

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

LORCA

El Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Edición Digital, Hoja nº 953 (Lorca), ha sido elaborado en el marco del Convenio de Colaboración suscrito entre la Consejería de Obras Públicas y Ordenación del Territorio de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia y el Instituto Geológico y Minero de España

Esta Hoja Geológica y su Memoria correspondiente, ha sido realizada por CONSULNIMA Consultoria e Ingeniería Ambiental, bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

Dirección y supervisión:

F. J. Roldán García (IGME)

F. Nozal Martín (IGME)

Autores:

Cartografía Geológica y Memoria

G. Booth-Rea (U. de Granada)

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

Cartografía Geomorfológica y Memoria

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

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

J.L. Goy Goy (U. de Salamanca)

C. Zazo Cardeña (CSIC)

F. M. González-Hernández (U. de Salamanca)

I. Picón Cabrera (U. de Salamanca)

Tectónica, petrología, geología económica y puntos de interés geológico

G. Booth-Rea (U. de Granada)

Hidrogeología

R. Aragón Rueda (IGME)

J. Hornero Díaz. (IGME)

Paleontología

L. F. Granados y Granados (CADÓMICA)

J. A. Martín Pérez. (CADÓMICA)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	13
1.2. MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES.....	13
2. ESTRATIGRAFÍA.....	20
2.1. ESTRATIGRAFÍA DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) O DE LAS ZONAS INTERNAS EN EL ÁREA DE LORCA.....	20
2.1.1. Diques de rocas toleíticas terciarias (1)	20
2.1.2. Complejo Alpujárride.....	20
2.1.2.1. Esquistos y cuarzoesquistos (2). Paleozoico. Mármoles calizos (3). Triásico. Unidad Pintada	26
2.1.2.2. Esquistos de grano fino grafitosos (4). Paleozoico. Cuarzitas, cuarzoesquistos, y esquistos de grano fino (5). Pérmico. Esquistos de grano fino de tonalidades azuladas o verdosas (6). Triásico Inferior. Mármoles calizos y dolomíticos (7). Triásico Medio-Superior. Unidad Cortada	26
2.1.3. Complejo Maláguide	28
2.1.3.1. Unidades Maláguides Inferiores.....	28
2.1.3.1.1. Metagrauvacas verdosas (8). Devónico-Carbonífero. Filitas violáceas, verdosas y cuarcitas (9). Pérmico-Triásico Inferior. Dolomías grises, oscuras, mármoles. (10). Triásico Medio-Superior. Unidad de Aledo	29
2.1.3.1.2. Pizarras verdosas, grauvacas, conglomerados y silexitas (11). Devónico-Carbonífero. Pizarras rojas, conglomerados y cuarcitas (12). Pérmico-Triásico Inferior. Dolomías oscuras, grises, calizas tableadas (13). Triásico Medio-Superior. Unidad del Morrón Largo	31
2.1.3.2. Unidades Maláguides Superiores.....	31
2.1.3.2.1. Filitas verdosas, silexitas, grauvacas de tonos	

	marrón-verdoso y calizas alabeadas (14). Ordovícico-Carbonífero. F. Morales, Santi Petri (Calizas Alabeadas), Falcoña y Almogía	32
2.1.3.2.2.	Conglomerados, areniscas, y arcillas rojas (15). Margas blancas, arcillas y yesos (16). Dolomías y calizas (17). Pérmico-Triásico. Formación Saladilla.....	35
2.1.3.3.	Dolomías (18). Hettangiense. Calizas grises (19). Jurásico Inferior-Medio. Conglomerados calcáreos cementados (20). Luteciense Superior. Margas y margas arcillosas de color ladrillo (21). Bartonense. Cobertera sedimentaria post-Triásica del Complejo Maláguide y del Dominio cortical de Alborán	36
2.2.	DOMINIO SUBBÉTICO	37
2.2.1.	Sedimentos Cretácicos	37
2.2.1.1.	Margocalizas y margas blancas (Fm. Carretero) (22). Valanginiense-Barremiense	37
2.2.1.2.	Arcillas, arcillas margosas y margas verdes (Fm. Fardes) (23). Aptiense-Albiense	37
2.2.1.3.	Margas y margocalizas blancas (Fm: Capas Blancas) (24). Cenomaniense-Campaniense	38
2.2.1.4.	Margas y margocalizas de tonos asalmonados (Fm. Capas Rojas) (25). Campaniense-Luteciense	39
2.2.2.	Sedimentación terciaria	40
2.2.2.1.	Margas con yesos y calizas margosas (26). Paleoceno, Eoceno-Ypresiense	41
2.2.2.2.	Margas y margocalizas (27) Eoceno.....	41
2.2.2.3.	Turbiditas carbonatadas. Brechas, calciruditas y calcarenitas localmente calizas bioclásticas.(28) Eoceno Superior-Oligoceno. Margas y margocalizas blancas (29) Eoceno Superior-Oligoceno. Calizas bioclásticas, calizas margosas y margas.(30) Oligoceno superior, Mioceno	42
2.2.2.4.	Margas verdosas y blancas con intercalaciones locales de cherts y olistolitos de rocas subbéticas (31). Mioceno Burdigaliense.....	44
2.3.	RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE LORCA	45
2.3.1.	Margocalizas blancas y verdosas, calcarenitas y conglomerados marinos (32). Burdigaliense Superior-Languense Inferior. USD-I.-Formación Campico de Flores.....	46
2.3.2.	Conglomerados poligénicos rojos de medios fluviales (33) y margas limosas grises, arcillas con yeso y areniscas; facies continentales y medios de transición (34). Langhiense Superior- Serravalliense. USD-II. Formación Carracla.....	48
2.3.3.	Conglomerados marinos alternantes con barras de areniscas	

	lóbulos deltaicos (35). Areniscas con matriz calcárea, megaestratificaciones cruzadas y en artesa (36).	
	Margas limos y arenas margosas; facies de cuenca. (37).	
	Calizas bioclásticas (38). Margas y limos marinos de cuenca (39).	
	Tortoniense Inferior. USD. III.....	49
2.3.4.	Conglomerados rojos (40). Calciruditas y calcarenitas (Fm. Manilla) (41). Alternancia de margas, conglomerados y calciruditas; facies de talud (42). Margas y limos margosos grises; facies de cuenca (Fm. Carivete) (43). Conglomerados con bloques, facies deltaicas y aluviales, violáceos y pardos (44). Calcarenitas, calizas bioclasticas con corales y ostreidos (45). Tortoniense Inferior-Messiniense basal.	
	USD IV: Formaciones Manilla, Carivete y Secanos.	52
2.3.5.	Calciruditas de Aledo, Cherts y margas de la serrata, yesos de la Serrata, conglomerados de Nonihay, Conglomerados de los Peñones. Messiniense. USD V	58
2.3.5.1.	Calcarenitas, arenas y conglomerados (46a). Calcarenitas, calciruditas y arrecifes(46b). Cherts alternantes con margas y calcarenitas (47). Messiniense USD Va	58
2.3.5.2.	Conglomerados, limos y arcillas pardo a rojizos en facies fluviales (48). Yesos (49). Messiniense. USD Vb: Conglomerados de los Peñones , yesos de la Serrata.	61
2.3.6.	Margas amarillas, blancas y verdosas con arenas y conglomerados; calcarenitas (50). Conglomerados con cantos y bloques subbéticos intercalados en margas (51). Messiniense terminal-Plioceno inferior. USD VI: Formación de Torrealvilla.	62
2.3.7.	Margas versicolores alternantes con arenas y conglomerados de procedencia subbética (52) Conglomerados con cantos y bloques subbéticos(53). Plioceno inferior-Pleistoceno inferior. Sistema aluvial marginal de Lébor.	63
2.3.8.	Conglomerados poligénicos cementados y arcillas rojas (54). Sistemas marginales de Espuña (Piedemonte de la Cuenca Neógena de Lorca). Plioceno Superior-Pleistoceno inferior.	65
2.3.9.	Margas blancas, arenas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos (55a). Sistema lagunar-palustre del Saladillo. Plioceno superior-Pleistoceno inferior.....	66
2.4.	CUATERNARIO	68
2.4.1.	Conglomerados, arenas y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos(55). Sistema Fluvial del Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio	69
2.4.2.	Bloques y gravas de procedencia bética cementados	

