotectónicos, a su vez, íntimamente relacionados con la sismicidad.

En la parte septentrional de la Hoja, y en particular en la sierra de Ricote, destaca la incisión vertical del lecho o incisión lineal en los barrancos y ramblas, con una intensidad de moderada a notable, dada la resistencia a la erosión del sustrato calcáreo que constituye la sierra. Menor intensidad ofrece, tanto la erosión lateral del río Segura, en los sectores cóncavos de los meandros, como la arroyada difusa o en regueros que removiliza los materiales más finos de los abanicos periféricos de la sierra de Ricote.

En el sector de la Planicie Central los procesos de acarcavamiento son acusados y a veces muy espectaculares, al desarrollarse sobre las margas tortonienses o sobre otros materiales poco consistentes. Son especialmente marcadas las que aparecen en las ramblas del Corralin, de Albudeite, del Estrecho y de Mayes.

Dentro de los procesos de ladera son funcionales los coluviones, con una actividad, por lo general, escasa y moderada en las áreas con mayores desniveles como sucede en la vertiente norte de la sierra de Cajal, donde también es posible la formación de algún deslizamiento, pero de forma aislada.

Por otra parte, uno de los procesos más llamativos es los desprendimientos de bloques. Se localizan en la sierra de Ricote, donde hay grandes cantiles como en la margen izquierda del río Segura, al sur del Embalse de Blancas, pero en estos casos los riesgos no son importantes dado que se trata de sectores deshabitados. Sin embargo, en la Planicie Central, el proceso es muy acusado con importantes acumulaciones en las laderas de la sierra de la Muela y su prolongación hacia el sur. La intensa fracturación, el diaclasado, la diferente competencia de los materiales y la sismicidad, facilitan de gran manera, el descalce del material rocoso.

Por lo que a los procesos sedimentarios se refiere, todos ellos poseen una baja actividad. Hay que citar además los riesgos de inundación en los aluviales y en la primera terraza de los ríos Segura, Mula y sus afluentes. Volviendo al desarrollo de la sedimentación en los fondos de valle, es más escasa todavía en los que tienen forma de cuna, al igual que la formación de los conos de deyección y abanicos aluviales de baja pendiente, donde el laboreo agrícola estabiliza la morfogénesis.

Por su parte la actividad tectónica reciente ha producido algunas manifestaciones. Se reconocen fallas normales que ofrecen un importante reflejo morfológico de sus planos, apenas retocados por la erosión. Otros rasgos observados son las inflexiones bruscas de la red de drenaje en algunos barrancos del sur de la sierra de Ricote, y algunos basculamientos contra pendiente tanto de niveles de terraza del río Segura como de abanicos aluviales de edad Pleistoceno superior.

Dado el régimen tectónico actual, existe la constancia de que la sierra de Ricote constituye un área levantada como consecuencia de movimientos de gran radio. Este proceso es, de todas maneras, de intensidad demasiado baja como para ser considerado un auténtico riesgo geológico, aunque su importancia en la morfogénesis futura es del todo indudable.

Por último, hay que hacer referencia a la sismicidad porque es muy alta en toda la región. En concreto, en la Hoja de Molina de Segura, se han registrado terremotos con una intensidad máxima sentida de grado VIII, siendo frecuentes las intensidades de VII, VI y V (ver epígrafe

4.4.2). Son sismos poco profundos, con focos inferiores a 20 Km

La sismicidad de la Región de Murcia, se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Magreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y africana, que según los datos más recientes convergen en dirección SE-NO a 4mm/año (ANDEWEG, 1999; CLOETHING et al., 2002; STICH et al., 2003). Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SW que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTINEZ SOLARES, 1983; BUFFORN et al., 1990). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Este, constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; LAROUZIERE et al., 1991), a lo largo del cual se ha concentrado la actividad tectónica más importante de este sector de la Cordillera Bética durante el Neógeno superior y el Cuaternario (MONTENAT et al., 1987, SILVA et al., 1993). En superficie, este gran accidente tectónico queda delimitado por la traza de las fallas de desgarre sinistral (NE-SO) de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Nor-Carrascoy en sus sectores meridional y central, y por las fallas dextrales (N70°E) de Crevillente y Bajo Segura en su zona más septentrional (ALFARO et al., 2002). La Depresión del Guadalentín se corresponde con la Zona de Desplazamiento Principal (ZDP) de esta gran zona de cizalla cortical (SILVA et al., 1993).

En el entorno de la Depresión existen catalogados más de 100 eventos entre los que cabe además incluir las réplicas más importantes de los terremotos de Lorca (1977/1978), Alcantarilla (1996), Mula (1999) y el más reciente de Lorca (2011), que se han dejado sentir en la zona con intensidades máximas de V-VI grados MSK, con magnitudes máximas superiores a 4 mb. En conjunto los epicentros delinean dos importantes alineaciones. La primera, se resuelve a favor del trazado del curso medio del río Segura (Lorquí-Murcia) con dirección N120-140°E, y la segunda con la propia Depresión del Guadalentín (Pto.Lumbreras-Orihuela), con dirección N45-65°E. Ambas alineaciones sísmicas intersectan a la Altura de Alcantarilla y Murcia, zona donde han tenido lugar terremotos importantes. Otra alineación se resuelve, de manera más difusa, a lo largo del Sur de la Falla Nor-Bética en dirección N50-65°E, aunque recientemente se ha mostrado de gran importancia con el terremoto de Mula de 1999 y su prolongada serie de réplicas los de mayor magnitud registrados en la Región de Murcia durante el Siglo XX (mb 5.5 y mBlg 4.8).

La sismicidad del Valle del Segura, ha sido relacionada por distintos autores (López Casado et al., 1987; López Casado y Sanz de Galdeano, 1988; Baena et al., 1994) con el denominado Accidente del Segura. Este constituye la prolongación semi-fosilizada de la Falla de Socovos (S-VF), que controló la evolución paleogeográfica de las cuencas de Fortuna y Mula durante el Neógeno superior (Lubkowsky, 1990). La sismicidad de la Depresión del Guadalentín se concentra fundamentalmente a lo largo de su margen occidental, en relación con la traza de la Falla Lorca-Alhama (LAF), siendo bastante escasa en el margen oriental Falla Nor-Carrascoy (NCF), donde llega a ser nula en la zona más meridional correspondiente a la Falla de Palomares (PLF), (SILVA 1994; SILVA et al., 2003). El mismo esquema se observa en el segmento más meridional de la LAF el cual es presumiblemente asísmico (SILVA, 1994, SILVA et al., 2000). Todo este conjunto de fallas pertenece al sistema de desgarres sinistral postorogénicos identificadas por BOUSQUET (1979) y SANZ DE GALDEANO (1983) en este sector de la Cordillera Bética.

En conjunto, la sismicidad registrada en la zona es moderada ($mb \leq 5.5$) y de carácter superficial ($h < 30$ km), existiendo una importante concentración de focos entorno a los 10 km de profundidad (Sanz de Galdeano et al., 1995) que nos indica de forma aproximada el espesor medio de la zona sismogénica en esta área, que por regla general coincide con el límite de elasticidad del cuarzo (isograda de 300°C : SIBSON, 1983). En el sector comprendido entre la LAF y la costa de Cartagena la Corteza tiene un espesor de 25 km, y el Flujo Térmico es moderadamente elevado ($100\text{-}85 \text{ Mw/m}^2$), haciendo que la isograda de 300°C se situó entre los 7-10 km de profundidad, equivalente al espesor de la zona sismogénica. De hecho, en este sector el 90% de la sismicidad registrada se sitúa en el intervalo de 9-11 km (MARTINEZ DIAZ, 2000).

Los terremotos instrumentales más importantes catalogados por el IGN, corresponden a los de Lorca, el más reciente del año 2011 de 5,1 (Mw) y los de los años 1977 y 1978 con magnitudes (mb) de 4,2 y 4,3 respectivamente, todos en el entorno de la LAF; el terremoto de Alcantarilla de 1995 (mb 4,1) en el entorno del SVF, y el terremoto de Sangonera de 1946 (mb 4,6) en el entorno de la NCF. A estos habría que unir los terremotos que se producen ya en la confluencia de la Depresión del Guadalentín con la del Bajo Segura, en el entorno de Orihuela, donde tuvo lugar el evento más importante de comienzos del Siglo XX, el terremoto de Jacarilla de 1919 (mb 5,2) y los de la zona de Mula donde tuvo lugar el terremoto más importante de final de Siglo XX, El terremoto de Mula de 1999 (mb 5,5). Sin embargo, se han registrado en la zona terremotos históricos de importante Intensidad (VIII-VII MSK), centrados en las localidades de Lorca (1579, 1674, y 1818: LAF) y Torres de Cotilla-Lorquí (1911: SVF). Como puede observarse el registro histórico contrasta con la moderada actividad sísmica correspondiente al periodo instrumental, donde las intensidades máximas sentidas en la zona han sido de VII grados MSK.

Las intensidades máximas registradas en este segmento central de la Falla Lorca-Alhama (LAF), alcanzan los VIII MSK para los eventos nucleados en las proximidades de Lorca, el cual funciona como límite de segmento donde se acumulan los esfuerzos promovidos por el creep asísmico del segmento meridional de la falla (SILVA et al., 2000). No obstante, en la zona de Totana, las intensidades máximas sentidas nunca han superado los VII MSK, siendo el de mayor intensidad el terremoto de Totana de 1907 (VII MSK), que es además el primer evento sísmico que se lista en el catálogo del IGN para esta localidad. La magnitud máxima para esta zona nunca ha superado la mb 4.0. Las intensidad y magnitud de los eventos sísmicos disminuye hacia el NE, y ya en el Segmento de Alhama-Alcantarilla las máximas nunca han superado los V MSK y los mb 3.0. No obstante, es importante destacar que en la intersección con la SVF los registros instrumentales e históricos de nuevo marcan un neto incremento con intensidades máximas de VIII MSK para los eventos de Torres de Cotilla (1911) y Lorquí (1917) y el registro de mb 4,1 para el evento de Alcantarilla de 1995.

También se registran epicentros en el interior de la Depresión que aparentemente no se encuentran relacionados con traza de falla alguna. Estos aparecen dispuestos en tres agrupaciones principales, SO de Totana (en la Hoja de Totana), Sur de Alhama-Librilla (en esta Hoja) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia, en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Palmar y La Ñora. Las dos primeras fuentes sísmicas no producen sismos de importancia ni en intensidad ($< \text{IV MSK}$) ni en magnitud ($< 2.0 \text{ mb}$), siendo todos ellos de época instrumental. Algunos de los eventos, relacionados con la Fuente Sísmica del Sur de Al-

hama-Librilla, podrían relacionarse con la prolongación fosilizada de la rama sur de la LAF que se continua en superficie al otro margen de la Depresión como la NCF, tal y como proponen HERNÁNDEZ ENRILE y MARTINEZ-DÍAZ (2000).

Sin embargo, la Fuente Sísmica de Murcia (SILVA, 1994), es la responsable de la actividad sísmica mas importante detectada en esta área, pudiendo asociársele un máximo de 23 terremotos, la mayor parte de ellos pertenecientes al periodo histórico. Únicamente se han registrado tres sismos durante el periodo instrumental (años 1961, 1984 y 1987), los dos primeros con epicentros situados al Sur de Murcia, y el tercero en la localidad del Espinardo (Norte de Murcia). La magnitud máxima registrada es de 3,9 durante el terremoto de 1961. La sismicidad histórica se halla fundamentalmente agrupada en tres puntos epicentrales, La Ñora y Murcia-Espinardo en el interior de la Depresión, y Torres de Cotillas en las proximidades de la desembocadura del Segura. Las intensidades máximas registradas en estos puntos epicentrales fueron de VI grados M.S.K en La Ñora (1905), VI en Murcia (1823) y VIII en Torres de Cotillas (1911). En el interior de la Depresión la intensidad máxima registrada fué de VII grados M.S.K. durante el terremoto de Murcia de 1743, cuyo epicentro se localizó a unos 3 km al Este de la ciudad. Aunque muchos autores han correlacionado esta sismicidad con la prolongación N120°E de la SVF (LÓPEZ CASADO et al., 1987; SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ CASADO, 1988), también podría estar relacionada a las fallas N-S fosilizadas, detectadas por métodos geofísicos en los trabajos de GAYAU (1977), ECHALLIER y LACHAUD, (1980) y RODRIGUEZ ESTRELLA et al., (1989) señaladas en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (BAENA et al., 1994).

A lo largo de la Falla de Nor-Carrascoy se han registrado magnitudes de 4,2 durante el terremoto de Sangonera en 1946 y, la máxima de 4,4 durante el del Palmar de 1956, ambos con epicentros localizados sobre la traza de la Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte (SILVA, 1994). La intensidad máxima registrada es de VI grados M.S.K. y estuvo asociada al terremoto de 1946. Por otra parte, esta falla presenta sismicidad muy reciente habiéndose registrado un terremoto de magnitud 2,1 durante 1991 en las proximidades de Cañaricos. La Falla de Nor-Carrascoy únicamente presenta actividad sísmica significativa al Norte de su convergencia con la Falla de Cañaricos-Cuevas del Norte, en las proximidades de la localidad de El Palmar (límite de las Hojas de Alcantarilla y Murcia). La actividad sísmica de este sector se restringe al periodo histórico, concentrándose únicamente en el año 1931, cuando tuvieron lugar los terremotos de Alquerías (2 eventos) y La Alberca, durante los cuales se registraron intensidades máximas de V grados M.S.K (SILVA, 1994). En la intersección de estos dos segmentos de falla (El Palmar) se han registrado magnitudes máximas de 4,4 que son ligeramente mayores que las registradas en la LAF durante el periodo instrumental.

Solo se tienen datos paleosísmicos disponibles para el sector de Lorca-Totana y su zona terminal en Huerca-Overa donde se han realizado trincheras de falla específicas (MARTÍNEZ DÍAZ et al., 2001a; MASANA et al., 2003), o se han realizado observaciones sobre cortes naturales (SILVA et al., 1995; SILVA et al., 2003). En la zona de Lorca-Totana (rambla de Colmenar) las trincheras realizadas en la rama sur de la falla (Falla del Guadalentín) por MARTINEZ DÍAZ et al. (2001a) han podido identificar dos paleosismos, uno con anterioridad a 16.670 años BP en el Pleistoceno superior, y otro más moderno entre 2.130 – 830 años BP (ca. 1.460 AD). Este último podría coincidir con el terremoto de Orihuela del año 1048 listado en el Catalogo del

IGN con Intensidad X MSK. Datos aportados por CALMEL-AVILA (2002) en la zona del Romeral (Sur de Librilla), permiten proponer la existencia de un Evento sísmico importante que afecta a depósitos de c.a. 4.300 años BP y se encuentra sellado por un paleosuelo de 3.885 ± 60 años BP perteneciente a la Edad del Bronce (SILVA et al., 2003b). En cualquier caso, las magnitudes máximas estimadas para los diferentes eventos paleosísmicos son del orden de $M_w=7.0 \pm 0.1$, la cual supera cualquier registro instrumental de la zona (MASSANA et al., 2003). Por otro lado, ateniéndonos a las longitudes máximas de los diferentes segmentos de la LAF, las relaciones empíricas propuestas por WELLS y COPPERSMITH (1994), indican que rupturas de 15 km de longitud se encuentran asociadas a eventos de M_w 6.0-6.5 con desplazamientos máximos por evento de 0.5m. De la misma forma rupturas de unos 30 km de longitud están relacionadas con eventos de $M_w=6.5 - 7.0$ con desplazamientos máximos entre 0.5-1.0 m. Estos valores son los que han obtenido diferentes autores para la LAF (SILVA et al., 1997; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001b; MASSANA et al., 2003).

En cualquier caso, los diferentes autores estiman que las tasas de elevación tectónica asociada a frentes de falla activos, como es el segmento Central de la LAF, son del orden de 0.08-0.2 mm/año. Estos valores se asocian según diferentes relaciones empíricas a periodos de recurrencia de 1750 – 2600 años y 10.000 – 12.500 años para eventos de intensidad superior a VIII MSK (SILVA et al., 2003b). No obstante, los registros históricos (últimos 650 años) documentan periodos de recurrencia de 100-250 años para eventos de intensidad VII-VIII en la zona de Murcia, que podrían ilustrar la actividad sísmica durante los grandes periodos de tiempo comprendidos entre grandes terremotos. Relaciones empíricas, como la propuesta por VILLAMOR y BERRIMAN (1999) para tasas de elevación – periodo de recurrencia, también nos indican periodos de recurrencia entorno a los 10.000 años para grandes terremotos (CAPOTE y MARTÍNEZ DIAZ, 2001; SANTANACH, 2001).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse media-alta comparada con el resto del territorio español. La Región de Murcia ha sido objeto de análisis de zonificación sísmica a diferentes escalas. Así la Macrozonación sísmica que realiza la Norma de Construcción Sismorresistente (NCSE-02), atribuye a la zona de la Depresión aceleraciones horizontales básicas (a_b) entre los 0.12 y los 0.08 g, alcanzándose los valores máximos en la zona de Murcia-Orihuela (>0.15 g). En concreto la MCSE-02 asigna al Municipio de Lorca un valor de 0.12 g, al de Totana 0.10 g los de Alhama y Fuente Alamo 0.11 g y al de Mazarrón 0.09 g. Estos valores de intensidades están generalmente relacionados con intensidades \leq VII MSK. Ensayos de mesozonación sísmica como el realizado en el Atlas Inventario de Riesgos Naturales de la Región de Murcia (IGME-CARM, 1995) asignan a la Depresión del Guadalentín una aceleración sísmica más homogénea de 0.13 g, la cual disminuye progresivamente hacia la costa donde se alcanzan valores de 0.11-1.10 g. Los valores de aceleración horizontal más bajos en todo el entorno de la zona de Murcia se encuentran en torno a los 0.7 g a lo largo de su límite con Castilla-La Mancha. En cualquier caso es necesario apuntar que teniendo en cuenta los factores de amplificación considerados en la NCSE-02 los valores de aceleración podrían incluso superar 0.18-0.20 g (c.a. VIII MSK) para localidades con “efecto sitio” relevante, como es el caso de todas las poblaciones edificadas sobre rellenos cuaternarios poco consolidados, prácticamente todas en nuestro caso, y en particular la Ciudades de Murcia, Alcantarilla y Lorca, así como todas las situadas a lo largo del Valle del Segura, aguas abajo de Cieza.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Como se ha reseñado con anterioridad, la Hoja de Molina de Segura se sitúa en áreas en las se define el contacto de las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas. El registro sedimentario aflorante descrito, se encuadra íntegramente en el Ciclo Alpino. La evolución tectónica de dicho ciclo en el Mediterráneo Occidental, se caracteriza por el desarrollo simultáneo de cinturones orogénicos y de cuencas extensionales (Cordilleras Béticas y Cuenca de Alborán), RUIG (1992). El extremo oriental de las Béticas, donde se encuentra esta Hoja, es un enclave privilegiado en donde se puede establecer las relaciones genéticas entre ambas, cuestión fundamental para estudiar la dinámica de placas. La mayor parte de la Hoja, está en el ámbito de las Zonas Internas de la Cordillera Bética (ZIB), correspondiendo en sus dos tercios meridionales al Complejo Maláguide (Unidad de Mula, sierra de Manzanete), recubierto en su mayor parte por los materiales del Mioceno Superior posteriores al emplazamiento de los mantos del Complejo. El tercio septentrional (sierra de Ricote) se encuadra en las Zonas Externas (ZEB), principalmente al Dominio Subbético Medio. Constituye el denominado Complejo Tectónico de Ricote, caracterizado por el apilamiento de tres unidades tectónicas cabalgantes hacia el NO, que reciben la denominación de Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita. El Subbético medio está a su vez cabalgando términos, muy mal aflorantes e intensamente tectonizados, del Dominio Subbético Externo, principalmente series margo calcáreas poco competentes del Cretácico inferior (Formación Carretero) y Cretácico superior (Formaciones Represa y Capas Rojas).

El límite entre las Zonas Internas y Externas lo constituye el Accidente de Crevillente-Alicante, falla de desgarre dextral con una gran importancia tanto paleogeográfica, tectogenética y sismotectónica, como se indicará más adelante.

4.2. DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS

En este apartado se describirán las principales estructuras que aparecen en la Hoja. Son las siguientes:

Complejo Maláguide

Complejo Tectónico de Ricote

Zona de la Falla de Crevillente-Alicante

4.2.1. Complejo Maláguide

La observación de la cartografía del sector occidental de esta Hoja muestrea una gran complejidad tectónica de detalle. Sin embargo, en síntesis, los terrenos aflorantes quedan configurados en dos megaestructuras relativamente simples en sus rasgos generales. El Antiforme de sierra de Espuña y el Sinforme de la Depresión de Mula-Pliego. Esta última

constituida casi exclusivamente por materiales terciarios y en menor proporción cretácicos. Dentro del Antiforme de sierra de Espuña diversos autores han diferenciado, de abajo a arriba, dos conjuntos de unidades tectónicas alóctonas: Alpujárrides y Maláguides cada uno de ellos constituido a su vez por diversas láminas cabalgantes. En el área de esta Hoja solo aflora el conjunto superior de unidades del Complejo Maláguide, en el que se reconocen dos grandes láminas cabalgantes: el Manto de Morrón de Totana, en posición inferior y el Manto de Perona. El Manto de Morrón de Totana es la unidad maláguide más característica y extensa y la que contiene el registro sedimentario más completo por lo que a dicha unidad se asocian la mayor parte de los terrenos mesozoicos y terciarios aflorantes al Norte de sierra Espuña y en el Sinforme de Mula-Pliego. No obstante, en este sinforme se reconocen despegues tectónicos importantes de los que el más notable se localiza a nivel de los terrenos margosos del Cretácico superior a favor de los cuales se individualiza la denominada "Zona de Escamas de Mula".

El Manto de Perona aflora solo en el sector noroccidental de sierra de Espuña y fuera de este ámbito, sólo los terrenos de la sierra de Manzanete aflorantes en el sector suroccidental de esta Hoja pueden encuadrarse en dicha unidad.

Dentro de la Hoja de Molina de Segura y de los terrenos que se han descrito, solo se pueden poner de manifiesto tres etapas de deformación.

La primera etapa importante corresponde a la formación de las escamas tectónicas situadas al norte de Mula. Este sector se caracteriza por la existencia de pliegues apretados y cabalgamientos que afectan a los terrenos de edad Cretácico-Mioceno inferior. Se reconoce una clara estructuración en escamas entre las que pueden citarse cinco mayores alguna de las cuales muestran a su vez varias imbricaciones menores. De más internas a externas se citan: Escama del Castillo de Mula, la del Cerro Marinas, Escamas Intermedias, la del Sinclinal del río Mula y la del Lomo del Herrero. En todos los casos la orientación es NE-SO y la vergencia hacia el exterior de la cadena es decir norte salvo en la más externa (Lomo del Herrero) vergente al SE en sentido antitético. Puede tratarse de un retrocabalgamiento ligado a un evento distensivo final de esta etapa.

La edad de estas estructuras es probablemente Oligoceno inferior dado que como se ha reiterado en el capítulo 2 los conglomerados de la Formación Río Pliego se encuentran con discordancia angular y erosiva sellando el contacto entre las calizas de algas eocenas y las margocalizas blancas cretácicas, contacto que, en buena lógica debió aflorar coetáneamente con la estructuración en escamas de toda la zona.

La segunda etapa con un elipsoide de esfuerzos similar al anterior, pero con mucha menor repercusión estructural aparente, es la que origina el cabalgamiento con vergencia norte, situado inmediatamente al sur del Embalse de la Cierva, de los citados conglomerados de la Formación Pliego por la unidad margosa cretácico-paleocena. La edad de este evento sería por tanto Oligoceno superior o Aquitaniense basal que en no se tiene constancia de que se encuentren implicados los depósitos siliciclásticos de los tramos superiores de la Formación Pliego.

La tercera etapa de deformación, de nuevo con gran importancia, se refiere al cabalgamiento de los terrenos mesozoicos de la sierra de Manzanete sobre los tramos detríticos rojos de la Formación Río Pliego.

Como se ha descrito en el Capítulo 2, la sierra está constituida por margas, dolomías grises y calizas oolíticas, que configuran una unidad morfológica tabular con suaves buzamientos al Sur y que por su borde septentrional cabalga claramente a los depósitos de la Formación Río Pliego estructurados en un sinclinal tumbado hacia el Norte. A este respecto es importante reseñar que dicho cabalgamiento se prolonga ampliamente en dirección ENE bajo los sedimentos del Mioceno Superior como se pudo comprobar en el sondeo profundo acompañado de sismica de refracción que se realizó en 1976 dentro del PEN para la investigación y evaluación del potencial geotérmico de esta área.

Dadas las características litológicas de los terrenos aflorantes en la sierra de Manzanete, su posición tectónica sobre los materiales de la Formación Río Pliego y sus relaciones con otras unidades de los Ciclos del Terciario inferior aflorantes en el sector de Pliego, la pertenencia al Complejo Maláguide de la unidad de la sierra de Manzanete actualmente no se cuestiona y además se la considera como el elemento tectónico frontal aflorante del Manto de Perona. La edad de esta etapa de deformación sería probablemente finiaquitaniense.

Sin duda el aspecto más discutido por distintos autores es la dirección de emplazamiento de las unidades. PAQUET (1969), MAKÉL (1981, 1985), se inclinan por un emplazamiento hacia el sur; LONERGAN (1991, 1993), MARTÍN-MARTÍN (1996), describen que el emplazamiento se produjo de SSE a NNO, generando un "antiformal stack" cuyo flanco sur fue afectado por fallas normales y de desgarre posteriores que hicieron aflorar las unidades inferiores; SANZ DE GALDEANO *et al.* (2000), indican que los datos obtenidos a partir de estructuras menores señalan dos direcciones de emplazamiento tectónico: hacia el SSE y hacia el Este lo cual parece estar de acuerdo con la propuesta de BOOTH-REA (2000), para la Zona de falla basal del Complejo Maláguide en los sectores meridionales de sierra Espuña donde los criterios cinemáticos que encuentra indican una extensión de dirección NO-SE. Aunque en el área que se encuadra dentro del ámbito de esta Hoja los datos son muy escasos, los que se han medido y teniendo en cuenta la rotación sufrida por sierra Espuña debido a la tectónica más reciente, parecen indicar una dirección de transporte tectónico en general hacia el este.

Para el conjunto de sierra Espuña, puede concluirse que el empilamiento de unidades en el cual las estructuras menores señalan al menos dos direcciones de transporte tectónico prioritario hacia el SSE y E, ha sido afectado por pliegues y fallas inversas con vergencia NE, E, SE, y S ocasionando un arco convexo hacia el S. La morfología del arco puede interpretarse como el resultado del arrastre producido por la falla de desgarre sinistrosa del borde SE de sierra Espuña.

Tras la estructuración interna de las unidades maláguides de la sierra de Espuña tuvo lugar la colisión con las Zonas Externas. La estructuración del contacto entre las ZIB y las ZEB se resuelve mediante un retrocabalgamiento del Subbético sobre las ZIB cuya edad es potsburdigaliense inferior existiendo evidencias de movimientos más tardíos que afectaron al Mioceno Medio.

Tanto las Escamas de Mula como la Unidad de la sierra de Manzanete se encuentran hacia el Este y NE recubiertas en discordancia angular y erosiva por los depósitos subhorizontales del Mioceno Superior de la Cuenca de Mula. Esta sierra ha sufrido en algunos puntos una elevación de más de 800 m desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

4.2.2. Complejo Tectónico de Ricote

El Complejo Tectónico de Ricote, como ya se ha indicado, está formado por tres unidades tectónicas cabalgantes hacia el NO, que de N a S recibieron la denominación de Unidad de la Bermeja, Unidad de la Garita y Unidad de la Mezquita, debidas a PAQUET (1969).

La primera de ellas ocupa la posición tectónica inferior, y es cabalgante sobre un autóctono relativo formado por las formaciones del Cretácico inferior (Formación Carretero) y Cretácico superior (Formaciones Represa y Capas Rojas) del Dominio Subbético externo. Su estructura consiste en grandes pliegues de tipo concéntrico con el núcleo afectado por fallas inversas.

La Unidad de la Garita, situada tectónicamente sobre la anterior, tiene un contacto con la misma que implica los niveles poco competentes de margas y margo-calizas de la Formación Capas Rojas, que vienen a actuar como un nivel de despegue secundario, además de los yesos y arcillas abigarradas del Trías que constituyen el principal nivel de despegue de la Cordillera Bética. Los planos de cabalgamiento presentan direcciones N50°-60°E y buzamientos de 65-75° hacia el SE. Su estructura interna es muy compleja, con grandes y apretados pliegues vergentes hacia el NE y con flancos septentrionales invertidos a menudo laminados tectónicamente por fallas inversas.

La unidad de la Mezquita, la más alta estructuralmente, ha sufrido una historia más compleja. Tras cabalgar a la Unidad de la Garita, posteriormente funcionó como un retrocabalgamiento que situó la unidad de la Garita sobre la de la Mezquita y ésta, a su vez, sobre las margas Tortonienses de la rambla de Carcelín. Aunque la estructura interna que presenta es más o menos sencilla, básicamente un monoclinal buzando hacia el NO, el grado de deformación es también muy alto.

4.2.3. Zona de la Falla de Crevillente-Alicante

Esta importante falla marca tanto el límite entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética para la mayoría de los autores, así como para otros HERMES (1985), el límite entre las placas africana e Ibérica.

Constituye un accidente de dirección N70°E, muy vertical y probablemente derivado de una antigua falla del zócalo hercínico, que tras las fases álgidas de la compresión alpina durante el intervalo Burdigaliense-Serravaliense superior ha tenido un funcionamiento como falla transcurrente dextrorsa.

NIETO Y REY (2003), basándose en el estudio comparativo de los niveles de calizas oolíticas de génesis turbidítica de la Formación Ricote, con el resto de las formaciones oolíticas de

la misma edad, identifica su área fuente con la Formación Camarena, formada por calizas oolíticas de plataforma y localizada al N de Vélez Rubio, dentro del dominio del Subbético interno. De acuerdo con ello, el desplazamiento dextral de la falla de Crevillente, hasta ahora evaluado entre los 20 y los 400 km por los diferentes autores, puede ajustarse a los 75-100 km.