	verticalizados y con discordancias internas. (56). (conglomerados de rambla). Pleistoceno inferior-medio.	70
2.4.3.	Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementados (57). Calcretas laminares (58). Techo de Piedemonte de España. Pleistoceno medio.	71
2.4.4.	Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas (59). 1º fase deposicional Abanicos aluviales. Pleistoceno medio.	73
2.4.5.	Gravas muy cementadas con bloques dispersos con desarrollo de calcretas masivas (depósitos de Piedemonte). (60) Pleistoceno medio. Gravass y bloques con arcillas. (69) Pleistoceno superior. Gravas y bloques con arcillas. (72) Pleistoceno superior-Holoceno.....	75
2.4.6.	Cantos, bloques y arcillas cementados (Coluviones). (61) Pleistoceno medio.limos, arcillas con cantos y bloques (Coluviones)(70) Pleistoceno superior; (73) Pleistoceno superior-Holoceno.....	75
2.4.7.	Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (62). 2ª fase deposicional Abanicos aluviales. Pleistoceno medio-superior.....	76
2.4.8.	Limos pardos y arenas con niveles de gravas (63). Pleistoceno medio-superior. Glacis.....	78
2.4.9.	Gravas, arenas y arcillas debilmente cementadas (3º fase deposicional Abanicos aluviales con agradación proximal). (64) Pleistoceno superior. Gravass, arenas y arcillas sin cementar.(abanicos aluviales con agradacion distal)(74 y 81) Pleistoceno superior-Holoceno.....	79
2.4.10.	Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (Fondo de valle colgado). (65) Pleistoceno superior y (75) Pleistoceno Superior-Holoceno.	81
2.4.11.	Gravas y arenas con niveles de arcillas (66 ,67 , 68, 71, 78 y 85) terrazas fluviales. Pleistoceno superior, Holoceno y recientes.	81
2.4.12.	Tobas en cascada (76). travertinos de falla. Pleistoceno superior-Holoceno.....	83
2.4.13.	Limos arcillosos (77). Sags ponds. Pleistoceno superior-Holoceno.....	84
2.4.14.	Arcillas y Limos con cristales y efluorescencias de yeso (79). Playa-lakes activos. Holoceno.	85
2.4.15.	Arenas y Arcillas con gravas (80, 86). Cauces y meandros abandonados. Holoceno.....	85
2.4.16.	Limos y arcillas con gravas (Fondo de valle activo) (82) Holoceno. Bloques, gravas y arenas (fondo de rambla y barras activas)(83). Holoceno.....	85
2.4.17.	Limos, arenas y gravas dispersas (84) depósitos de desbordamiento. Holoceno.....	86

2.4.18. Arenas y limos con gravas dispersas (87). abanicos aluviales y bajadas activas. Holoceno.....	87
3. GEOMORFOLOGÍA.....	88
3.1. DESCRIPCIÓN FIOGRAFICA	88
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	89
3.2.1. Estudio morfoestructural	90
3.2.1.1. La Depresión del Guadalentín.....	91
3.2.1.2. La Cuenca de Lorca.....	92
3.2.2. Estudio del modelado	93
3.2.2.1. Formas estructurales	93
3.2.2.2. Formas de ladera	94
3.2.2.3. Formas fluviales	95
3.2.2.4. Formas endorreicas y semiendorreicas.....	100
3.2.2.5. Formas poligénicas.....	101
3.2.2.6. Elementos y Formas de Corrosión-Alteración Química.....	103
3.2.2.7. Formas antrópicas.....	103
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	104
3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA	105
3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL	108
3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas.....	108
3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad.....	110
3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera.....	114
3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.....	115
4. TECTÓNICA	117
4.1. RASGOS ESTRUCTURALES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORAN (DCA) EN EL ÁREA DE LORCA.....	117
4.1.1. Estructura de la Unidad Cortada.....	117
4.1.2. Rasgos estructurales y metamórficos de las Unidades maláguides inferiores.....	121
4.1.2.1. Unidad de Aledo.....	121
4.1.2.2. Imbricaciones superiores, Unidad del Morrón Largo.....	124
4.1.3. Rasgos estructurales y metamórficos de las unidades Maláguides superiores	126
4.1.4. Relación tectónica entre las unidades del DCA en el sector de Lorca (fallas normales de bajo angulo)	128
4.1.4.1. Zona de falla situada a la base de las Unidades Maláguides Superiores.....	131
4.1.4.2. Cizalla extensional a la base de la Unidad de Morrón Largo	133
4.1.4.3. Cizalla a la base de la Unidad de Morrón Largo en Sierra de la Tercia.....	134
4.1.4.4. Zona de falla a muro de las Unidades Maláguides Inferiores.....	137

4.1.5.	Fallas fuera de secuencia en el borde Occidental de Sierra de la Tercia.....	139
4.2.	EXTENSIÓN VERSUS COMPRESIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR-CUATERNARIO EN EL SECTOR DE LORCA. RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN.....	140
4.2.1.	Pliegues neógenos en el sector de Lorca.....	141
4.2.2.	Tectónica extensional	142
4.2.3.	Paleoesfuerzos.....	145
4.3.	TECTÓNICA TRANSCURRENTE EN EL SECTOR DE LORCA, FALLA DE SALTO EN DIRECCIÓN DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)	145
5.	ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA	149
5.1.	METAMORFISMO.....	149
5.1.1.	Metamorfismo en la Unidad Cortada.....	149
5.1.1.1.	Termobarometría de multiequilibrios locales.....	149
5.1.1.2.	Cristaloquímica	150
5.1.2.	Metamorfismo en la Unidad de Aledo	154
5.2.	ROCAS ÍGNEAS	163
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	165
6.1.	COLISIÓN CONTINENTAL Y METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN (EVENTO D1).....	165
6.2.	APLASTAMIENTO DÚCTIL Y EXHUMACIÓN DE LAS UNIDADES SUPERIORES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D2)	166
6.3.	REORGANIZACIÓN CONTRACTIVA DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D3)	171
6.3.1	Formación del Arco de Gibraltar y rifting del Dominio Cortical de Alborán en el retroarco (Evento D4).....	173
6.4.	PLEGAMIENTO TORTONIENSE DE LA CUENCA DE ALBORÁN.	174
6.5.	EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR.....	175
6.6.	FALLAS DE SALTO EN DIRECCIÓN Y TECTÓNICA MESSINIENSE-CUATERNARIA.....	175
7.	GEOLOGÍA ECONÓMICA	176
7.1	RECURSOS MINERALES	
7.1.1	Minerales metálicos y no metálicos.....	176
7.1.1.1.	Mina del Saltador (Sr-(Pb-F-Cu))	176
7.1.1.2.	Mina de Peña Rubia (Pb-Fe)	177
7.1.1.3.	Mina El Moro (Pb-Fe) y Mina San Gabriel (Pb-Cu-Fe).....	177
7.1.1.4.	Rambla de Yechar (F-(Pb)).....	177
7.1.1.5.	Rambla Roja (Cu-Mn-Fe)	177
7.1.1.6.	Coto Felicidad (S)	178
7.1.2.	Minerales energéticos.....	180
7.1.3.	Rocas industriales	180
7.1.3.1.	La Cantera	180

7.1.3.2. Canteras de arcillas	181
7.1.3.3. Canteras de gravas y arenas	181
7.1.3.4. Travertinos	182
7.1.3.5. Diatomitas.	182
7.2. HIDROGEOLOGÍA	182
7.2.1. Características Climáticas e Hidrológicas.....	182
7.2.2. Características Hidrogeológicas	183
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	194
8.1. FALLAS DE CRECIMIENTO DEL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA ESPUÑA; MARGEN ORIENTAL DE LA CUENCA DE LORCA	194
8.2. SEGMENTO DE LA FALLA DE LORCA-ALHAMA DE MURCIA ACTIVO EN LA LOCALIDAD DE LORCA	195
9. BIBLIOGRAFÍA	197

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Lorca está situada, geográficamente, en los sectores centro-occidentales de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia. La morfología del área está caracterizada por una orografía con relieves pronunciados que rodean a la depresión de Lorca y a la del río Guadalentín. La depresión de Lorca se encuentra bordeada por los relieves de Sierra Espuña al este, Sierra de la Tercia al Sur, Sierra de las Estancias al oeste y por relieves subbéticos en su borde noroccidental. La cuenca del Guadalentín se localiza en la parte suroriental de la hoja bordeada al norte por la Sierra de la Tercia y al sur por las estribaciones de Sierra Almenara. La Hoja está atravesada en su cuadrante sur oriental por el Canal del Transvase Tajo-Segura en su ramal del Taibilla.