4.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

En sectores próximos de las ZEB, DE RUIG (1992) distingue cinco fases de deformación. El estudio de estas fases se ha llevado a cabo analizando tanto las microestructuras, especialmente estilolitos, clivaje de presión solución y venas de tensión, como la interrelación entre pliegues y grandes fallas. Todas las fases vienen correlacionadas con eventos tectoestratigráficos durante la sedimentación de los materiales neógenos. Las cinco fases de deformación observadas son las siguientes:

Oligoceno superior-Aquitaniense

Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior

Burdigaliense superior-Langhiense

Serravalliense-Tortonense inferior

Tortonense superior-Messiniense

En la Hoja de Molina de Segura, la primera fase tectónica tiene la representación que ya se ha descrito para el registro sedimentario del Complejo Maláguide, especialmente en las relaciones geométricas de la Formación Río Pliego con el resto de las formaciones precedentes, y no se ha encontrado en los terrenos aflorantes en el ámbito de la ZEB de esta Hoja; por lo que baste indicar que se corresponde a una fase extensional y probablemente está ligada a la formación del Surco de Valencia.

La fase de deformación principal es la de edad Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior, que es la responsable de la formación de los grandes pliegues y cabalgamientos que caracterizan a este sector del Subbético.

La dirección de máximo acortamiento es próxima a N-S, y asociados a los cabalgamientos aparecen fallas de desgarre sinestrales N70°E que frecuentemente presentan movimiento combinado de desgarre sinistral e inverso.

Burdigaliense superior-Langhiense

Esta fase se caracteriza por el plegamiento coaxial de las estructuras anteriormente formadas. Este apretamiento fue acompañado, en ocasiones, por el emplazamiento de unidades gravitatorias en el límite entre el Prebético externo e interno.

Los cabalgamientos anteriormente citados, involucran a los carbonatos de plataforma del Jurásico y a las margas y margocalizas del Cretácico superior, que aparecen en escamas imbricadas.

Serravaliense-Tortonense inferior

Al final del Langhiense, el Prebético de Alicante, según DE RUIG (*op.cit.*), se encuentra sometido progresivamente a un régimen transpresivo dextral. Se produce una rotación antihoraria de la dirección de máximo acortamiento de NNO-SSE a ONO-ESE. Esto produce el rejuego en desgarre dextral de numerosas fallas de dirección N70°E a N100°E que frecuentemente limitan cuencas rómbicas. Existe, en relación a esta fase, una segunda familia de estilolitos que cortan a los estilolitos anteriores.

Tortonense superior-Messiniense

Esta fase considerada como neotectónica, coincide con la finalización del plegamiento en las ZEB y, simultáneamente, marca el inicio de la sedimentación continental DE RUIG (*op.cit.*). El evento tectónico más característico de esta fase es la formación de fallas extensionales que responden a un acortamiento según N-S a NNE-SSO.

Algunas de las fallas normales N-S presentes en sierra del Cajal podrían relacionarse o haberse reactivado con esta fase.

4.4. NEOTECTÓNICA

La cadena Bética está sometida a una compresión N-S durante la etapa neotectónica que tiene como consecuencia la creación de un sistema de fosas interiores (BAENA et al., 1987). Esta compresión es consecuencia de la aproximación de la placa africana hacia el norte, subduciendo bajo la placa Ibérica. SANZ DE GALDEANO (1990) destaca dos direcciones fundamentales de acortamiento:

- Serravaliense (ONO-ESE)
- Messiniense (NNO-SSE)

En el campo Serravaliense se reactivan grandes fallas de dirección N70°E a E-O con movimiento dextral (p.e. Accidente de Crevillente-Alicante) y otras fallas antitéticas de Riedel NNO-SSE como sinestrales, estas últimas cercanas a la zona de estudio (Falla de Sócovos).

En el Messiniense se forman pliegues E-O y se activan dos sistemas de fallas conjugadas NO-SE y NE-SO con movimientos respectivos dextrales y sinestrales. De esto se concluye que las fallas NO a NNO han jugado con movimientos sucesivos opuestos.

DE RUIG (1992) define dos fases neotectónicas en el Prebético de Alicante:

- Extensión del Mioceno superior. La dirección de extensión es próxima a NE-SO. Asocia fallas normales que cortan a las estructuras compresivas anteriores.
- Compresión Plioceno-reciente. Desarrollada en la parte meridional del Prebético de Alicante y en toda la región murciana, se caracteriza por una compresión NNO a NNE.

4.4.1. Indicios de actividad neotectónica

La actividad neotectónica en la Hoja de Molina de Segura es diversa y se evidencia en materiales de las más recientes épocas geológicas: Plioceno, Pleistoceno e incluso, en el Holoceno. A continuación, se describen algunos de estos ejemplos.

4.4.1.1. Sismicidad

La sismicidad en la Hoja de Molina de Segura y en general en toda la Región de Murcia, es considerada de media a alta en relación al resto de la península, que recibe una consideración de moderada.

En la Tabla 1 se encuentran recopilados los terremotos más importantes en el ámbito de la Hoja, en el periodo comprendido entre 1911 y 2000. Se han extraído del Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia, además de otra bibliografía más reciente.

La intensidad máxima sentida en los terremotos de registro histórico alcanza los VIII en los terremotos históricos de Lorquí (3-04-1919) y Las Torres de Cotillas (21-03-1911). Sin embargo, hay que tener en cuenta la frecuente exageración de la intensidad en los sismos históricos.

La magnitud de los que tienen registro instrumental, es decir, de los más recientes ocurridos a partir de la década de los 60, no sobrepasa los 4.8 de la escala de Richter del terremoto de Mula del 22-02-1999, equivalente a una intensidad MSK = VI y cuyo mecanismo focal ha sido estudiado por Martínez Díaz *et al.* (2002).

Hay que señalar que resultan preocupantes los pocos sismos de gran intensidad que han sucedido en las últimas 4 décadas, ya que significan en un futuro más o menos lejano la posible liberación de energía sísmica con resultados catastróficos.

De dicho trabajo se deduce, mediante el estudio por interferometría de radar (INSAR), que el terremoto, que fue precedido por un evento precursor de magnitud MB: 3.6 y seguido por una sucesión de hasta 45 réplicas de 3.9 de magnitud máxima, tiene dos posibles modelos de mecanismos focales, ambos asociados a un accidente que coincide en dirección con la falla de Crevillente: el primero sería un mecanismo de tipo inverso y una profundidad focal de 4 +/- 1.5 km, y el segundo ligado a una falla N70°E (la misma que la de la falla de Crevillente) y plano buzante 50° al NO y profundidad hipocentral de 12.5 km.

En cualquier caso, la profundidad de los terremotos en la región parece ser muy superficial, siempre menor a 20 km.

Nº ESTAC.	FECHA	HORA	X	Y	PROF. (Km)	Nº CAT. NAC.	MAG.	INT.	LOCALIZACIÓN
54								VI	CAMPOS DEL RÍO
55	25-8-1940					108		V	ULEA
56								V	VILLANUEVA DE SEGURA
57								III	ULEA
58								II	BLANCA
62								III	HURTADOS
64						54		VII	LAS TORRES DE COTILLAS
65								VI	CEUTÍ
66								IV	LORQUÍ
67						602		VII	ALGUAZAS
68								IV	MOLINA DE SEGURA
69								IV	MOLINA DE SEGURA
70	21-03-1911					34		VIII	LAS TORRES DE COTILLAS
71								IV	LA ÑORA
130					< 20km		3,5	III	YÉCHAR
131					< 20 km		2,9		CAMPOS DEL RÍO
144	3-04-1919							VIII	LORQUÍ
								VI	MULA
						207	3,2		ARCHENA
	2-02-1999	14h 45'			4 +/- 1,5		4,8	VI-VII	MULA

Tabla 1. Localización y características de los principales sismos ocurridos en la hoja de Molina de Segura

5. ROCAS ÍGNEAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Las rocas ígneas que se cartografían en esta Hoja son las ofitas (w) de la Facies Keuper (11), los basaltos doleríticos (β) de la Formación Zegri (15), ambos casos en los terrenos de la ZEB y, finalmente, las fortunitas (29) de la Cuenca Neógena de Mula. Al tratarse de rocas volcánicas o subvolcánicas directamente relacionadas con el registro sedimentario coetáneo, sus descripciones se han realizado en los lugares correspondientes del capítulo 2 apartados: 2.2.3., 2.2.8. y 2.3.2.3, respectivamente, por lo que a ellos nos remitimos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el registro sedimentario de la Hoja de Molina de Segura están representados materiales con edades comprendidas entre el Triásico Superior y el Cuaternario actual.

Para intentar una aproximación objetiva a una reconstrucción palinspástica previa, que situara en su posición de origen cada una de las unidades, sería necesario tener en cuenta las diversas fases de deformación, compresivas y extensionales, así como las deformaciones frágiles recientes que han afectado a la cadena; las magnitudes y direcciones de los acortamientos,

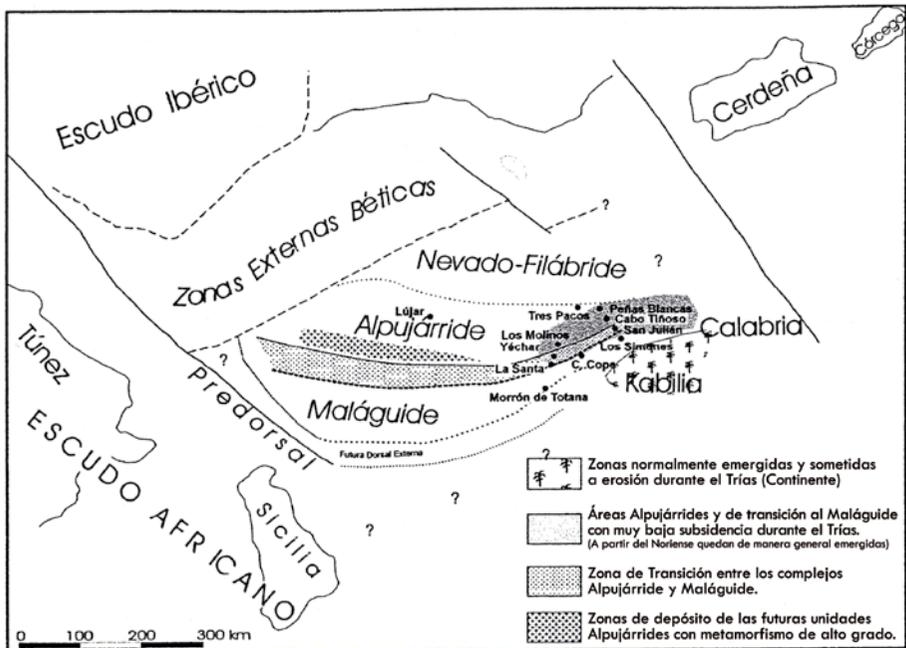


Figura 4. - Esquema donde se muestra la posición a comienzos del Triásico de los futuros dominios paleogeográficos de las Z.I.B.R. Tomada de GARCIA TORTOSA 2002. Modificada de Sanz de Galdeano et al., 2001.

los sentidos de desplazamiento y 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.

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 4 (GARCIA 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 acuñaamiento hacia el este de los dominios Alpujárride y Maláguide, coincidiendo con el tránsito a los dominios Kabilide y Calábride. Estos dominios representaban un microcontinente que debió ser el área fuente de los sedimentos detríticos constitutivos de las series estudiadas en esta área. Tal como se refleja en dicha figura, el sector estudiado ocupaba un área poco subsidente y sin depósito a partir del Noriense, que a su vez separaba dos zonas subsidentes 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 siliciclastico 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 instaure ambientes mareales, con depósitos de tipo sabka, quedando los sistemas fluviales restringidos a los paleosectores meridionales de las unidades malaguides (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 carbon-

atada 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 mas 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 relentización 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 subvocánicas y por una nueva reestructuración de la cuenca. Se originan nuevos relieves que en determinadas áreas pueden actuar como "altos fondos" en algunos de los cuales se dá erosión y karstificación (Aguilas) mientras que en sectores próximos a las áreas generalmente emergidas se depositan potentes series detríticas (Morrón de Totana). En este contacto un aconteció un nuevo episodio de nivel de mar alto (HST), generalizandose 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 pudieran estar delimitados por zonas de fractura. El más meridional se correspondería con el Morrón de Totana al norte del cual se ubicaba un área habitualmente emergida con sedimentación eventual de tipo maláguide que, hacia el norte, daba paso a un sector a su vez estructurado en subcuencas más o menos subsidentes y por tanto con mayor o menor influencia marina y que se correspondería, a grandes rasgos, con las áreas de depósito de las denominadas "unidades intermedias". El sector más septentrional, a su vez estructurado en subcuencas, es el más subsidente y con depósitos marinos generalizados. Se correspondería con el área de depósito del Alpujárride en el que, durante este período, el sector de la sierra de Almagro debió ser el de mayor subsidencia dentro de los estudiados

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

Como ya se ha citado con anterioridad, estudios geofísicos recientes indican que la corteza continental, en este sector, es anómala en cuanto a su poco espesor (20 a 27 Km). Parte de esta atenuación cortical puede asociarse al rifting mesozoico durante el cual el área de la Z.E.B se encuadraba en un margen pasivo que rodeaba la Placa Ibérica por su borde meridional (VERA, 1981; DE RUIG, 1992). Este margen se individualizó tras la etapa de rifting intracon-

tinental iniciada en el Lias medio (GARCIA HERNANDEZ 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 palinológica y la evolución paleogeográfica, comparada con márgenes sin deformación de otros dominios alpinos, considerados a su vez como antiguos márgenes pasivos, por comparación con los márgenes actuales sin deformar del Atlántico.

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

En la evolución tectónica de este margen pueden identificarse todas las fases que definió BOILLOT (1984) en la evolución de los márgenes. La subsidencia se inició en el Triásico Medio, inducida por la extensión cortical en los dominios más meridionales (Z.I.B), y condicionó el depósito de las potentes series de sedimentos evaporíticos y siliciclásticos triásicos; pero el primer gran evento sobrevino a comienzos del Jurásico, coincidiendo con la apertura del Atlántico central, y no fue sino una gran transgresión cuyos primeros estadios quedaron registrados en sedimentos marinos del Jurásico temprano en las que se ha denominado “Unidades Intermedias” –intermedias entre las unidades de los Complejos Alpujarride 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 alpujarrides 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 Lias 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 Fm Zegrí (unidad 15) son ilustrativos a este respecto.

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

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

En los distintos modelos de evolución de márgenes pasivos que se han propuesto se admite una cierta contemporaneidad entre el final del rifting, el inicio de la subsidencia térmica del margen y la aparición de la primera corteza oceánica; en el caso del margen continental de las Cordilleras Béticas los tres eventos ocurrieron en el tránsito Dogger-Malm. Y si bien no hay argumentos directos –afloramientos de la supuesta corteza oceánica, que deberían estar entre las Z.I.B. y las Z.E.B.– a favor del modelo propuesto, sí los hay indirectos: la discontinuidad Bathoniense superior–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 dominios alpinos ya citados –como es el caso del Ligur (Alpes y Apeninos), donde sí hay evidencias directas de un primer fondo oceánico que se desarrolló en sincronía con los eventos descritos– se puede pensar que la fase de deriva debió iniciarse hacia el límite Dogger-Malm, época del Jurásico en la que fue dominante la subsidencia térmica, en contraste con el carácter eminentemente tectónico de los primeros estadios de la subsidencia.

Fue durante el Malm cuando culminó la diferenciación de surcos y umbrales en la cuenca de las Z.E.B. En el Prebético, adyacente al continente, se depositaron facies de plataforma interna, evolucionando a facies mareales. En el Subbético, el cuadro es más complejo, aunque en líneas generales se puede describir así: en los surcos se acumulan radiolaritas, ritmitas carbonatadas (a veces con silex) y turbiditas calcáreas; en los umbrales se depo-

sitan 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: emergencias 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 (Fm Cerrajón) a ritmitas calcáreas y, localmente, facies eúxicas.

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 Senoniense, 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 silex y margas. No obstante, en los sectores más internos del dominio Subbético, antes (durante el Albiense superior-Vacroniense) y sobre las superficies de discontinuidad descritas, se habían formado costras de estromatolitos pelágicos fosfatados, que se han interpretado como depósitos bioconstruidos en condiciones de muy baja o nula velocidad de sedimentación, en una fase estática de un ciclo de nivel del mar en ascenso (TST) y bajo la acción de las corrientes de "upwelling". Los materiales que se depositan hasta el final del Cretácico son de facies similares a las del resto del dominio pelágico, facies que, consiguientemente, han fosilizado el umbral de las áreas más internas de la cuenca. Los fosfatos de Sierra Espuña, también en el Cretácico Superior (bien que del Complejo Málagaide - Z.I.B), son el ejemplo más conocido de mineralización sinsedimentaria de fosfatos en aquellos depósitos bioconstruidos.

Desde el final del Dogger hasta el Cretácico terminal fue, pues, una etapa de oceanización. En el marco del modelo (de subsidencia térmica) propuesto, las bruscas variaciones laterales de facies y de espesor de los sedimentos indican que el margen fue repetidamente afectado, durante el Cretácico inferior, por fallas distensivas de direcciones NO-SE y NE-SO,

paralelas a las directrices Ibérica y Bética respectivamente; durante el Cretácico superior la geometría del margen estuvo condicionada localmente por fallas de pequeña escala.

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

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

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

En este periodo prosiguió el desplazamiento de África hacia el E, en tanto que se acentuaba la rotación levógira de Iberia respecto al continente europeo y se desplazaba hacia el NE. Estos movimientos, que coincidieron con importantes eventos tectónicos en todas las Cordilleras Alpinas y con el desarrollo del metamorfismo, pudieron ser los responsables del inicio de la expulsión de los bloques laterales (Alborán y Z.I.B) mediante grandes líneas de deslizamiento que proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para que se produjeran deformaciones 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 continua la expulsión hacia el Oeste del “Bloque de Alboran” mediante accidentes transformantes en medio continental, tales como el de Cadiz-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.

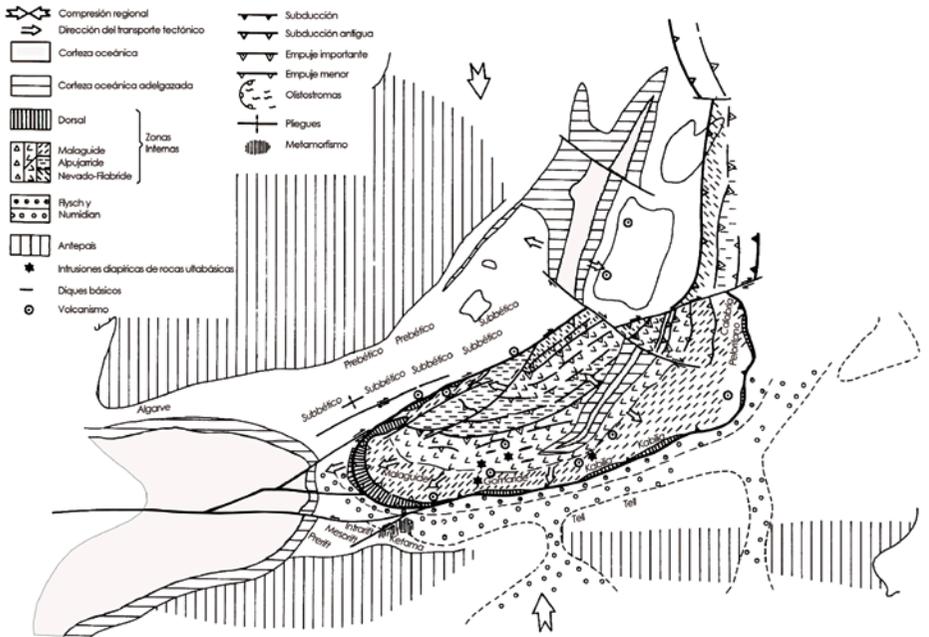


Figura 5.- Reconstrucción paleogeográfica del Mediterráneo occidental durante el Mioceno inferior. Tomada de SANZ DE GALDEANO et al ., 1990.

Una transición rápida de distensión regional a compresión, ocurrida en el Aquitaniense superior-Burdigaliense basal, se asocia con el emplazamiento del Manto Bético sobre el margen meridional ibérico (Fig. 5). El margen Mesozoico-Paleógeno se invirtió y se transformó en un cinturón de pliegues y cabalgamientos. Desde este momento, ambas zonas funcionaron como un único sólido en su evolución geodinámica posterior. Los paleoesfuerzos indican que la dirección de compresión máxima era N-S a NNO-SSE, al principio de plegamiento. La localización y orientación de los grandes pliegues, fue sin embargo controlada por las fallas normales preexistentes. Coincidiendo con este evento compresivo, se observan importantes engrosamientos corticales en los límites entre zonas, debido a la incrustación de ambos bloques continentales. En esta área de estudio este hecho se traduce en subcabalgamientos de las Z.E.B sobre las Z.I.B, con expulsiones de pequeño 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 desarrolló secuencialmente entre 23,6 y 19 M.a. Este registro finalizó con un periodo de mar alto generalizado y un plegamiento coaxial subsecuente datado entre 21,5 y 17,2 M.a. En el resto del Mioceno inferior y medio continuaron los movimientos transcurrentes mediante fallas rumbo-deslizantes dexas con dirección N60/70E. En las Z.E.B continúa el deslizamiento del Subbético sobre el Prebético, así como la expulsión de materiales olistostrómicos

al norte y suroeste hacia donde se ha trasladado el depocentro de la cuenca de antepais, inducido por la carga en el margen ibérico de láminas cabalgantes procedentes del sur. En este periodo, comienza a formarse la parte principal de la cuenca o Mar de Alboran 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 en las Z.I.B. Este proceso de estiramiento tuvo lugar entre el Burdigaliense superior y el Serravaliense, 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 Alboran. El volcanismo mas antiguo se corresponde con esta edad.

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

A partir del Tortoniense, en lo que se ha venido denominando *epoca 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 Africa. Con ello las fallas N60/70E quedan bloqueadas o bien actuan como desgarres levógiros como ocurre con el accidente de Cadiz-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 Guadalentin (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 tambien 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 destrorso.

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 Guadalentin 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 obliquos 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 Africa 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

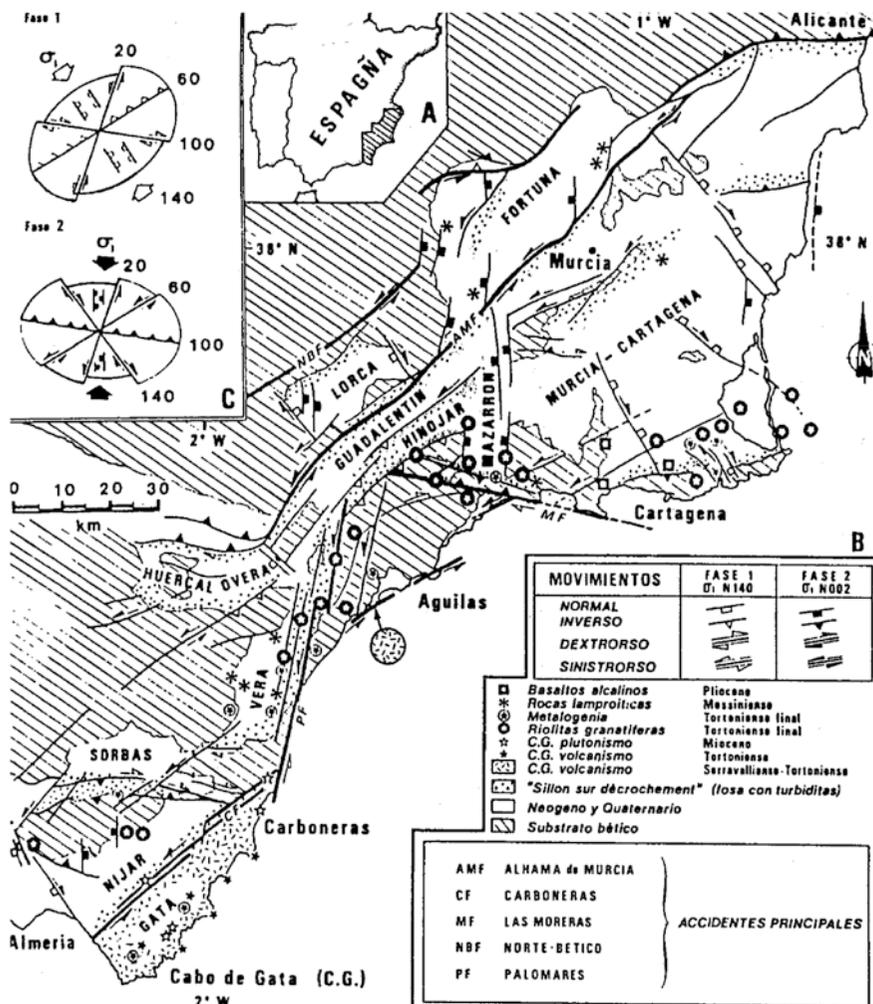


Figura 6.- Las Cuencas del Neógeno en la Zona Bética Oriental. A) Localización. B) Esquema estructural. C) Sentido de movimiento de los accidentes. Tomado de OTT d'ESTEVOU et al 1988.

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

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

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Son muy escasos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos y no metálicos, como a energéticos y rocas industriales. Los pocos indicios encontrados tienen una distribución espacial según dos zonas diferenciadas: por un lado, en el área septentrional correspondiente a la sierra de Ricote (ZEB), se encuentran los pocos indicios de menas metálicas, en tanto que en la Cuenca de Mula se tienen los indicios de no metálicos. El único indicio de lignito se encuentra muy próximo al borde norte en los depósitos del Terciario superior de las ZEB.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales metálicos reconocidos dentro de la Hoja de Molina de Segura son de Estroncio (Sr) en Mina Pepe y en la Serrata de la Comalica y de Plomo (Pb) en la rambla de la Mezquita.

Mina Pepe.- Situada en la sierra de Ricote en el paraje de La Bermeja (635,90; 4222,27), se trata de celestina masiva en filón y cristales dispersos en la brecha de falla. El filón lleva dirección aproximada N-S y encaja en las dolomías y brechas dolomíticas del miembro inferior de la Formación Gavilán (13).

Serrata de Comalica.- En esta modesta elevación de las areniscas calcáreas bioclásticas de la Unidad 24, y en la proximidad de la rambla de Carrizalejo (651,75; 4224,00), se localiza un indicio de celestina con morfología irregular, filoniana, junto a pequeños agregados (drusa) de cristales milimétricos y rellenos en diaclasas.

Respecto a la génesis de estos yacimientos ARANA Y LOPEZ-FENOY (1982, 1983) opinan que la celestina primaria, al margen de removilizaciones posteriores, se formó durante la fase tardía (distensiva) de la Orogenia Alpina (Mioceno superior) por la acción de soluciones hidrotermales de baja temperatura que lixiviaron el estroncio disperso en formaciones carbonatadas y lo transportaron a través de la red de fracturas hasta un medio rico en sulfatos procedentes de la oxidación de sulfuros. Se desconoce el alcance que tuvo el laboreo en Mina Pepe, aunque en cualquier caso fue de muy poco volumen y el indicio de la Serrata solo tiene interés científico ya que en las cuencas neógenas de las béticas orientales son muy escasos los indicios de mineralizaciones de estroncio que, en otras áreas (cuenca de Granada), dan origen a yacimientos de importancia económica.

Rambla de la Mezquita. - Al sur de la localidad de Ricote y a la altura de los tramos medios de esta rambla (643,02; 4222,62), se encuentra un indicio en las calizas y dolomías negras, fétidas, brechificadas y karstificadas de la Unidad 13 conteniendo minerales de Pb, Zn y Fe.

La mineralización presenta dos morfologías: estratiforme con dirección y buzamiento N130/30NE y filones con direcciones prioritarias NO90°/90° y N165°/90°. Los minerales encontrados son galena, cerusita, smithsonita, hemimorfita, esfalerita, piritita, fluorita y baritina.

Las mineralizaciones de Pb-Zn en el ámbito de las Cordilleras Béticas Orientales han alcanzado relevancia económica mundial en determinados momentos de su historia minera a la cual no ha sido ajena la Región de Murcia con sus distritos mineros de Cartagena, Mazarrón y Águilas. Las mineralizaciones más frecuentes, conocidas y estudiadas han sido las estratoligadas en rocas carbonatadas del Trías Alpino en las ZIB. Sin embargo, también existen indicios, mucho menos numerosos y de menor importancia económica, con morfología y paragénesis similar en los carbonatos de las series de tránsito triásico-jurásicas en facies germano-andaluz en la ZEB.

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

Entre los indicios de minerales no metálicos o industriales se tienen los de azufre de la Loma de las Yeseras y del Rodeo de los Tenderos, y los de sal común de las salinas de Molina de Segura ambos dentro de los terrenos de la Unidad 35 y específicamente ligados a los yesos de dicha unidad. Las Salinas del Arco estas relacionadas con manantiales relacionados con las sales de los terrenos triásicos de las ZEB.

Loma de las Yeseras. - Al NO de Alguazas en esta elevación morfológica que domina la margen derecha del río Segura se encuentra uno de los mejores afloramientos de las distintas facies litológicas que se describen en el Messiniense, y donde se localiza el indicio (652,20; 4213,87). La serie es una alternancia de margas y yesos con escasas intercalaciones de limos o arenas muy finas. El azufre elemental, con morfología estratiforme, se encuentra en pequeños nódulos asociados a las capas de yeso. La intensa actividad extractiva de una cantera de áridos que explota los conglomerados de esta unidad ha borrado cualquier vestigio de labor minera realizada sobre este indicio.

Rodeo de los Tenderos. - Situada en la misma alineación morfológica de la Loma de las Yeseras y al SO de ella se localiza un indicio (648,90; 4211,00), con las mismas características del descrito con anterioridad. Los nódulos de azufre elemental se encuentran asociados a capas de yeso con dirección y buzamiento N50°E/10°S. En este caso aún se conservan unas labores de pequeñas dimensiones con tres pozos alineados según una dirección N175°E.

La minería del azufre en Murcia ha tenido una existencia precaria y marginal hasta 1957 en el cierre de las últimas explotaciones por la irrupción en el mercado del azufre mexicano y el que producía la industria petroquímica. En la mayoría de los indicios y yacimientos que se describen en el entorno de las cuencas neógenas de esta región, se reconocen los rasgos morfológicos, texturales estratigráficos y mineralógicos que caracterizan a los depósitos *bioepigénicos estratoligados* de azufre (RUCKMICK *et al.*, 1979). El proceso genético que culmina con el reemplazamiento de evaporitas (yeso o anhidrita) por azufre y calcita, se inicia por soluciones

epitermales que, circulando a través de fracturas, arrastran hidrocarburos y ponen a estos en contacto con aquellas. Colonias de bacterias anaerobias contribuyen a la oxidación de los hidrocarburos en cuyo proceso se genera la energía necesaria para la reducción del anión sulfato a sulfhídrico y su posterior oxidación dando azufre elemental y otros productos como calcita, celestina, sulfuros, alunita, etc.