Como núcleo de población importante debe citarse Lorca situada al Sur de la hoja. Otras poblaciones de menor tamaño incluyen Aledo situado en el borde occidental de Sierra Espuña, La Hoya en la depresión del Guadalentín y Torrealvilla en el núcleo de la Depresión de Lorca.

La red viaria es importante. Cabe destacar la autopista A7 cuyo trazado discurre por el sector suroriental, subparalelo al Guadalentín por su margen izquierda. Además de esta vía de comunicación todas las localidades citadas están unidas por carreteras locales de las que a su vez se derivan multitud de caminos, asfaltados en la mayoría de los casos, que dan acceso a las explotaciones agrícolas o ganaderas. Son destacables, por los numerosos afloramientos de calidad que proporcionan, las carreteras de Lorca a Caravaca, entre las localidades de Lorca-Aledo, Aledo-Totana y entre Lorca y Fuensanta. Finalmente, hay excelentes afloramientos a todo lo largo del Canal del Trasvase Tajo-Segura.

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 en 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 Y ANTECEDENTES

La Hoja de Lorca ocupa un área clave para entender la evolución geológica de las Cordilleras Bético-Rifeñas, debido a que en ella afloran materiales representativos de distintos dominios paleogeográficos que se superpusieron durante la orogénesis alpina. Además, en la Hoja de Lorca se preserva una sucesión muy completa de sedimentos depositados durante el Terciario

y Cuaternario que han registrado gran parte de los procesos geológicos ocurridos durante la formación de las Cordilleras Béticas y su evolución reciente y activa.

Las Cordilleras Béticas forman el segmento más occidental de la Cadena Alpina Mediterránea situadas entre las placas Europea y Africana. Es un sistema orogénico fuertemente arqueado, formado por la Cadena Bética y por las cadenas montañosas del Rif y el Tell, conectadas a través del Arco de Gibraltar. Este arco rodea el Mar de Alborán y hacia el Este a la Cuenca Sur Balear.

Este sistema orogénico ha evolucionado en un contexto contractivo, de aproximación entre las placas Africana y Europea desde el Eoceno (52 Ma), (HELMAN, 1989 y DEWEY *et al.*, 1989). Estos autores estimaron un acortamiento N-NO de aproximadamente 200 km hasta el Tortoniense, (9 ma), a partir del cual el acortamiento fue de aproximadamente 50 km en dirección NO-SE.

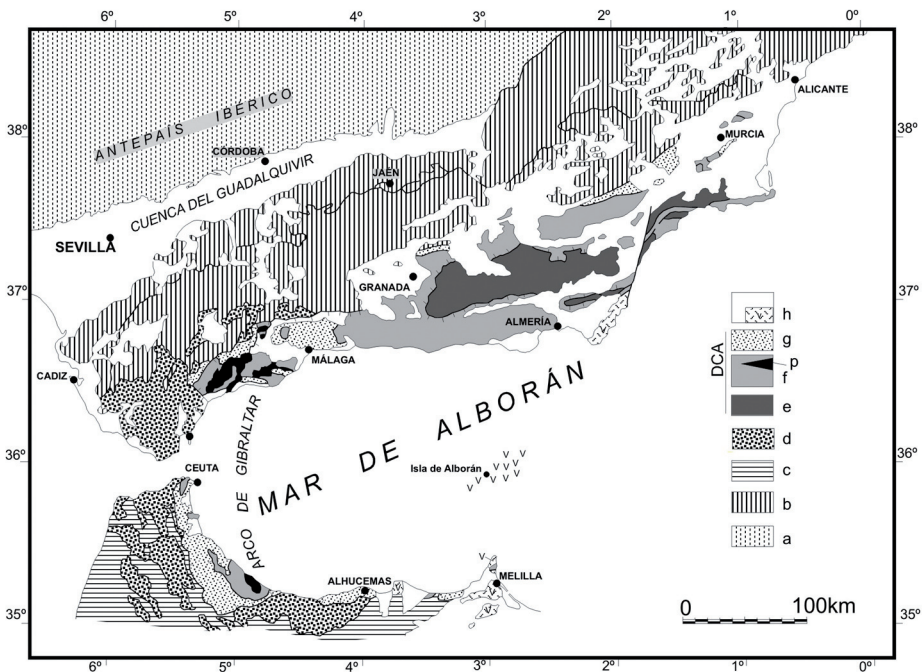


Figura1.1. Dominios corticales y complejos tectónicos del Arco de Gibraltar: a) Basamento Hercínico Ibérico, b) Cobertera Mesozóica del paleomargen Ibérico, c) Cobertera mesozoica del paleomargen Magrebí, d) Unidades del Surco de los Flischs, e) Complejo Nevado Filábride, f) Complejo Alpujárride, p) Peridotitas, g) Complejo Maláguide y Unidades de la Dorsal, h) Sedimentos Neógenos y Cuaternarios y v) Rocas volcánicas Neógenas

El arco de Gibraltar se ha formado en este contexto de placas, por la superposición de distintos dominios de corteza pre-Miocenos (BALANYÁ Y GARCÍA DUEÑAS, 1987). Estos dominios son: **Dominio Sudibérico**, representativo del paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico; **Dominio Magrebí** que constituyó el paleomargen septentrional africano durante el mismo periodo; **Surco de los Flysh** cabalgante sobre los dominios anteriores, formado por un conjunto de unidades de cobertera procedentes de un surco profundo (DURAND DELGA, 1980) con basamento de carácter ofiolítico y cortical muy adelgazado (DURAND DELGA *et al.*, 2000); **Dominio Cortical de Alborán (DCA)**, cabalgante sobre los anteriores, está formado por tres complejos de unidades metamórficas polifásicas más las unidades de la Dorsal y Predorsal (BALANYÁ Y GARCÍA DUEÑAS, 1986 y 1987).

Los límites entre complejos fueron considerados inicialmente como cabalgamientos, ya que a lo largo de ellos se producen repeticiones estratigráficas (EGELER y SIMON, 1969b; KAMPSCHUUR, 1975 y MÄKEL, 1981), sin embargo, actualmente el DCA se encuentra muy adelgazado constituyendo el basamento de la Cuenca de Alborán (COMAS *et al.*, 1992, GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992, COMAS *et al.*, 1993; PLATT *et al.*, 1996; PLATT *et al.*, 1998; SOTO y PLATT, 1999; COMAS *et al.*, 1999) y durante gran parte del Neógeno era el basamento de depocentros sedimentarios marinos que presentaban una continuidad formal con el Mar de Alborán.

La constatación de este adelgazamiento y el estudio detallado de la geometría de los contactos entre complejos por diversos autores ha hecho que éstos hayan sido reinterpretados como fallas extensionales, sobrepuestas a cabalgamientos previos, (GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1986; GALINDO-ZALDÍVAR *et al.*, 1989; ALDAYA *et al.*, 1991; GARCÍA-DUEÑAS y BALANYÁ, 1991; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1992; JABALOY *et al.*, 1993; CRESPO-BLANC *et al.*, 1994; CRESPO-BLANC, 1995; LONERGAN y PLATT, 1995; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1996 y MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997) activas durante el Mioceno inferior y medio, coetáneamente al acortamiento y superposición de cabalgamientos con transporte hacia el O en el Arco de Gibraltar (BOULLIN *et al.*, 1986; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1987 y 1988; GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992).

El colapso extensional de las zonas internas de las Cordilleras Béticas se propagó hacia zonas más externas durante el Mioceno Medio y Superior, llegando a invadir el contacto contractivo entre los dominios Sudibérico y de Alborán. Este proceso dio lugar a la formación de cuencas sedimentarias que sellan el contacto entre ambos dominios, como por ejemplo, las cuencas de Granada y de Lorca. En el caso de la Hoja de Lorca el Dominio Sudibérico cabalga sobre sedimentos terciarios depositados sobre el Dominio de Alborán y el contacto entre ambos complejos está sellado por sedimentos marinos de edad Languense (LONERGAN *et al.*, 1994).

El Dominio Sudibérico se encuentra representado en la Hoja de Lorca por un haz de cabalgamientos vergentes hacia el SE constituidos por sedimentos cretácico-paleógenos, cubiertos por sedimentos sintectónicos olistostrómicos depositados durante el Mioceno Inferior. Estas rocas afloran en la esquina noroccidental de la hoja de Lorca donde cabalgan sobre sedimen-

tos del Mioceno Inferior depositados sobre el Dominio de Alborán. Este cabalgamiento se encuentra sellado por el relleno sedimentario de Lorca y cortado por fallas normales de dirección fundamentalmente NO-SE que configuran los principales depocentros sedimentarios neógenos de la cuenca de Lorca (BOOTH REA *et al.*, 2004).

En el área de Lorca, el DCA está representado por unidades de los complejos Alpujárride y Maláguide, que afloran en las Sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias, ilustradas en la Figura 1.2, formando el basamento meridional de la Cuenca de Lorca. Esta cuenca tuvo una continuidad formal con el resto de los depocentros sedimentarios del SE de las Béticas durante gran parte del Mioceno y se individualizó como una cuenca continental a partir de la crisis de salinidad del Messiniense (MONTENAT *et al.*, 1990, PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992, ROUCHY *et al.*, 1998 y WROBEL y MICHALZIK, 1999).

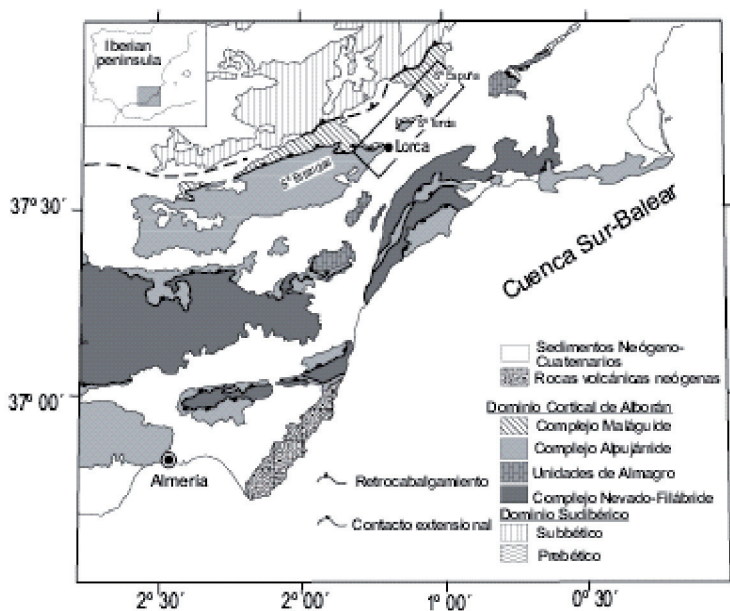


Figura 1.2. Mapa de situación geológica del área de Lorca

En la Hoja de Lorca el DCA muestra características y unidades análogas en las tres sierras donde aflora que han sido correlacionadas de una Sierra a otra por KAMPSCHUUR *et al.* (1972). Las unidades del DCA presentes en esta área se caracterizan por formar los restos extendidos de una pila de unidades cabalgantes que registran un metamorfismo creciente hacia el muro de la pila, desde condiciones diagenéticas en las unidades más altas, correspondientes a Unidades Maláguides Superiores hasta metamorfismo en facies de esquistos

verdes en las unidades alpujárrides, de posición inferior (PAQUET, 1969; MÄKEL, 1981; LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*, 1994 y LONERGAN y PLATT, 1995; BOOTH REA, 2004).

La distribución del metamorfismo en las unidades del DCA del basamento de la Cuenca de Lorca ha llevado a LONERGAN (1991) y LONERGAN y PLATT (1995) a considerar que es posterior al apilamiento inicial de estas unidades y por tanto consecuencia del engrosamiento cortical producido por la superposición. Por tanto, estas unidades representan una porción de corteza continental, en equilibrio geotérmico tras el episodio de cabalgamientos y de metamorfismo inicial. La evolución y edad de los cabalgamientos responsables de este engrosamiento cortical es objeto de controversia. (PAQUET 1966a; 1966b; 1969; 1970; 1971 y 1974) defendió una edad Eocena para el episodio de acortamiento principal, sin embargo HERMES y KUHR, 1969 y MÄKEL y RONDEEL, 1979 propusieron una edad Oligoceno terminal-Mioceno inferior para el episodio de acortamiento más importante. LONERGAN (1991; 1993) y LONERGAN *et al.* (1994) vuelven a retomar las ideas de PAQUET, asignando una edad Eocena para la actividad de los cabalgamientos, concluyendo que se inició durante el Eoceno y se propagó en la cuenca de foreland, situada actualmente al N de Sierra Espuña y Sierra de las Estancias durante el Oligoceno tardío con una nueva fase de acortamiento, con sentido de transporte hacia el NO en las coordenadas geográficas actuales. MARTÍN MARTÍN *et al.* (1997a) basándose en nuevos datos bioestratigráficos proponen una edad de Oligoceno terminal a Aquitaniense terminal para el episodio de acortamiento principal. Dataciones Ar-Ar recientes de micas de muy bajo grado de esquistos de grano fino alpujárrides aflorantes en la Sierra de las Estancias indican edades de 48 Ma para el primer evento metamórfico confirmando una edad Eoceno Inferior para la superposición inicial de los complejos Maláguide y Alpujárride (PLATT *et al.*, 2005). Posteriormente, durante el Burdigaliense Inferior-Languense el Subbético retrocabalga sobre el DCA con sentido de transporte del bloque de techo hacia el ESE (LONERGAN *et al.*, 1994; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2004).

La asunción de condiciones de partida de equilibrio geotérmico en esta pila de unidades permite considerar como fallas extensionales a aquellas superficies de falla a lo largo de las cuales se producen saltos en el grado metamórfico, LONERGAN (1991). Este ha sido el criterio fundamental para considerar el contacto entre el Complejo Alpujárride y el Maláguide como una zona de falla extensional sobrepuesta a un cabalgamiento previo, que habría sido activa durante el Mioceno Inferior (ALDAYA *et al.*, 1991; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1996; LONERGAN, 1991; LONERGAN y PLATT, 1995). Este contacto extensional separaría dos haces de cabalgamientos, el inferior (Complejo Alpujárride) formado, en el área, por rocas metamorizadas bajo condiciones de esquistos verdes y el superior (Complejo Maláguide) constituido por rocas diagenéticas y a lo sumo con anquimetamorfismo bajo (LONERGAN 1991; NIETO *et al.*, 1994; LONERGAN y PLATT; 1995).