Salinas del Arco. - Estas salinas se encuentran en la rambla del mismo nombre, afluente del río Segura por su margen derecha a la altura de Ulea. Existen una docena de pequeñas balsas (645,15; 4222,10), abastecidas por un manantial con galería de captación y estanque. Se ubica en las margas, arcillas y yesos de la Facies Keuper (Trías) que afloran a favor de la zona de falla de Alicante-Crevillente. En la actualidad se encuentran inactivas.

Salinas de Molina. - También conocidas como del Sotaniil o del Romeral se localizan en el borde centrooriental de la Hoja (658,10; 4216,10), en la proximidad de la carretera comarcal de Molina a Fortuna. El agua se extrae de pozos realizados en las series del Messiniense terminal donde los yesos masivos son la representación más característica de este sector.

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, por evaporación del agua del mar, en las salinas del litoral murciano, y hay datos que indican que también se hacía 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 100.000 toneladas sumadas la sal marina y la de manantial. En este último apartado están las Salinas de Molina que son las más importantes y las únicas activas de las que se nutren de salmueras nacidas en materiales terciarios.

7.1.2. Minerales energéticos

En este apartado se incluyen los lignitos de Ojós y las pizarras bituminosas.

Mina Palmera. - En el límite centroseptentrional de la Hoja y al NE de Ojós (646,80; 4225,75), se encuentra en la cabecera de la rambla de Chinte el único indicio de lignito del que se tiene conocimiento documentado en esta Hoja. En la actualidad no queda resto alguno de labores, pero se tiene constancia de que había dos capas con espesores de 30 cm a 1 m que se encontraban interstratificadas en los conglomerados, areniscas carbonatadas y calizas bioclásticas blanquecinas de la Unidad 26 (Tortoniense). Es lignito astilloso de color pardo. No se tienen datos del tonelaje extraído.

Pizarras Bituminosas. - La crisis energética de los 70 forzó a fijar la atención en otras posibles fuentes de energía: el petróleo que podría obtenerse por destilación de pizarras bituminosas. Estos sedimentos forman parte habitualmente de las series evaporíticas a las que como ya se ha descrito se suelen asociar los yacimientos de azufre. El IGME desarrolló en la década de los 80 una campaña que se extendió por las cuencas neógenas de Lorca, Campo de Cartagena y Fortuna-Mula-Alhama. Esta campaña permitió definir zonas de

interés entre las que se encontraba la de Ceutí-Campos del Río, dentro del ámbito de esta Hoja. Los ensayos de destilación efectuados en las muestras tomadas concluyeron con una desestimación del interés económico de estos recursos, aunque algunas de dichas muestras aportaron contenidos de hidrocarburos superiores al 6% en sectores de la Cuenca de Lorca (Serrata de Lorca).

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera en la Hoja de Molina de Segura apenas han tenido un aprovechamiento más allá de su utilización local como materiales de construcción, en una gran parte del área comprendida. Aunque existen distintos tipos de litologías explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas, basaltos, yesos), no existe constancia histórica de explotaciones a escala industrial salvo unos pocos ejemplos que se detallan a continuación.

Se han localizado dos canteras, una de ellas inactiva, en el término municipal de Ulea, próximas al camino que desde dicha localidad lleva a la estación de ferrocarril.

Ambas están situadas sobre los materiales resedimentados de facies argilo-yesífera heredados del Keuper.

La cantera más occidental, actualmente abandonada, explotaba materiales arcillosos rojizos con alguna pequeña intercalación de areniscas rojas equivalentes a las Areniscas de Manuel (K₂) del Keuper valenciano, probablemente destinadas a la fabricación de productos cerámicos (tejas y ladrillos) para la construcción. A 1 km al E de la anterior, una cantera explota en la actualidad dos grandes olistolitos de dimensiones hectométricas de calizas y calizas dolomíticas del Muschelkalk como áridos naturales y de machaqueo.

Por último, indicar que el Jurásico de la sierra de Ricote presenta interés como material para la fabricación de cemento, al igual que los yesos intercalados en la Unidad 12, en la vertiente S de la sierra, podrían presentar masas explotables.

En el ámbito de las ZIB existe una cantera activa que explota un afloramiento de las calizas de algas y nummulítidos de color blanco de la Unidad 5. La cantera (636,40; 4216,85) es de pequeña dimensión, con un frente de explotación de 50 m y en la actualidad se encuentra en fase de agotar las reservas a nivel de superficie. En el parque adyacente tiene un stock que fluctúa sobre el millar de metros cúbicos en bloques regulares cuyo volumen oscila entre los 2,5-3 m³.

En el sector de las Torres de Cotillas y en la margen izquierda del río Segura, en la Ribera de Abajo (657,90; 4209,50) se localizan una cantera activa que explota de forma intermitente los conglomerados de la Unidad 39. En este sector la composición de los conglomerados violáceos está más próxima a los áridos detríticos que a los carbonatados y tienen capas interstratificadas con abundante matriz lutítica de color asalmonado.

Finalmente, en el sector de Jabalí Nuevo en la margen derecha del río Segura, el afloramiento de los conglomerados masivos blancos de la Unidad 36, cuya composición es mixta áridos

carbonatados-detríticos, mantiene una intensa actividad extractiva con numerosas canteras de las cuales las de mayor entidad tienen sus frentes activos en la Hoja de Alcantarilla, aunque en los límites o en parte dentro de esta Hoja. En estos materiales se encuentran canteras ya abandonadas con actividad muy escasa dado el agotamiento de los frentes, en el Parque de los Palmeños (655, 75; 4208, 80) y las del Alto de la Serreta.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

La Hoja de Molina de Segura se encuadra en el ámbito territorial de la Confederación Hidrográfica del Segura en cuyo Plan Hidrológico sus límites quedan definidos como sigue, “comprende 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; además, la cuenca hidrográfica de la rambla de Canales y las endorreicas de Yecla y Corral-Rubio”.

La superficie así definida tiene una extensión aproximada de 18.870 km², y afecta a cuatro Comunidades Autónomas: Murcia, Valencia, Castilla-La Mancha y Andalucía. La distribución territorial es la siguiente: Región de Murcia 11.150 km²; Com. Valenciana 1.227 km²; Castilla-La Mancha 4.713 km² y Andalucía 1780 km².

En contra de visiones simplificadas que conciben la cuenca del Segura como un territorio semiárido relativamente homogéneo, existe en realidad una muy rica diversidad geográfica y climática, que da a lugar a ambientes hidrológicos muy diferenciados entre sí, y que aportan a la cuenca esa variedad que le ha hecho frecuentemente acreedora a la denominación de “antológica”, en el sentido de que recoge en su interior un amplísimo muestrario de situaciones y problemáticas relacionadas con los recursos hídricos, de gran variedad y complejidad. Seguidamente se repasan algunos de los factores fundamentales determinantes de esta realidad física.

Topográficamente la cuenca del Segura es un territorio de gran variedad orográfica en el cual alternan las montañas con valles, depresiones y llanuras, con cotas máximas por encima de los 2.000 m. La zonificación en altura ofrece en términos generales una distribución en la cual el 18% de superficie se sitúa por debajo de los 200 m de altitud; el 40% se encuentra bajo los 500 m de altitud y el 81% se encuentra bajo la cota 1000 m sobre el nivel del mar, como se aprecia en la curva hipsométrica adjunta. Las sierras superan con frecuencia los 1.000 m, y los altiplanos, con alturas comprendidas entre 500 y 1.000 m, se extienden por el noroeste, con topografía suave, y pendientes acusadas en los bordes.

Entre las alineaciones montañosas surgen valles, corredores, depresiones, que, correspondiéndose con los cursos fluviales, no llegan a 500 m de altitud. Por debajo de los 200 m de cota sólo aparecen suaves llanuras con pendientes débiles.

Todo el territorio de la cuenca presenta grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, lluvias torrenciales y frecuentes inundaciones, elevadas temperaturas y heladas catastróficas. De

una a otra vertiente montañosa, de las altas tierras a los sectores litorales, y en definitiva de una zona geográfica a otra se observan importantes diferencias climáticas; en ocasiones son variaciones locales debidas a la topografía que dan origen a topoclimas; en otras son factores que afectan a espacios más o menos amplios.

En general, se puede afirmar que los factores que condicionan el clima de la cuenca (latitud, componentes atmosféricos climáticos, topografía, orientación y exposición, y distancia al mar) se combinan y multiplican dando lugar a una rica multiplicidad y diversidad de matices tanto en general como en los opoclimas o climas locales en particular.

La distribución espacial de las precipitaciones medias anuales permite anticipar una estrecha relación entre relieve y lluvia. En efecto, es en las montañas situadas en el noroeste de la cuenca, y sometidas a la acción de los vientos húmedos de las borrascas atlánticas del frente polar, donde los registros pluviométricos alcanzan sus máximos valores. En estas áreas se llega a superar los 1000 mm/año como media.

Si bien la altitud favorece las precipitaciones, la disposición u orientación suroeste-nordeste de los elevados arcos montañosos de las sierras de la cuenca alta del río Segura, (sierras de Segura, Alcaraz, Taibilla) dificultan el avance de las influencias atlánticas arrastradas por los flujos del oeste, y hacen que la pluviometría muestre una disminución de la precipitación media anual en una diagonal de orientación noroeste-sudeste, que va desde estas tierras hasta el litoral, con valores mínimos (inferiores a 300 mm) en las zonas próximas a la costa. Destaca la baja precipitación media anual en la depresión de Águilas, cerrada por los relieves de la Carrasquilla, La Almenara y Lomo de Bas, en gran medida dentro del área del Proyecto, donde el volumen medio de precipitación es del orden de 200 mm/año. Como excepción a este esquema general de distribución de las lluvias está el área de sierra Espuña, con valores algo superiores a 500 mm.

En cuanto a la intensidad de lluvias, generadora de crecidas e inundaciones, pueden darse como frecuentes valores de 100 mm en un día, habiéndose llegado incluso a superar los 300 en los registros sistemáticos disponibles. Este carácter torrencial de la lluvia unido a la estructura de la red fluvial, y a la densidad de asentamientos urbanos próximos a los cauces, causa con frecuencia súbitas crecidas y graves inundaciones. A diferencia de las lluvias medias anuales, las máximas diarias parecen darse preferentemente en las zonas medias y bajas, mas próximas al mar, en lugar de la cabecera de la cuenca, lo que se explica atendiendo al origen mediterráneo de los fenómenos convectivos productores de los aguaceros mas intensos.

Las temperaturas también están relacionadas con los factores que se citaron anteriormente: latitud, altitud, orientación... los cuales originan la diversidad termométrica que existe en la cuenca del Segura. Como valores extremos, citaremos los 10°C de la isoterma media anual que se presenta en la sierra de Segura, y los 18°C de temperatura media anual en las proximidades de Albaterra y Dolores, y en algunas áreas costeras.

En esta área, excepciones a este esquema general, lo constituyen por un lado sierra Espuña, donde la temperatura media anual llega a descender hasta 14°C, y por otro, una franja cos-

tera próxima al Mar Menor con 17°C. El régimen anual de temperaturas, presenta un mínimo invernal en los meses de diciembre y enero, siendo más frecuente que los valores más bajos sean en éste.

Los máximos anuales corresponden a los meses de julio y agosto, aunque por término general, el primero es algo más caluroso. Las máximas absolutas, y dada la situación de la cuenca en el sudeste peninsular, se corresponden con la aparición de los vientos del norte de África.

Bajo estas condiciones las temperaturas alcanzan valores próximos a los 40°C, llegando en situaciones extremas a los 45°C. Las invasiones de aire frío y seco de procedencia polar, hacen descender las temperaturas hasta mínimas muy importantes, ocasionando consecuentemente, fuertes heladas con efectos catastróficos para los cultivos.

Los valores de menor evapotranspiración potencial corresponden a las sierras de la cabecera del río Segura. Es en el área próxima al nacimiento de éste, donde la ETP según Thornthwaite, alcanza los menores valores de toda la cuenca, con una media anual inferior a 600 mm. El resto de las sierras del noroeste de la cuenca del Segura se encuentran abrazadas por las iso-ETP media anual de 650 mm y 750 mm.

Análogamente a como ocurría con las precipitaciones y las temperaturas medias anuales, se puede trazar una línea de dirección noroeste-sudeste, desde las sierras de cabecera hacia la costa, en la cual, la ETP (Thornthwaite) aumenta hasta alcanzar los 950 mm, correspondientes a la iso-ETP media anual que encierra a la ciudad de Murcia, el río Guadalentín en su confluencia con el río Segura, para descender con la aproximación a la costa, donde la ETP media anual toma valores inferiores a 850 mm (Mar Menor). Excepción a esta descripción general lo constituye sierra Espuña donde la evapotranspiración potencial media anual toma valores inferiores a 700 mm.

De los grupos establecidos por Papadakis, la cuenca hidrográfica del Segura se identifica con el denominado mediterráneo, y los subtipos Mediterráneo templado, Mediterráneo continental, Mediterráneo subtropical, y Mediterráneo semiárido subtropical.

En la Hoja de Molina de Segura, el clima, según la clasificación climática de Köppen, se incluiría dentro de las características del clima estepario seco, (Bsh) próximo al desértico (GEIGER, 1970; LOPEZ GOMEZ y LOPEZ GOMEZ, 1987). Las temperaturas medias anuales situadas en torno a los 17°-18°C, junto con la escasez de lluvias anuales, en general por debajo de los 300mm/año, y las tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, imprimen un fuerte déficit hídrico en la zona permitiendo encuadrar este sector de Murcia, dentro de la Zona Climática Árida, aunque ya cercana a la Zona Semiárida. Al igual que en el resto del SE peninsular, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío (-23°C) con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera que dan lugar a la formación de "gotas frías" principalmente durante los meses de octubre y noviembre, (ALONSO SARRÍA, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

El ámbito territorial que nos ocupa está dominado desde el punto de vista fluvial por un solo río principal (el Segura) y el conjunto de sus afluentes. El resto de cauces con desagüe directo al mar 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.

La producción fundamental de recursos hídricos se concentra en la cabecera de la cuenca (ríos Segura y Mundo hasta su confluencia). Aguas abajo de esta confluencia, 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, en general, ríos propiamente dichos (Moratalla, Argos, Quípar, Mula, Guadalentín), con caudales exiguos pero permanentes.

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.*
- 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 de mediana y pequeña extensión, con estructuras geológicas frecuentemente complejas y atormentadas, y que contribuyen apreciablemente al sostenimiento de los caudales naturales de los ríos.

En general, los criterios de delimitación de las Unidades Hidrogeológicas obedecen a planteamientos diversos, entre los que prima su eficacia administrativa. En la mayor parte de los casos, ha sido suficiente el estudio de la litología y la estructura geológica. En otros, se ha recurrido al estudio del funcionamiento hidráulico, definiendo las Unidades Hidrogeológicas en función de las subcuencas que recogen el drenaje principal. En unos pocos casos la delimitación se ha basado en la divisoria de las aguas superficiales.

El resultado ha sido la delimitación dentro de esta Cuenca (07), de 57 Unidades Hidrogeológicas, de las cuales, en el ámbito de esta Hoja se encuentran las siguientes:

07.13.-Oro-Ricote

07.14.-Segura-Madera-Tus

07.22.-sierra Espuña

07.23.- Vega Alta del Segura

La mayor parte de las formaciones permeables por porosidad de la Cuenca del Segura se concentran en el tercio suroriental de la misma, entre las provincias de Alicante y Almería. En menor proporción aparecen en los llanos y cubetas del interior, así como en los aluviales de los principales ríos de la zona.