Los datos cinemáticos medidos en calcomilonitas del contacto entre ambos complejos, en la Sierra de las Estancias, indican transporte del bloque de techo hacia el E ALDAYA *et al.* (1991), sin embargo, cuando se deshace el pliegue Mioceno que afecta a la Sierra de las

Estancias el sentido de cizallamiento es ENE (LONERGAN y PLATT, 1995). Datos de paleomagnetismo reciente muestran que los diques toleíticos que intruyen en los complejos Alpujárride y Maláguide en Sierra de las Estancias se encuentran rotados 50 ° en sentido horario según un eje inclinado hacia el SO (PLATZMAN y PLATT, 2005). Si se deshace esta rotación, el sentido de transporte original de las calcomilonitas sería de componente N. Datos de Fission Track y la entrada de cantos alpujárrides en la cuenca sedimentaria Maláguide indican una edad Mioceno Inferior para este evento extensional (LONERGAN y JOHNSON, 1998). ALDAYA *et al.* (1991) y BOOTH REA *et al.* (2002a; 2004a) reconocen un segundo episodio extensional frágil con sentido de transporte hacia el O-SO, que habría sido activo durante el Burdigaliense-Serravalliense.

En Sierra Espuña LONERGAN (1991) y LONERGAN y PLATT (1995) describen un despegue extensional frágil con transporte hacia el NO, que no datan directamente, aunque consideran que habría sido activo durante el Mioceno Medio por datos indirectos. Una revisión detallada de los contactos entre unidades del DCA en la Hoja de Lorca muestra que son en su mayoría fallas normales de bajo ángulo con cinemática diversa (BOOTH y GARCÍA DUEÑAS, 1999; BOOTH REA *et al.*, 2002a). BOOTH REA *et al.* (2004a) diferenciaron dos sistemas extensionales principales, uno de edad Oligoceno-Mioceno Inferior con transporte fundamentalmente de dirección N-S y uno de edad Mioceno Inferior y Medio con transporte dominante hacia el O-SO.

El carácter extensional o compresivo del tensor de esfuerzos durante el Neógeno Superior en las Béticas ha sido objeto de debate. Aunque, generalmente se reconoce una situación compresiva, con acortamiento de dirección N/S a NO/SE, que ha dado lugar a la formación de pliegues de orientación E/O a ENE/OSO y a fallas transcurrentes sinistras de orientación NNE/SSO y NE/SO (BOUSQUET, 1979; ESTÉVEZ *et al.*, 1982; WEIJERMARS *et al.*, 1985; MONTENAT *et al.*, 1987; MONTENAT y OTT D'ESTEVOU, 1990; MARTÍNEZ-DÍAZ, 1998; 2002; BOOTH REA *et al.* 2002a; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2002; 2004). Diversos autores han propuesto que durante el Tortoniense regía fundamentalmente un campo de esfuerzos extensional, con una dirección de extensión variable entre N/S (ARMIJO *et al.*, 1977; LONERGAN, 1991; LONERGAN y SCHREIBER, 1993; NE/SO (BARRAGÁN, 1997), o extensión radial (GALINDO-ZALDÍVAR y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1988; GALINDO-ZALDÍVAR *et al.*, 1991; 1993).

Desde el Tortoniense hasta la actualidad las rocas aflorantes en la Hoja de Lorca han sido afectadas por estructuras extensionales y compresivas, coetáneas al depósito de las unidades sedimentarias diferenciadas. La deformación ocurrida durante este periodo ha configurado la geometría y distribución de las unidades sedimentarias así como las discordancias que las limitan, lo cual ha permitido realizar un estudio integrando datos estratigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica de esta área durante el Mioceno Superior y el Plio-Cuaternario.

Las sierras de las Estancias, Tercia y Espuña forman el núcleo de una estructura antiformal de gran radio de eje groseramente ENE-OSO, descrita por ALDAYA *et al.* (1991); y LONERGAN y PLATT (1995). En Sierra de la Tercia este antiformal tiene un eje de dirección aproximada N 60° y afecta al relleno sedimentario de la Depresión de Lorca (MONTENAT *et al.*, 1990; BOOTH REA *et al.*, 2002a). Es especialmente claro el flanco N de este pliegue. El cierre perianticlinal al SO de la Sierra de la Tercia está cortado por fallas de alto ángulo, que separan al basamento de los sedimentos, quedando un poco confuso. El flanco SE del pliegue está cortado por la falla de salto en dirección, de Alhama de Murcia descrita por BOUSQUET y MONTENAT (1974), BOUSQUET (1979), MONTENAT *et al.* (1987), MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE (1992) y MARTÍNEZ DÍAZ (1998) que determina los rasgos geomorfológicos principales de la depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1997; MARTÍNEZ-DÍAZ, 2002; SILVA *et al.*, 2003).

El estudio de la Falla de Alhama de Murcia (FAM), definida por BOUSQUET y MONTENAT (1974), ha generado el mayor número de publicaciones y tesis doctorales en el área. Prácticamente todos los autores centran sus trabajos en esta falla, utilizándola como hilo conductor, causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno Medio o desde la formación de la Cuenca de Lorca hasta la actualidad, por ejemplo (MONTENAT, 1977; MONTENAT *et al.*, 1987; MONTENAT *et al.*, 1990; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; GUILLÉN MONDÉJAR, 1994; GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*, 1995). Según estos autores la Cuenca de Lorca sería una cuenca “pull-apart” formada por relevo trastensivo entre la FAM y el contacto entre el dominio Sudibérico (DSI) y el DCA, considerado como una falla sinistral. Sin embargo, el contacto entre el DCA y el DSI es un retrocabalgamiento con transporte hacia el SE, activo durante el Burdigaliense, (LONERGAN *et al.*, 1994). Otros autores han considerado que la actividad de la Falla de Alhama de Murcia (FAM) comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido para el Tortoniense (extensión N-S) es incompatible con este tipo de fallas (LONERGAN, 1991; BOOTH REA y AZAÑÓN, 2003).

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) además de ser una falla de dirección sinistral, tiene una componente de falla inversa de alto ángulo, produciendo una elevación topográfica importante del bloque N respecto al Corredor del Guadalentín (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; 2002), con una diferencia topográfica actual de hasta 600 m. Junto a la FAM hay otras fallas asociadas a ella; fallas conjugadas, dextras de dirección aproximada N120°E, como la Falla de las Viñas, en el borde NE de la Sierra de las Estancias, en las proximidades de Lorca, activa durante el Pleistoceno (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998). La falla de Alhama de Murcia es una de las estructuras con mayor peligrosidad sísmica de las Béticas debido a su gran longitud y a su evidente actividad en periodos históricos. Estudios de paleosismicidad asociada a la falla indican que ésta ha sido activa al menos en tres ocasiones en los últimos 27 ma produciendo sismos de M_w 6,5 a 7 (MASANA *et al.*, 2004).

2. ESTRATIGRAFÍA

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

2.1. ESTRATIGRAFÍA DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (DCA) O DE LAS ZONAS INTERNAS EN EL ÁREA DE LORCA

Las unidades presentes en el área se han diferenciado en función de su grado metamórfico y fábrica, extendiendo la división en cuatro tipos de unidades establecida por LONERGAN (1991) en Sierra Espuña, a la Sierra de las Estancias y Tercia. En el Complejo Alpujárride se han incluido las unidades afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes y en el Complejo Maláguide a unidades metamorizadas en facies de anquizona y diagénesis. En la Figura 2.2 se ha ilustrado una columna litoestratigráfica sintética, donde se resume la litología, posición estructural, espesores y metamorfismo de las unidades diferenciadas en esta área.

2.1.1. Diques de rocas toleíticas terciarias **(1)**

Las rocas del dominio de Alborán se encuentran localmente cortadas por diques de rocas básicas (Fig. 2.1) que son especialmente abundantes en el complejo Maláguide en la Sierra de las Estancias. Están formadas por cristales de plagioclasas zonadas y macladas, anfíboles, piroxenos incoloros, minerales opacos y como accesorios zircón y apatito, así como abundantes carbonatos y cloritas (FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2003). Muestran textura ofítica y algunas plagioclasas tienen textura poiquilítica. Estas rocas muestran afinidades geoquímicas propias de toleitas de arco de Islas (FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2003). Rocas similares en las Béticas occidentales muestran edades radiométricas comprendidas entre 30 y 17 Ma (TORRES ROLDÁN *et al.*, 1986; TURNER *et al.*, 1999).

2.1.2. Complejo Alpujárride

El término Alpujárrides (VAN BEMMELEN, 1927) se utilizó para designar un conjunto de tres mantos, que afloran al Norte y al Sur de Sierra Nevada, con características litológicas comunes. Posteriormente, EGELER y SIMON (1969) propusieron el término Complejo Alpujárride, para agrupar a las distintas unidades alpujárrides. A partir de SIMON *et al.* (1976) se comienzan a proponer subdivisiones en unidades alpujárrides tipo. Estos autores distinguieron un “conjunto alpujárride inferior” y un “conjunto alpujárride superior”, basándose en el desarrollo litoestratigráfico de las series permotriásicas.



Figura 2.1. Dique de rocas básicas aflorante en la Sierra de las Estancias

ALDAYA *et al.* (1979) proponen la primera división en unidades del Complejo Alpujárride, para el tercio central de las Béticas, en la que se consideran las características metamórficas, estratigráficas y la posición estructural dentro de la pila de unidades alpujárrides. Siguiendo los mismos criterios de división, pero incluyendo las unidades presentes en las Béticas occidentales, TUBÍA *et al.* (1992) establecen una división en tres grupos de unidades: Alpujárrides Inferiores, Intermedios y Superiores. Los Alpujárrides Inferiores mostraban un metamorfismo de bajo grado, los Alpujárrides Intermedios presentan condiciones metamórficas de grado medio o alto en todos sus tramos litoestratigráficos y los Alpujárrides Superiores se caracterizan por presentar las peridotitas de Ronda a su base y por presentar metamorfismo de grado muy alto en la base de la sucesión metapelítica.

A raíz del descubrimiento de asociaciones minerales relictas, características de metamorfismo bajo facies de esquistos azules, en los tramos Permo-Triásicos de algunas de las Unidades Alpujárrides (GOFFÉ *et al.*, 1989) se ha propuesto una división de las unidades alpujárrides en función del grado metamórfico alcanzado por dichos tramos durante este episodio metamórfico de alta presión y baja temperatura. Siguiendo esta proposición junto con criterios litoestratigráficos y la posición estructural de las unidades en el seno de la pila alpujárride,

se han diferenciado cuatro tipos de unidades alpujárrides, (AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN *et al.*, 1994; 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1998). Estas son de arriba abajo: unidades A o Salobreña/Adra, B o Herradura, C o Escalate y D o Lújar-Gádor, véase la Figura 2.3. El grado metamórfico en las pelitas permotriásicas de estas unidades durante el episodio de alta presión varía entre los 340° y <7 kbar de la Unidad de Lujar y los 570° y 11 kbar en la Unidad de Herradura, Figura 2.3.

Una unidad tipo alpujárride está formada de abajo arriba por una formación de esquistos de grano fino y cuarcitas de colores claros a los que se ha atribuido una edad Permo-Triásica y por una formación carbonatada, datada como Triásico Medio y Superior (KOZUR *et al.*, 1974 y KOZUR *et al.*, 1985). A la base de las unidades de posición más alta afloran esquistos grafitosos de probable edad paleozoica sobre una sucesión de gneises. La unidad de tipo A, aflorante en las Béticas occidentales incluye además varios km de espesor de peridotitas a su base y representa una sección de corteza continental con su manto litosférico correspondiente, muy adelgazada según BALANYÁ *et al.* (1997).

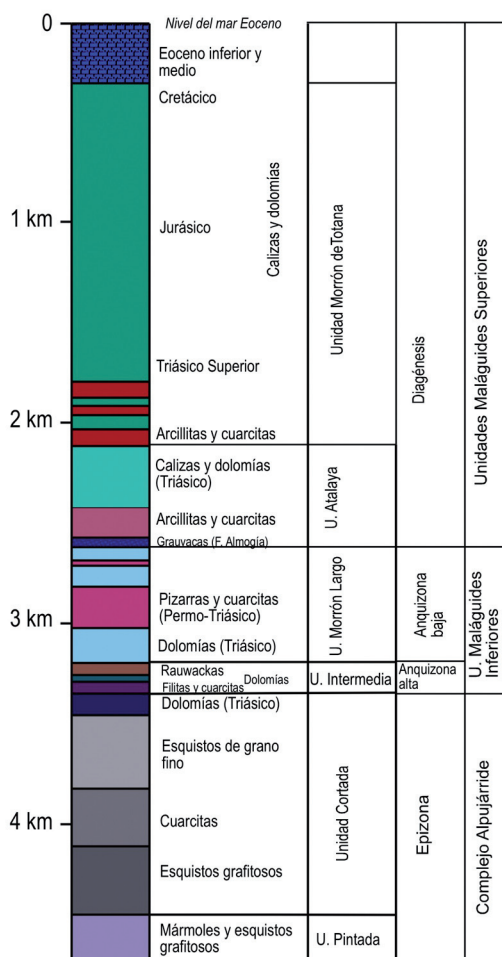


Figura 2.2. Unidades del DCA (Dominio Cortical de Alborán) en el sector de Lorca, junto con secuencia litoestratigráfica y zonación metamórfica. Ilustración modificada de LONERGAN (1991) junto con datos de BOOTH REA (2004)

Las pelitas del Complejo Alpujárride se caracterizan por mostrar una foliación principal, S_p muy penetrativa, asociada a pliegues isoclinales, F_2 , paralela a los límites litológicos, formada bajo condiciones de descompresión durante un episodio de exhumación cortical (e.g. BALANYÁ *et al.*, 1993 y 1997; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y ARGLES *et al.*, 1999). En las charnelas

de los pliegues F_2 y en porfiroblastos se conserva una foliación previa S_1 que se ha asociado al evento metamórfico de bajo gradiente. Durante este evento se produjo metamorfismo en facies de esquistos azules en las pelitas permotriásicas de algunas de las unidades alpujárrides, caracterizadas por paragénesis minerales con carfolita (GOFFÉ *et al.*, 1989, AZAÑÓN, 1994; AZAÑÓN y GOFFÉ, 1997; AZAÑÓN *et al.*, 1992; 1997; 1998; AZAÑÓN y CRESPO BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2002b; 2003a; 2005).

En los términos basales de las unidades de tipo A y B el metamorfismo inicial se desarrolló bajo facies eclogíticas (TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991 y BALANYÁ *et al.*, 1993). Este primer evento metamórfico y en general el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride se ha relacionado con la superposición del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride, en el estadio más temprano, registrado, de evolución del DCA, entre el Cretácico Superior y el Oligoceno basal (LONERGAN, 1991; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; PLATT *et al.*, 1998; AZAÑÓN y CRESPO BLANC, 2000; PLATT *et al.*, 2005).