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Molina de Segura puede subdividirse en cuatro unidades geológicas con interés hidrogeológico. De N a S son la sierra de Ricote, formada por materiales del Subbético medio y externo; las estribaciones de sierra de Espuña donde se encuadran la sierra de Manzanete y la "Zona de escamas de Mula" que ocupan la esquina SO de la Hoja y corresponden al Complejo Maláguide de las ZIB; la Cuenca de Mula y el valle del río Segura.

U.H.-07.13 Oro-sierra de Ricote

Esta unidad ocupa una extensión de 145 km² sobre los que se asienta una población de 9.100 habitantes.

La unidad esta constituida por los acuíferos de Oro y Ricote de los que este último ocuparía todo el sector septentrional de la Hoja teniendo como límite meridional la Falla de Alicante-Crevillente o Norbética.

El conjunto de la sierra de Ricote constituye un macizo montañoso de naturaleza esencialmente carbonatada. La permeabilidad de la roca viene dada por los procesos de fracturación y karstificación, pudiendo considerarse potencialmente como un sistema acuífero. Al estar la sierra notablemente elevada sobre los relieves de la cuenca de Mula, la pluviosidad es relativamente superior a la de las regiones circundantes debido al factor topográfico, al funcionar como obstáculo para los frentes que aportan las precipitaciones. Sin embargo, la sierra de Ricote constituye un complejo tectónico de tipo manto de cabalgamiento y, por tanto, está desenraizado sobre un sustrato formado por las formaciones arcillo-yesíferas del Keuper o la Formación Olistotrómica miocena, ambas completamente impermeables. Como consecuencia, toda la sierra se encuentra drenada en el contacto de las formaciones carbonatadas del Jurásico-Cretácico con el nivel de despegue, dando lugar a manantiales y fuentes de escaso caudal y comportamiento estacional, ya que en el estío muy a menudo llegan a secarse. Se puede concluir que las posibilidades como acuífero de la sierra son inexistentes, aunque existe la posibilidad de la presencia de acuíferos confinados en el sustrato por debajo del nivel de despegue.

Las entradas se estiman en 1,2 hm³/año, igual cantidad que se extrae por bombeos dando por tanto un balance equilibrado. La salinidad de las aguas en esta unidad es fuerte, con un intervalo de variación de 2.800-3.000 uS/cm. La dureza es del orden de 980 mg/l CaCO₃. La facies predominante es sulfatada cálcico-magnésica. Son aguas tolerables para el abastecimiento, y para el regadío tienen un bajo riesgo de alcalinización y alto de salinización.

U.H.-07.14.- Segura-Madera-Tus

Se sitúa entre la sierra de Espuña y la de Crevillente con una superficie de 380 km² sobre ella se asienta una población de 6000 habitantes. Esta unidad comprende los acuíferos de Cajal, Baños de Mula y Lomo del Herrero (Escamas de Mula) cuyas características más relevantes se resumen en el Cuadro 1.

BALANCE (hm ³ /año)			
ACUÍFERO	LITOLÓGÍA	ENTRADAS	SALIDAS
Cajal	Calizas del Mioceno	1,1	1,1
Baños de Mula	Calizas y Dolomías del Jurásico-Triásico	2,5	2,5
Lomo del Herrero	Calizas del Paleoceno-Eoceno	1,0	1,0

Cuadro 1

Las aguas de esta unidad son de fuerte mineralización (3.500 uS/cm). La dureza oscila entre 600-775 mg/l CaCO₃, son por tanto aguas duras a extremadamente duras. La facies predominante es sulfatada-bicarbonatada sódico magnésica.

En esta Unidad Hidrogeológica también se encuadraría el sistema acuífero Mula-Fortuna que, con casi 1000 Km² de extensión, encuadra la depresión rellena por los depósitos de Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario que se extiende desde la sierra del Cajal al norte, sierra de Crevillente al este, Falla de Alhama al sur y sierra de Espuña al oeste ocupando gran parte de las Hojas de Molina de Segura y Alcantarilla. Aunque los materiales de relleno de esta depresión no constituyen acuíferos propiamente dichos sin embargo existen fallas que comunican la superficie con materiales acuíferos profundos (calizas y dolomías) de los Complejos de las ZIB. Esto hace posible que existan manantiales importantes en las margas azules del Mioceno superior tales como los de los Baños de Mula, Archena y Fortuna. La profundidad de estas fracturas justifica el termalismo de los manantiales citados. El aprovechamiento de este agua es en primer lugar en los balnearios citados y posteriormente para la agricultura. Se calcula que los manantiales citados aportan un caudal entre 5 y 10 hm³ al año. Las aguas de este acuífero tienen una fuerte mineralización ya que su residuo seco varía entre 1.100 a 4.000 mg/l.

En los acuíferos descritos, las entradas proceden de la infiltración del agua de lluvia. Los usos del agua son casi exclusivamente para la agricultura, aunque también está creciendo su utilización para usos terapéuticos, en el caso del Mula-Fortuna, dado su carácter mineral medicinal.

U. H.-07.22.- Sierra Espuña

La unidad de sierra Espuña tiene una extensión de 242 km² y sobre ella se asienta una población de 8.400 habitantes. Esta unidad agrupa dos acuíferos: Morrón de Totana y Bosque cuyas características se indican en el Cuadro 2.

BALANCE (hm ³ /año)			
ACUÍFERO	LITOLOGÍA	ENTRADAS	SALIDAS
Morrón de Totana	Calizas y dolomías del Triásico y Jurásico	3	3
Bosque	Calizas y conglomerados del Eoceno y Oligoceno	4	6

Cuadro 2

El sistema acuífero del Morrón de Totana esta constituido por las dolomías, calizas dolomíticas y calizas del Trías y el Lías del Complejo Maláguide en sierra de Espuña. Regionalmente tiene una extensión de 142 km² de los cuales solo una treintena se encuentran dentro de esta Hoja.

Presenta una salinidad ligeramente superior a 1.500 uS/cm con una facies hidroquímica clorurada-sulfatada.

El acuífero del Bosque, con una superficie de 100 km² esta constituido esencialmente por las series detrítico-carbonatadas de las formaciones del Terciario Inferior del Complejo-Maláguide. Gran parte de este acuífero se encuentra en el cuadrante NO de esta Hoja.

Comprenden desde las calizas del Eoceno (Fm Espuña) a las calizas y/o pudingas del Oligoceno (Fm Río Pliego).

Estos materiales se localizan en la margen derecha del río Segura en la vertiente nororiental de sierra Espuña. Sus potencias pueden llegar hasta los 500 m (El Berro-Pliego), aunque los espesores medios normales suelen ser del orden de los 200-250 m.

Su explotación como niveles acuíferos aislados no es muy importante, salvo en los casos de El Bosque, donde la superficie piezométrica se encuentra a 350-430 y la explotación por bombeo alcanza los 12 hm³/año. Actualmente se encuentra sobreexplotado.

El acuífero Morrón de Totana presenta una salinidad ligeramente superior a 1.500 uS/cm con una facies clorurada-sulfatada y cálcico-magnésica. En el acuífero Bosque el agua está menos mineralizada con valores que no superan los 800 uS/ cm; la dureza media es de 200 mg/l CaCO₃. La facies es bicarbonatada cálcica. En ambos casos la presencia de NO₃ es poco relevante. El agua del acuífero Bosque permite su utilización para abastecimientos al igual que la del Morrón de Totana si bien, en este caso, es necesario vigilar la presencia excesiva de sulfatos y cloruros. Para su utilización en regadío son aguas con bajo peligro de alcalinización y de bajo a medio de salinización.

U. H. 07.23.- Vega Alta del Segura

Se extiende entre las poblaciones de Lorquí (Hoja de Molina de Segura) y la de Jabalí Nuevo (Hoja de Alcantarilla), en la confluencia del río Segura con el Mula. Tiene una extensión de 25

km², de los cuales 17 km² estarían dentro del ámbito de esta Hoja. La población asentada en la zona es elevada con casi 75.000 habitantes.

El acuífero lo forma el relleno detrítico cuaternario, constituido esencialmente por gravas y arenas con espesores entre 70 y 200 m. Los tramos superiores de estos depósitos, zona no saturada del acuífero, son menos permeables con un predominio de limos y arcillas sobre las arenas. El impermeable de base son las margas del Mioceno superior. El nivel del agua se sitúa a pocos metros del suelo, alcanzando su profundidad máxima (15 m), en las inmediaciones de Las Torres de Cotillas. Se encuentra a veces ligeramente en carga debido a la existencia del recubrimiento limoso de sus depósitos más recientes. La conexión hidráulica entre el acuífero y el río Segura es prácticamente nula en la mayor parte de su recorrido salvo en los tramos finales, ya dentro de esta Hoja donde tiene lugar la descarga del acuífero al río estimada en unos 100 l/s/km como máximo.

Las entradas de la unidad tienen lugar del río Segura en su tercio septentrional, de los excedentes de regadío y en mucha menor medida por infiltración de aguas de lluvia, en conjunto se estima unas entradas de 14 a 17 hm³/año. Las salidas se producen por bombeos (6,5 hm³/año) y por drenaje a los cauces superficiales especialmente al río Segura (8 a 11 hm³/año), para equilibrar el balance.

Las aguas de esta unidad son sulfatadas cálcico-sódicas, si bien existe toda la gama de facies intermedias. Tienen una fuerte salinidad (2.600-6.500 uS/cm), aumentando según la dirección del flujo y hacia los bordes. La dureza tiene un valor medio de 1.100 mg/l de CaCO₃ (aguas extremadamente duras). El contenido en nitratos puede superar los 70 mg/l, en las cercanías de los principales asentamientos poblacionales (Molina de Segura) con gran actividad económica. También se detecta la presencia de cloruros y sulfatos en concentraciones elevadas. El agua, por tanto, no puede ser utilizada para abastecimiento urbano, debido a su elevado contenido salino y en ocasiones de nitratos. Su uso para riego tiene de igual forma un alto riesgo de salinización y algo menor de alcalinización.

Aún así, el uso del agua de esta unidad, es fundamentalmente para el importante desarrollo agrícola que se asienta sobre ella, y, en los últimos años, ha crecido su consumo para la industria conservera, previo tratamiento.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se ha seleccionado como PIG 1 el corte tipo de la Formación Ricote, de edad Bajociense-Bathonense. Tiene un interés estratigráfico alto, fundamentalmente desde el punto de vista sedimentológico. Por su utilización, el interés científico es alto y el didáctico medio, mientras que, por su ámbito de influencia, el interés es regional.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., PASSINI, G. (1985).- "*The Plio-Pleistocene boundary.*" Episodes, 8, 2: pp. 116-120.
- AGUSTÍ, J., GIBERT, J., MOYA-SOLÁ, S. (1981).- "*Casa del Acero: nueva fauna turolense de Vertebrados (Mioceno superior de Fortuna, Murcia)*", Bull. Inf. Ins. Paleont. Sabadell 13 (1-2), pp. 69-87.
- AGUSTÍ, J., MOYA-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 espèces de cricetidés vicariantes dans le Turolien moyen de Fortuna (prov. Murcia, Espagne)*", Geobios 19 (1), pp. 5-11.
- AGUSTÍ, J., FREUDENTHAL, M., LACOMBAT, J.L., MARTÍN, E., NAGELI, C. (1990).- "*Primeros microforaminíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España)*". Rev. Soc. Geol. España, 3, pp. 289-293.
- 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.
- 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, eds.) Ed. Complutense, Madrid, 4, pp. 185-204.
- ALMELA, A., RIOS, J. M. (1955).- "*Mapa geológico de España, hoja de Mula, nº 912, Murcia*". I.G.M.E., Madrid.
- ALMELA, A., Y QUINTERO, J. (1966).- "*El Neógeno de la zona de Guardamar*". Congress, Inter. Neog. Mediterr. Proceed Third ses., Berne (1964) pp. 280-287.
- ALVAREZ, F., (1984).- "*Las Unidades Alpujarrides y Nevado-Filábrides en el Sector Águilas-Mazarrón (Cordilleras Béticas Orientales). In: El borde mediterráneo español: Evolución del Orógeno Bético y geodinámica de las depresiones neógenas*". Granada, pp. 30-32.
- ALVAREZ, F., ALDAYA, F. (1985).- "*Las Unidades de la Zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)*". Estudios Geol., 41, pp. 139-146.
- ALVAREZ, F., (1987).- "*La Tectónica de la Zona Bética en la región de Águilas*". Tesis Univ. Salamanca, 371 págs.
- ALVAREZ, 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.

- ALVAREZ, 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.
- ARANA, V., VEGAS, R. (1974).- "*Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc*". *Tectonophysics*, 24, pp. 197-212.
- ARANA, R. (1983). "*Los minerales de la región murciana. Síntesis, distribución geográfica y génesis*". Univ. Murcia, 1983, 356 p.
- ARMILLO, R. (1978).- "*La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne) Etude tectonique et microtectonique*". Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VII, 99 págs.
- 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., 2, 403-414.
- AZÉMA, J., BODENHAUSEN, W. A., FERNEX, F., SIMON O. J. (1965).- "*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. (1966).- "*Geologie des confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)*". *Bull. Soc. Geol. France* (7),8, pp. 80-86.
- AZEMA, J. (1967).- "*Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne)*". Thèse Sc., Univ. P. Et M. Curie, Paris, VI, 395 págs.
- BAENA, J., JEREZ, L. (1982).- "*Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética. (s. str.)*". Colección-Informe. Instituto Geológico y Minero de España.
- BAENA, J., BARRANCO, L. M., BARDAJÍ, T., ESTÉVEZ, A., GOY, J. L., RODRIGUEZ, T., SANZ DE GALDEANO, C., SILVA, P. G., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1993).- "*Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de fallas de la Región de Murcia E. 1:200.000 y 1:100.000. IGME-CARM*", Madrid, 99págs.
- BAENA, J., ALVAREZ, 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.
- BALANYÁ, C. J., GARCIA-DUEÑAS, V. (1987).- "*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., GARCIA-DUEÑAS, V., AZAÑÓN, J. M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997).- "*Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)*", *Tectonics* 16, pp. 226-238.

- BANDA, E. (1979).- "*Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas*". Tesis Doctoral. Univ. Barcelona, 235 págs.
- BANDA, E., UDIAS, A. (1979).- "*Sondeos sísmicos profundos en España. Estructura de la región Bética Oriental*". *Tecniterrae*, 27, pp. 34-41.
- BANDA, E., ANSORGE, J. (1980).- "*Crustal structure under the Central and Eastern part of the Betic Cordillera*". *Journ. Geophys. Res. Astr. Soc.*, 63, pp. 515-532.
- BARDAJÍ, T., CIVIS, J., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1986).- "*Geomorfología y estratigrafía de las secuencias marinas y continentales de la Cuenca de Cope (Murcia, España)*". In: F. LOPEZ-BERMUDEZ., J.B., THORNES (Eds). *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. I. G. U., Univ Murcia y Bristol, pp. 11-16.
- BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C. (1987).- "*Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain*". *Trab. Sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, pp.79-93.
- BARDAJÍ, T., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C., DABRIO, C. J. (1988).- "*Small scale sea level changes on the análisis of Pleistocene coastal deposits in the SE Iberian Peninsula*". Abstract, Int. Workshop in Fan-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 chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)*". *Geodinámica Acta* 8, pp. 112-126.
- BEDU, P., (1988).- "*Evolution des environnements sédimentaires dans un couloir de décrochement: les bassins néogènes du domaine bétique oriental (Espagne)*". These Univ. Caen.
- BELLON, H., (1976).- "*Séries magmatiques néogènes et cuaternaires du pourtour de la Méditerranée Occidentale, comparées dans leur cadre géochronométrique*". Implications géodynamiques. Thèse Sc., Univ. Orsay, 367 págs.
- BELLON, H., BORDET, P., MONTENAT, CH. (1983).- "*Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale)*". *Bull. Soc. Géol. France* (7), 24,pp.205-217.
- BLUMENTHAL, M. (1950).- "*Eine Uebersicht über die tektonische Fenster der Betischen Cordilleren Libro Jubilar*" , 1848-1949, I.G.M.E., I, pp 237-313
- BOOGAARD, M. v.d., (1966).- "*Post- Carboniferous Conodonts from south-eastern Spain*". *Kon. Nederlandsche Akad. Wetensch. Proc. ser. B.* vol.69, pp.1-8.

- BOOTH-REA, G. GARCÍA DUEÑAS, V. (1999).- "*Estructuras extensionales en las Unidades Alpujárrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)*". *Geogaceta*, 25, pp. 39-41.
- BOOTH-REA, G. (2001). "*Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán*". PhD. Thesis, Granada Univ., Granada, Spain, 239 págs..
- BOOTH-REA, G., GARCÍA-DUEÑAS, V., AZAÑÓN, J. M. (2002).- "*Extensional attenuation of the 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., MARTINEZ-MARTINEZ, 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., AUGIER, R., SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (en prensa). "*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.
- BOOTH-REA, G., AZAÑÓN, J. M., GARCÍA-DUEÑAS, V. (2002). "*Uppermost-Tortonian to present decollement 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.
- BORDET, P., HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F. D., MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "*Succession des événements magmatiques néogènes dans les Cordillères Bétiques orientales*". Resumes communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics". Barcelona, pp.11-15.
- BRAGA, J. C., MARTÍN, J. M., (1987).- "*Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trias superior alpujárride*". Cuadernos Geol. Ibér., 11, pp. 459-473.
- BOUSQUETT, J. C. (1979).- "*Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain*". *Tectonophysics*, 52, pp. 277-286.
- CALVO, J. P. (1981).- "*Los yacimientos de diatomita en España*". *Bol. Geol. Minero*, 92, pp. 274-284.
- 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.
- CALZADA-BADIA, S. (1978).- "*Gasterópodos tortonienses de Archena (Murcia)*". *Estud. Geol.*, 34, pp. 299-307.
- CALZADA-BADIA, S. (1978).- "*Braquiópodos tortonienses de Murcia*". *Estud. Geol.*, 34, pp. 351-358.

- CAPEDRI, S., VENTURELLI, G., DI BATTISTINI, G. (1982).- "*The ultrapotassic rocks of the Betic Cordillera, Spain*". Terra Cognita, 2, 3, 212 págs.
- CASTROVIEJO, R.; NODAL, T.; PODWYSOCKI, M. H.; INSÚA, M. (1991). "*Mineralizaciones subvolcánicas (Au-Ag-Sn-sulfuros polimetálicos) y hallazgo de afloramientos de pórfidos tonalíticos neógenos en al Sierra de Lomo de Bas (Murcia)*". Bol. Soc. Esp. Min., 14, 183-200.
- 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 néogène dans la partie orientale des Cordillères Bétiques*". 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 (Southeastern Spain)*". Geodinámica Acta, 3, pp. 37-51.
- 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.
- DELGADO, F., ESTÉVEZ, A., MARTÍN, J. M., MARTÍN-ALGARRA, A. (1981).- "*Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordillera Bética)*". Estudios Geol., 37, pp. 45-57.
- DIAZ, A., GOMEZ-PUGNAIRE, M. T., PUGA, E., TORRES-ROLDÁN, R. (1979).- "*Igneous and metamorphic proceses in the geotectonic evolution of the Betic ordilleras (Southern Spain)*". Cuad. Geol., 8-9, pp. 37-60.
- DIAZ DEL RIO, V., REY, J. (1986).- "*Continental shelf morphotectonic features of the Betic basement of the Mar Menor*". Rap. CIESM v. 30, nº 2, 76 págs.

- DINARÉS-TURRELL, J., ORTÍ, F., PLAYA, 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.
- DURAND DELGA, M. (1960).- "*Introdución à la séance sur les Cordillères Bétiques*". *Bull.Sc. Géol. France* (7), T, III, pp. 236-266, Paris.
- DURAND DELGA, M. (1980).- "*La Méditerranée occidentale: etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celli-ci*". *Mém. Soc. Geol. France.*, 10, pp. 203-224.
- EGELER, C. G. (1963).- "*On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras*". *Geol. Rundschau*, 53, pp. 260-269.
- EGELER, C. G., SIMON, 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., SIMON, O. J. (1969 b).- "*Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures*". *Geol Mijnbouw*, 48 (3). pp. 296-305.
- EGELER, C. G., KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., MONTENAT, CH., PIGNATELLI, R., RONDEL, H. E.(1974) I.G.M.E. "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja nº 954 (Totana)*".
- 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. (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. (1964).- "*Essai de corrélation des Unités Bétiques sur la transversale de Lorca-Aguilas*". *Geol. Mijnb.*, 43 pp.326-330.
- FERNEX, F. (1964).- "*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 (Espagne meridionale)*". *Bull. Soc. Géol. France*, 7,pp. 203-211.
- FERNEX, F. (1968).- "*Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas. (Cordillères Bétiques, Espagne meridionale)*". *These, Univ. Paris*, 983 págs.
- FERNEX, F., MAGNE, J.(1969).- "*Essai sur la paléogéographie des Crdilleres Bétiques orientales*". *Bol. Geol. y Min.*, 81, pp. 203-211.

- FORNACIARI, E., RIO, D. (1996).- "*Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*". *Micropaleontology*, 42, 1-19.
- FRANCO, A. (1996).- "*El alumbre del Reino de Murcia. Una historia de ambiciones, intrigas, riqueza y poder*". Biblioteca de Estudios Regionales, nº 18. Real Academia Alfonso X el Sabio. Murcia.
- FRIZON DE LAMOTTE, D., ANDRIEUX, J., GUÉZOU, J. C., (1991).- "*Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques*". *Bull. Soc. géol. France* 162 (4), pp. 611-626.
- FUSTER, J. M., IBARROLA, E. (1952).- "*Estudio petrográfico y genético de las andesitas cordieríticas de la zona volcánica del Mar Menor (Murcia)*". *Estudios Geol.*, 8, pp. 245-299.
- FUSTER, J. M., GASTESI, P. (1964).- "*Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Barqueros (prov. de Murcia)*". *Estudios Geol.*, 20, pp. 299-314.
- FUSTER, J. M., GASTESI, P., SAGREDO, J., FERMOSE, M. L. (1967b).- "*Las rocas lamproíticas del sureste de España*". *Estudios Geol.*, 22, pp. 35-69.
- GARCIA-CORTES, A., MANSILLA, H., QUINTERO, I. (1991).- "*Puesta de manifiesto de la Unidad Olistrotrómica del Mioceno Medio, en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante)*". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. Vol. 102-4.pp. 524-535.
- GARCIA-DUEÑAS, V., BALANYÁ, C. J., Y MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. (1992).- "*Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications*". *Geo-Mar. Lett.* 12 pp. 88-95.
- GARCIA-TORTOSA, F. J., LOPEZ-GARRIDO, A. C., SANZ DE GALDEANO, C. (2000). "*Présence du complexe tectonique Malaguide à l'est de Carthagène, (zone interne Bétique, Espagne)*". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 139-146.
- GARCIA-TORTOSA, F. J., LOPEZ-GARRIDO, A. C., SANZ DE GALDEANO, C. (2000).- "*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.
- GARCIA-TORTOSA, F. J., LOPEZ-GARRIDO, A. C., SANZ DE GALDEANO, C. (2000).- "*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 Alpujarride y Almágride en la Sierra de Almagro (Almería, España)*". Revista de la Sociedad Geológica de España.
- GARCIA-VEIGAS, J., ORTÍ, F., ROSELL, L., INGLES, 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.
- GAUYAU, F. (1977).- "*Étude Géophysique dans le levant espagnol (entre Alicante et Totana). Le problème du prolongement de l'accidents d'Alhama de Murcia*". Thèse d'état. Univ. de Langedoc. Acad. De Montpellier.
- GEEL, T. (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.
- GONZÁLEZ-CASAL, I. (1996).- "*El sector minero en la región murciana*". Industria Minera, 328, 58-63.
- GOY, J. L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L. (1986).- "*Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España): en control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas*". Est. Geol., 42, pp.439-443.
- GOY, J. L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C. J. (1989).- "*Litoral Béticas Orientales (Alicante, Murcia, Almería)*". In: C. ZAZO, C.J. DABRIO, y J.L. GOY (ed.), Libro Guía. Excursión B-I: Litoral Mediterráneo. 1ª Reunión del Cuaternario Ibérico, Madrid. Secretariado de Publicaciones de la E.T.S. Ingenieros Industriales, Madrid. 99 págs.
- GOY, J. L., ZAZO, C., SOMOZA, L., DABRIO, C. J. (1989).- "*The neotectonic behaviour of the Lower Segura River Basin during the Quaternary. Paleogeographical meaning of the "Conglomerates of the Segura"*". Bull. INQUA Neotectonic Comm., 12, pp. 14-17.
- GOY, J. L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSE, C., HILLAIRE-MARCEL, C. (1993).- "*Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne*". Geodinamica Acta, 6 (2) pp.103-119.
- GUERRERA, F., MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTIN, M. Y PUGLISI, D. (1997).- "*The Oligo-Miocene geodynamic evolution of the Internal Zones of the eastern Betic Cordillera: new data from turbiditic successions*". - Interim Colloquium R.C.M.N.S. Catania, Program and Abstracts, 67-68.
- GUERRERA, F., MARTÍN-ALGARRA A., MARTÍN-MARTIN, M. Y PERRONE, V. (1993).- "*Late Oligocene-Miocene syn/late-orogenic successions in the western and central Mediterranean chains from the Betic Cordillera to the southern Apennines*". Terra Nova, 5, 524-544.

- GUILLÉN-MONDEJAR, F., (1994).- "*La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos básicos*". Tesis. Doctoral Univ. Murcia.
- GUILLÉN-MONDEJAR, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ARANA, R. LOPEZ-AGUAYO, F. (1995).- "*Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)*". Geogaceta, 17, pp39-42.
- GUILLÉN-MONDEJAR, F., RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., ARANA, R. LOPEZ-AGUAYO, F. (1995).- "*Historia geológica de la cuenca de Lorca (Murcia): influencia de la tectónica en la sedimentación*". Geogaceta, 18, pp. 30-33.
- GUILLÉN-MONDEJAR, F., ARANA, R., FERNÁNDEZ, M^a, T., LOPEZ-AGUAYO, F., MANCHEÑO, M. A., PEREZ-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-MONDEJAR, F., MANCHEÑO, M. A., ARANA, R., LOPEZ-AGUAYO, F. (1996).- "*La evolución de los minerales de arcilla en la cuenca de Lorca (Murcia)*". Geogaceta, 19, pp. 121-123.
- HERMES, J. J. (1985).- "*Algunos aspectos de la estructura de la zona subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional)*".- Est. Geol., 41,157-176.
- HERNÁNDEZ, J., LAROUZIERE, F. D., BOLZE, J., BORDET, P. (1987).- "*Le magmatisme néogène bético-ri-fain et le couloir de décrochement trans-Alboran*". Bull. Soc. Geol. France, T. III, n° 2, pp. 257-267.
- 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.
- HSÚ, 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.
- IGME.- "*Los Minerales y Rocas de Aplicación Industrial en España*". Servicio de Publicaciones del Ministerio Industria. Madrid. 1976.
- IGME.- "*Programa Nacional de Exploración de Lignitos. Volumen IV. Zona n° 6: Béticas (incluida Baleares)*". Colección Informe. Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria. Madrid, 1984.
- IGME.- "*Mármoles de España*". Madrid, 1985.
- ITGE.- "*Guía para la Investigación de los recursos minerales en España*". Madrid, 1998.
- ITGE-CPTOP.- "*Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia*". ITGE, Madrid, 1993.

- 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., GARCIA MONZÓN G., (1974).- "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja n° 912 Mula*". I.G.M.E., Madrid.
- 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, CH., PIGNATELLI, R. EGELER, C. G. (1972 a) I.G.M.E.- "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja n° 933 (Alcantarilla)*".
- KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., BAENA, J. VELANDO, F., GARCIA-MONZÓN, G., PAQUET, J. Y RONDEEL H. E. (1972b) I.G.M.E.- "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja n° 932 (COY)*".
- KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E., (1973).- "*Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain*". Estudios Geológicos, v. XXIX, pp. 209-222.
- KAMPSCHUUR, W., LANGENBERG, C. W., RONDEL, H. E., ESPEJO, J., CRESPO, A., PIGNATELLI, R. (1974c) I.G.M.E.- "*Mapa geológico de España, e: 1:50.000, Hoja n° 953 (Lorca)*".
- KAMPSCHUUR, W., RONDEL, H. E. (1975).- "*The origin of the Betic Orogen, Southern Spain*". Tectonophysics, 27 pp. 39-56.
- KOZUR, H., SIMON, 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., MULDER-BLANKEN, C., SIMON, 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.
- KRIGSMAN, W., GARCÉS, M., AGUSTI, 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 lamproïtes du bassin de Mazarron (Espagne)*". C. R. Acad. Sc. Paris, 296, pp. 1071-1074.
- LAROUZIERE, F. D. DE (1985).- "*Evolution tectonosédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Honojar et de Mazarron (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*". Thèse Geol. Univ. Paris VI, 316 págs.
- LAROUZIERE, F. D. DE MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P., GRIVEAUD, P. (1987).- "*Evolution simultanée de bassins 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.

- LEBLANC, D., OLIVIER, P. H. (1984).- "*Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny*". Tectonophysics, 101, pp. 345-355.
- LEYVA, F., MATAS, J. Y RUIZ-MONTES M. (1968).- "*El manganeso de La Fuensanta (Lorca, Murcia): Ejemplo de mineralización volcágénico-sedimentaria en el Paleozoico del Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas)*". Bol. Geol. Y Min., t. XCVII-II. pp.165-193.
- LILLO, M. J. (1986).- "*Consideraciones sobre los niveles eutirrenienses en la región de Murcia*". En: Estudios sobre Geomorfología del Sur de España. Edit. Univ. de Murcia, pp. 87-91.
- LOISEAU, J. (1988).- "*Le segment Archena-Mula de l'accident Nord-Bétique (Espagne): ses relations avec la sédimentation néogène et implications structurales*". Thèse Univ. Paris XI-Orsay. 192 págs.
- LOISEAU, J., OTT D'ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1990).- «*Le sector D'Archena –Mula. In: Les Basins Néogènes du domaine bétique oriental*". Tectonique et sédimentation dans un couloir de décrochement (C. Montenat, Ed.), Doc. Et Trav. IGAL, 12-13, pp. 287-301.
- LONERGAN, L. (1991).- "*Structural evolución of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain*". Phil. D. Thesis Univ. Oxford, Oxford, England, 154 págs.
- LONERGAN, L. (1993).- "*Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of de Betic Cordillera, Southeast Spain*". Tectonics, 12, 2, pp. 460-476.
- LONERGAN, L., PLATT, J. P. Y GALLAGHER, L. (1994).- "*The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain*". J. Struct, Geol.,16, pp. 175-188.
- LONERGAN, L., Y SCHREIBER, B. C. (1994).- "*Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain*". J. Geol. Soc. London, 150, pp.719-727.
- LOPEZ-RUIZ, J., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980).- "*La región volcánica neógena del Sureste de España*". Estudios Geol., 36, pp. 5-63.
- LOPEZ-RUIZ, J., RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1984).- "*El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. En: El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas*". Informe Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.
- LUKOWSKI, P. (1988).- "*Evolution tectonosédimentaire du bassin neogène de Fortuna (Cord. Bétiques Orientales, Espagne)*". Tesis Geodiffusion, Mem. N° 1, París, 403 págs.
- 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 España area (Betic Cordilleras, Spain)*". Estudios Geol., 35, pp.109-117.
- 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.
- 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-MARTIN, 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-MARTIN, M. (1996).- "*El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España). Estratigrafía y Evolución Paleogeográfica*". Tesis Doctoral Univ. Granada", 97 págs.
- MARTÍN-MARTIN, 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-MARTIN, M., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., SERRA-KIEL, J. (1997b).- "*La formación As, datée de L'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités Malaguides supérieures de la Sierra Espuña (Zones Internes Bétiques, Province de Murcie, Espagne)*". C. R. Acad.Sci. Paris, 325, pp. 861-868.
- MARTÍN-MARTIN, M., SERRA-KIEL, J., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., SERRANO F., (1998).- "*Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie*". C. R. Acad. Sci. Paris, 326, pp. 35-41.
- MARTÍN-PÉREZ, J. A. (1997).- "*Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (sector oriental)*". Tesis Doctoral Univ. Granada, 329 págs.
- MARTINEZ-DIAZ, J. J., HERNÁNDEZ-HENRILE, 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.
- MARTINEZ-DIAZ, J. J., HERNÁNDEZ-HENRILE, 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.
- MARTINEZ-DIAZ, J. J., HERNÁNDEZ-HENRILE, J. L. (1992).- "*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.

- MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. Y AZAÑON J. M. (1997).- "*Mode of extensional tectonics in the south-eastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system*". *Tectonics*, Vol,16 Nº 2, pp. 205-225.
- MARTINEZ DEL OLMO, W. (1978).- "*El Mediterráneo Occidental. Esquema geológico*". 1^{er} Seminario de Tectónica Global Madrid.
- MARTINEZ DEL OLMO, W., LERET, G., SUAREZ, J. (1985).- "*Frentes de olistolitos intramiocenos en el Prebético oriental*". *Trabajos de Geología*, 15, pp. 147-151.
- 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.
- MEGIAS, A. G., LERET, G., MARTINEZ, W., SOLER, R. (1980).- "*La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas. Análisis tectonosedimentario*". *Acta Congr. Esp. Sedim. Salamanca*.
- MOLIN., D. (1980).- "*Le volcanisme miocène du SE de l'Espagne (province de Murcia et Almería)*". Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris VI.
- 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 Cordillères bétiques*". Essai de synthèse stratigraphique et 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, Espagne méridionale)*". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, D, pp. 519-522.
- MONTENAT, C. (1977).- "*Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales (Espagne))*". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 299 pp. 343-346.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1985).- "*Genèse et evolution de bassins sédimentaires dans une bande de décrochements en compression. L' exemple des bassins néogènes bétiques (Espagne)*". *Inst. Géol. Albert de Lapparent*, 31 págs.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. (1988).- "*Modalités de structuration synsédimentaire des bassins néogènes des Cordillères bétiques orientales*". Résumés communicatios, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 34 págs.

- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. Y DELORT, T. (1991).- "*Le bassin de Lorca, in C. Montenat (Ed.), Les bassins néogènes du Domaine bétique orientale (Espagne)*". DOC. ET Trav. IGAL, Paris, 12-13, pp. 261-280.
- 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.
- NAVARRO, A., TRIGUEROS, E. (1966).- "*Mapa geológico a escala 1:200.000 de la provincia de Murcia*". IGME.
- NAVARRO-VILA, F., ALVAREZ, 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.
- NIETO, F., VELLILA, 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. (1975).- "*The Lead-Zinc and Associated ores of la Union, Sierra de Cartagena, Spain*". Econ. Geol., 70, pp. 1259-1270.
- 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.
- 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.
- OTT D' ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1985).- "*Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène*". C. R. Acad. Sci. Paris, T. 300, série II, n° 8, pp. 363-368.
- OTT D' ESTEVOU, P., MONTENAT, C. (1988).- "*Cadre et environnement structuraux des bassins néogènes du domaine bétique oriental: implications géodynamiques*". Résumés communications, Symposium "Geology of the Pyrenees and the Betics", Barcelona, 11-15, 33 págs.
- OTT D' ESTEVOU, P., MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F. D. (1988).- "*Cuencas sedimentarias en regimen transcurrente en la Zona Bética*". - II Cong Geol España Simposios, pp. 163-172.

- OVEJERO, G., JACQUIN, J. P., SERVAJEAN, G., (1976).- "*Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)*". Bull. Soc. géol. France, 18, pp. 619-633.
- 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.
- PAVILLON, M. J., (1966).- "*Sobre el paso lateral del Trias de "cobertera" al Trias metamórfico de la región oeste de Cartagena (Cordillera Bética, España)*". Not. Y Com. Inst. Geol. Min. España, 91, 71 págs.
- PAVILLON, M. J., (1969).- "*Anályses stratigraphique et tectonique dans les sierras de Carthagène et de Portmán, Espagne. Contribution à l'histoire paléogéographique des zones internes des cordillères Bétiques*". Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. XI (1), pp. 77-100.
- PERMANYER, A., BARANGUER, R., LUGARDON, B., (1994).- "*Oil shale characterization in Messinian pre-evaporitic sediments from the Lorca basin (south-east Spain)*". Bull. Cent. Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine 18. pp. 135-149.
- PÉREZ LÓPEZ A., 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*".
- PIERRE, C., ROUCHY, J. M. Y BLANC-VALLERON, M. M. (2002).- "*Gas hydrate dissociation in the Lorca Basin (SE Spain) during the Mediterranean salinity crisis*". Sedimentary Geology 147, pp 247-252.
- 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.
- PLAYA, 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.

- REGUEIRO, M.; CALVO-SORANDO, J. P. (1997).- "*El yeso. Geología y yacimientos en España*". Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidrio, **36**, 563-569.
- REGUEIRO, M. (1998).- "*Investigación y desarrollo en las rocas y minerales industriales*". X Cong. Int. Min. Met., Valencia, junio'98, vol **3**, 523-535.
- REY, J., MARTINEZ-GALLEGO, S., VERA, J. A. (1990).- "*La Formación Marín: redeposición de material jurásico durante el Mioceno (Zona subbética)*". Geogaceta, **8**, pp. 94-97.
- 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,
- ROBLES SEVILLA, J. (1991).- "*Las rocas ornamentales en la Región de Murcia*". Minería y Siderurgia, nº **5**, 4º trimestre.
- RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1973).- "*Estudio pttrogenético del vulcanismo terciario de Cartagena y Mazarrón (SE de España)*". Tesis Doctoral. UnIV. Complutense de Madrid, 177 págs.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1986).- "*La Neotectónica en la región de Murcia y su incidencia en la ordenación del territorio*". I Jornadas de Estudio del Fenómeno sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio, Murcia.
- RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T., LILLO, M. J. (1986).- "*Los movimientos horizontales y verticales recientes y su incidencia en la geomorfología del litoral comprendida entre las Sierras de las Moreras (Murcia) y la de Almagrera (Almería)*". En: Jorn. de est. Del fenom. Sísmico y su inc. En la Ord. ETR. Edit. F. LOPEZ-BERMUDEZ, J. B. THORMES, pp. 339-363.
- RODRIGUEZ-ESTRELLA, T., MANCHEÑO, M. A., GILLEN-MONDEJAR, F., LOPEZ-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.
- ROLDAN, F., GARCIA-CORTES, 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.
- ROS, M. J.- "*Guía Ambiental de la minería en la Región de Murcia*". Universidad de Murcia (1999).
- ROUCHY, J. M. (1981).- "*La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée*". Thèse Sci. Paris, 295 págs.
- ROUCHY, J. M., (1982).- "*La genèse des evaporites messiniennes de Méditerranée*". Mus. Nat. Hist. Nat. Mem. **50**, pp. 1-267.

- ROUCHY, J. M., TABERNER, C., BLANC-VALLERON, M. M., SPROVIERI, R., RUSSELL, M., PIERRE, C., DI ESTEFANO, E., PUEYO, J. J., CARUSO, A., DINARES-TURELL, J.- GOMIS-COLL, E., WOLF, G. A., CESPUGLIO, G., DITCHFIELD, P., PESTREA, S., COMBOURIEU-NEBOUT, N., 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 MONTES, M. (2000).- "*Mapa Metalogenético de la Región de Murcia. (Escala 1: 200.000)*". IGME y Conserjería de Tecnologías, Industria y Comercio de la Región de Murcia.
- RUIZ MONTES, M. (2000).- "*Bases para una política minero-ambiental en la Región de Murcia*". IGME y Conserjería de Tecnologías, Industria y Comercio de la Región de Murcia.
- 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.
- SANTISTEBAN, C. (1981).- "*Petrología y sedimentología de los materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoría de la crisis de salinidad*". Tesis Doct. Univ. Barcelona, 725 Págs.
- SANTISTEBAN, C., TABERNER, C. (1983).- "*Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna basin, SE Spain*". Journée Geol. Soc. London, 140: pp. 401-411.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).- "*Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*". Estudios geol. 39, pp. 157-167.
- SANZ DE GALDEANO, C., RODRÍGUEZ-FERNANDEZ, J., LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1990).- "*Les Cordillères Bétiques dans le cadre géodynamique néoalpin de la Méditerranée Occidentale*". Riv. It. Paleont. Strat., 96, 2-3, pp. 191-292.
- SANZ DE GALDEANO, C., VERA, J. A. (1992).- "*Stratigraphic record and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain*". Basin Research, 4, 21-36.
- SANZ DE GALDEANO, C. (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., DELGADO, F. Y LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1995b).- "*Estructura del Alpujarride y del Maláguide al NW de Sierra Nevada (Cordillera Bética)*". Rev.Soc.Geol. España, 8, pp. 239-250.
- SANZ DE GALDEANO, C., LOPEZ-GARRIDO, A.C., GARCIA-TORTOSA, F. J., DELGADO, F. (1997).- "*Nuevas observaciones en el Alpujarride del sector centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (Murcia)*". Consecuencias paleogeográficas. Estudios Geol., 53, pp. 345-357.
- SANZ DE GALDEANO, C., LOPEZ-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., MARTÍN-MARTIN, M. Y ESTÉVEZ, A. (2000).- "*Unidades tectónicas y estructura del sector meridional de Sierra Espuña (Cordillera Bética, Murcia)*". Estudios Geol., 56: 269-278.
- SANZ DE GALDEANO, C., ANDREO, B., GARCIA-TORTOSA, F. Y LOPEZ-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.
- SEGURA, V. (1998).- "*La minería de las rocas ornamentales en España*". X Cong. Int. Min. Met. Valencia, junio'98, vol 3, 537-544.
- SERRA-KIEL, J., MARTÍN-MARTIN, M., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-PÉREZ, J. A., TOQUELLA, J., FERNÁNDEZ-CANADELL, 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. (1992).- "*Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los aluviales cuaternarios de la Depresión tectónica del Guadalentín (Murcia, SE España)*". Geogaceta, 11, pp. 67-70.
- SILVA, P. G., GOY, J. L., ZAZO, C. (1992).- "*Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama*". Geogaceta, 12, pp. 7-10.
- SILVA, P. G., GOY, J. L., SOMOZA, L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T. (1993).- "*Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southern Spain*". Tectonophysics 224. pp.289-303.
- SILVA, P. G. (1994).- "*Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*". Tesis Doctoral U.C.M., 789 págs.
- 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.
- SIMON, O. J. (1963).- "*Geological investigations in the Sierra de Almagro, south-eastern Spain*". Thesis. Amsterdam, 164 págs.
- SIMON, O. J. (1964).- "*The Almagro Unit: a new structural element in the Betic Zone?*". Geol. Mijnbouw, 43, pp. 331-334.
- SIMON, O. J. (1966).- "*The age of the conodont-bearing carbonate rocks from the Sierras de Carrascoy, de Almagro and Alhambilla and the Zarcilla de Ramos region (SE, Spain)*". Proc. Kon. Ned. Akad. V. Wetensch., B-69, pp. 9-19.
- SIMON, O. J. (1966).- "*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.
- SIMON, O. J. (1967).- "*Note préliminaire sur la géologie des Sierras de Carrascoy, de Orihuela et de Callosa de Segura (provinces de Murcia et d'Alicante, Espagne)*". C. R. Somm. Soc. Géol. France, f. 2, pp. 42-44.
- SIMON, O. J., WESTERHOF, A., RONDEEL, H. (1976).- "*A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zona bétique (Espagne méridionale); implications géodynamiques*". Bull. Soc. géol. France, t. XVIII, n° 3, pp.601-605.
- SOLER, R., MARTINEZ DEL OLMO, W., MEGIAS, A. G., ABERGER, J. A. (1983).- "*Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español*". Mediterránea Ser. Geol. N° 1 pp.71-82.
- SOMOZA, L. (1989).- "*El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (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.
- TENT-MANCLUS, J. E. (1998).- "*El terciario del sector comprendido entre Zarzadilla de Totana y Bullas (Zonas externas béticas orientales, SE de España). Estratigrafía y evolución geodinámica*". Tesis de Licenciatura. Univ. Granada , 131 págs (ined).
- SOTO J. I., COMAS M. C., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ J. M., SÁNCHEZ-GÓMEZ M., BOOTH-REA, G. (2002).- "*Morfología y Estructura de los Márgenes de Mazarrón y Palomares (SE España)*". 3º Asamblea de la Asociación Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Valencia.

- TENT-MANCLUS, J. E., MARTÍN-MARTIN, M., Y ESTEVEZ, A. (2000).- "*El Complejo caótico El Francés: una melange de colisión del Subbético*". Geotemas 1 (2), pp. 267-271.
- TENT-MANCLUS, J. E., ESTEVEZ, A., MARTÍN-MARTIN, 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-MARTIN, 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.
- VEGAS, R., BARRANCO, L. M., VAZQUEZ, J. T. (1987).- "*Tectónica de bloques en el SE de España : Aplicación de la teledetección a un límite de placas de tipo intracontinental*". Geogaceta, 3., pp. 17-19.
- 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.
- VENTURELLI, G., CAPEDEI, S., DI BATTISTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L. N., CELESTINI, S. (1984).- "*The ultrapotassic rocks from southeastern Spain*". Lithos., 17, pp. 37-54.
- 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.
- VILAR, J. B.; EGEA, P. M. (1990).- "*La minería murciana contemporánea (1840-1930)*". Caja-Murcia, Murcia.
- VILAR, J. B.; EGEA, P. M.; FERNÁNDEZ, J. C. (1991).- "*La minería murciana contemporánea (1930-1985)*". ITGE, Madrid.
- 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.
- ZAZO, C., GOY, J. L., SOMOZA, L., BARDAJÍ, T., DABRIO, C. J. (1987).- "*Recent Quaternary marine levels in Peninsular Spain*". State of knowledge and discussion. Trabajos sobre Neog-Cuaternario C. S: I. C., 10, pp. 7-31.
- ZAZO, C., GOY, J. L. (1989).- "*Sea level changes in the Iberian Peninsula during the last 200.000 years*". In: d. Scoot., P. Pirazzoli., G. Honing, (ed). "*Late Quaternary correlations and applications*". Kluwer Academic Publis., 256, pp. 257-262.



MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN



Instituto Geológico
y Minero de España