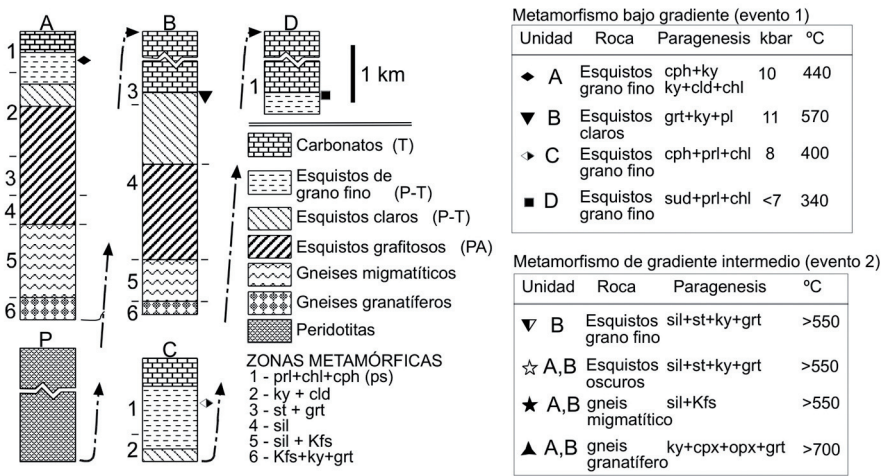


Figura 2.3. Secuencias litológicas y zonación metamórfica de las Unidades Alpujárrides aflorantes en las Béticas centrales y orientales, con su posición en la pila Alpujárride y las paragénesis minerales utilizadas para su distinción. Figura modificada de BALANYÁ *et al.* (1998)

Ambas foliaciones están afectadas por un clivaje de crenulación, S_3 localmente penetrativo asociado a pliegues recumbentes con vergencia hacia el N (TUBÍA *et al.*, 1992; SIMANCAS y CAMPOS, 1993; AZAÑÓN *et al.*, 1997, BALANYÁ *et al.*, 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1998; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005). Estos pliegues producen inversiones en la zonación metamórfica (AZAÑÓN *et al.*, 1996; AZAÑÓN y ALONSO CHÁVEZ, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1997) y se han relacionado con el episodio responsable de la superposición de unidades

alpujárrides más metamórficas sobre otras de menor grado (SIMANCAS y CAMPOS, 1993), de la superposición del Complejo Alpujárride sobre el Nevado-Filábride y del emplazamiento intracortical de las peridotitas de Ronda (BOOTH REA *et al.*, 2005).

Este evento contractivo ha sido descrito por numerosos autores, tanto en las Béticas orientales como en las occidentales (EGELER y SIMON, 1969; ALDAYA *et al.*, 1979; PLATT y BEHRMANN, 1986; ÁLVAREZ, 1987; CAMPOS y SIMANCAS, 1989; FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 1991; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1991; DE JONG, 1991; TUBÍA y GIL IBARGUCHI, 1991; TUBÍA *et al.*, 1992; GARCÍA CASCO y TORRES ROLDÁN, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997; SOSSON *et al.*, 1998 y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005).

La Unidad de Jubrique o tipo A, junto con las peridotitas de Ronda y el Complejo Maláguide representan una porción de litosfera continental engrosada durante la subducción del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide que sufrió un importante proceso de exhumación durante y con posterioridad a la formación de su foliación principal. Esta exhumación fue registrada en la unidad de Jubrique como un adelgazamiento coaxial durante la formación de la foliación principal, que evolucionó aún bajo condiciones de ductilidad a una deformación no coaxial sobrepuesta a la foliación principal (BALANYÁ *et al.*, 1993 y 1997; TUBÍA *et al.*, 1993 y ARGLES *et al.*, 1999). El adelgazamiento de la Unidad de Jubrique estuvo acompañado de velocidades de enfriamiento de más de 100 °C/Ma desde 500°C hasta menos de 100 °C durante el intervalo entre 19 y 17-18 Ma (MONIÉ *et al.*, 1991b, 1994; JOHNSON, 1993; MORILLON *et al.*, 1996; ZECK, 1996; SOSSON *et al.*, 1998; ARGLES *et al.*, 1999 y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000). Dataciones radiométricas sobre zircones de muestras del basamento del Complejo Alpujárride han aportado edades de metamorfismo paleozóicas, indicando que el metamorfismo alpino está en algunos casos sobrepuesto a rocas metamorfizadas en el Paleozóico (MONTEL *et al.*, 1995; ACOSTA, 1997; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998; ZECK y WHITEHOUSE, 1999 y SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000).

La Formación de las Millanas (BOURGOIS, 1972b) o Formación Viñuela (MARTÍN-ALGARRA, 1987) y la Formación Sidi Abdeslam en el Rif (FEINBERG *et al.*, 1990), constituida por margas, areniscas y conglomerados incluyen los primeros cantos metamórficos y de peridotitas procedentes de la exhumación del Complejo Alpujárride. Se depositó discordantemente sobre los complejos Maláguide y Alpujárride, llegando a sellar el contacto entre ambos, durante el Burdigaliense Inferior (AGUADO *et al.*, 1990, DURAND DELGA *et al.*, 1993 y MARTÍN ALGARRA *et al.*, 2000). Según la escala cronoestratigráfica de BERGGREN *et al.* (1995) el depósito de estos sedimentos se produjo entre 20,5-20,6 y 18.3 Ma. Cantos de rocas volcánicas incluidos en sedimentos de esta formación en las Béticas Orientales han sido datados en 21 Ma (SCOTNEY *et al.*, 2000).

Se han incluido en el Complejo Alpujárride las unidades de Saltador, Cortada y de los Molinos definidas por KAMPSCHUUR *et al.* (1972). Sin embargo en Sierra de la Tercia se ha diferen-

ciado otra imbricación situada debajo de la Unidad Cortada, que se ha denominado Unidad Pintada.

2.1.2.1. *Esquistos y cuarzoesquistos (2). Paleozoico. Mármoles calizos (3). Triásico. Unidad Pintada*

Esta unidad no ha sido descrita por autores previos, aflora en el borde S de la Sierra de la Tercia, en el área del "Buitre" ($1^{\circ} 39'00''\text{O}$ y $37^{\circ} 42'50''\text{N}$) y también al E de la Sierra, cerca del Cortijo del Rincón ($1^{\circ} 34'20''\text{O}$ y $37^{\circ} 43'50''\text{N}$). Esta constituida por esquistos y cuarcitas oscuros de grano fino (2), con bandas de foliación protomilonítica formada en facies de esquistos verdes, con la paragénesis $\text{Ms} + \text{Chl} + \text{Plg} + \text{Gr} + \text{Apatito} + \text{Tur} + \text{Qtz}$. Sobre los esquistos aflora una formación de rocas carbonatadas (3) compuesta por mármoles calizos con un espesor aproximado de 75 m. A techo de esta formación se ha desarrollado una foliación milonítica (Fig. 2.4) con una lineación de estiramiento de dirección NNO-SSE.



Figura 2.4. (a) Calcimilonitas del techo de la Formación carbonatada (3) de la unidad Pintada situadas en el contacto con la Unidad Cortada suprayacente. **(b)** Contacto entre los miembros de cuarcitas (5) y esquistos de grano fino (6) de la Formación Tonosa en la Sierra de la Tercia; los esquistos de grano fino ocupan el área aterrada y repoblada de pinos a la izquierda de la imagen

2.1.2.2. *Esquistos de grano fino grafitosos (4). Paleozoico. Cuarcitas, cuarzoesquistos, y esquistos de grano fino (5). Pérmico. Esquistos de grano fino de tonalidades azuladas o verdosas (6). Triásico Inferior. Mármoles calizos y dolomíticos (7). Triásico Medio-Superior. Unidad Cortada*

En esta unidad se ha incluido a las unidades de los Molinos, Cortada y Saltador (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972) aflorantes en las sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias, respectivamente. Se caracteriza por el importante desarrollo de las formaciones cuarzo-pelíticas. MÄKEL y RONDEEL (1981) diferenciaron dos formaciones, correlacionables con las diferenciadas por DE VRIES y ZWAAN (1967) en Sierra de las Estancias. La inferior se corresponde con la Formación Los Morenos (4), constituida por una sucesión de esquistos oscuros de grano fino alternando con bancos de cuarcitas y niveles de calizas negras ocasionales, con un espesor

aproximado de 300 m. Incluye venas de cuarzo que frecuentemente representan charnelas de pliegues isoclinales previos a la foliación principal. No se han encontrado fósiles

Sobre esta formación aflora una correlacionada con la Formación Tonosa, de la cual afloran los dos miembros inferiores (Fig 2.5). El miembro de posición más baja **(5)** se corresponde con el de Cuarcitas inferior de DE VRIES y ZWAAN (1967), compuesto por una sucesión de cuarcitas amarillentas, verdosas y marrones con intercalaciones de calcofilitas y metagrauvascas, con aproximadamente 450 m de potencia. Sobre este miembro hay una sucesión **(6)** de aproximadamente 200 m de esquistos de grano fino azul-grisáceos y verdosos con intercalaciones de cuarcitas.

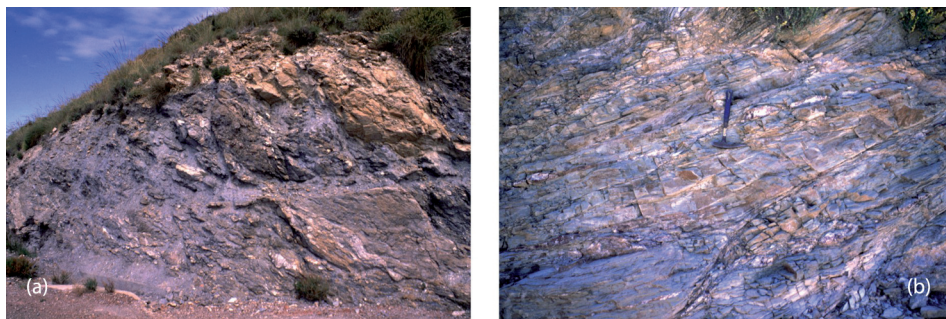


Figura 2.5. (a) Esquistos de grano fino con intercalaciones de cuarcitas **(6)**. **(b)** Ejemplo de cuarcitas y cuarzoesquistos de Unidad Cortada **(5)**

A techo del miembro de esquistos de grano fino afloran algunas lentes de tamaño métrico de dolomías grises y yesos **(7)**, sobre harinas de falla procedentes de la cataclisis del miembro de esquistos de grano fino. Estas rocas carbonáticas podrían corresponder a la Formación Estancias de DE VRIES y ZWAAN (1967). En Sierra de Espuña estas dolomías adquieren un espesor considerable.

La unidad Cortada ha sido considerada por AZAÑÓN *et al.* (1994) como una unidad de tipo Jubrique o Adra, sin embargo, como se verá en el apartado de metamorfismo de esta unidad, las condiciones P-T alcanzadas durante la formación de la foliación S_1 en los términos permotriásicos de esta unidad (6 kbar-300°C) son de menor grado que las estimadas para niveles litoestratigráficos equivalentes de las Unidades de Jubrique y Adra (10 kbar-440 °C). Por consiguiente, parece adecuado considerarla o como una unidad de posición estructural equivalente a las unidades de Jubrique y Adra pero que ha sufrido un metamorfismo menor, o como una unidad de posición estructural más elevada que las unidades de tipo Jubrique o Adra que no ha sido conservada en la vertical donde afloran estas unidades.

2.1.3. Complejo Maláguide

El Complejo Maláguide definido por BLUMENTHAL (1927) y denominado Complejo Ghomáride en el Rif (KORNPROBST y DURAND DELGA, 1985 y CHALOUAN, 1986), ocupa la posición más alta de los complejos del DCA recubriendo completamente a los complejos anteriores. El basamento de este complejo registra metamorfismo de grado bajo, atribuido a la Orogenia Hercínica (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990 y BALANYÁ, 1991); en cambio la cobertera mesozóica y terciaria no ha sufrido metamorfismo, a lo sumo condiciones de anquimetamorfismo bajo en las unidades tectónicas de posición inferior (LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*, 1994 y LONERGAN y PLATT, 1995).

Dataciones mediante fission track sobre zircones indican que gran parte del Complejo Maláguide nunca ha sobrepasado los 200°C y que se enfrió por debajo de 120° en el Mioceno Inferior (JOHNSON, 1997). En la Hoja de Lorca se han diferenciado dos grupos de unidades maláguides en función de su posición estructural y del metamorfismo alcanzado por sus respectivas sucesiones Permo-Triásicas. Las unidades de posición inferior se han denominado Unidades Maláguides Inferiores y se caracterizan por haber sufrido metamorfismo alpino de grado muy bajo (anquizona). Las unidades de posición superior se han denominado Unidades Maláguides Superiores y se caracterizan porque sus sucesiones Permo-Triásicas sólo han sufrido diagénesis, tienen un zócalo Paleozóico bien desarrollado que ha sufrido metamorfismo de grado muy bajo durante la Orogenia Varisca (CHALOUAN, 1986; CHALOUAN y MICHARD, 1990 y BALANYÁ, 1991) y además están cubiertas por una cobertera post-Triásica que incluye términos desde el Jurásico hasta el Oligoceno (PAQUET, 1969; 1970 y 1974; LONERGAN, 1991 y 1993; MARTÍN MARTÍN 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*, 1997b).

2.1.3.1. Unidades Maláguides Inferiores

En el grupo de Unidades Maláguides Inferiores (Fig. 2.6) se pueden diferenciar dos imbricaciones principales, en la inferior se ha incluido a la Unidad Intermedia de PAQUET (1969) y de LONERGAN (1991) definida en Sierra Espuña y a la unidad de Castillarejo de KAMPSCHUUR *et al.* (1972) descrita en Sierra de la Tercia y que en este trabajo se ha denominado Unidad de Aledo, que además aflora en a la base del complejo Malaguide en el extremo oriental de la Sierra de las Estancias, dónde no había sido descrita anteriormente.



Figura 2.6. Contacto entre los complejos Alpujarride y Maláguide en la Sierra de la Tercia. En la parte inferior de la imagen se observan los esquistos de grano fino de la Unidad Cortada. Sobre ellos hay dos imbricaciones de Unidades Maláguides Inferiores constituidas en orden ascendente por: filitas y cuarcitas violáceas y megalentes de dolomías de la Unidad de Aledo; pizarras violáceas, cuarcitas, yesos y dolomías de la Unidad del Morrón Largo. El relieve está coronado por el Cerro del Arcón que se encuentra en el núcleo de la Sierra de la Tercia

2.1.3.1.1. Metagrauvacas verdosas **(8)**. Devónico-Carbonífero. Filitas violáceas, verdosas y cuarcitas **(9)**. Pérmico-Triásico Inferior. Dolomías grises, oscuras, mármoles. **(10)**. Triásico Medio-Superior. **Unidad de Aledo**

La Unidad de Aledo esta compuesta por tres formaciones, una formación **(8)** de metagrauvacas verdosas y marrones de protolito de edad devono-carbonífera que sólo se han identificado en la Sierra de las Estancias, una formación cuarzo-péltica **(9)** constituida por una sucesión de cuarcitas blancas, verdosas y rojizas alternantes con filitas violáceas (Figura 2.8) y metaconglomerados (Figura 2.7) y una formación de rocas carbonáticas **(10)** constituida por dolomías grises y negras. Esta unidad ha sufrido condiciones metamórficas de anquizona superior-epizona, según estudios de cristalinidad de la illita (LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*, 1994 y ABAD *et al.*, 2003) y termobarometría de equilibrios locales (≈ 240 °C, BOOTH REA, 2004). La Unidad de Aledo alcanza un espesor máximo de 250 m, aunque frecuentemente ha sido omitida por la acción de fallas normales de bajo ángulo (BOOTH REA *et al.*, 2002a; 2004a). La formación de cuarcitas y filitas alcanza espesores máximos en torno a los 100 m y la formación de rocas carbonáticas de 150 m alcanzados en algunos puntos de la Sierra de Tercia, sin embargo, en otros lugares la formación carbonática no sobrepasa la decena de

metros o está ausente, como es el caso en gran parte de Sierra Espuña. En esta unidad se ha incluido también un espesor considerable de rocas de falla que se encuentran a techo de la formación carbonatada o sobre la formación de cuarcitas y pizarras.



Figura 2.7. Metaconglomerados incluidos en la sucesión pelítica permo-triásica de la imbricación inferior de las Unidades Malaguides Inferiores aflorante en la Sierra de las Estancias

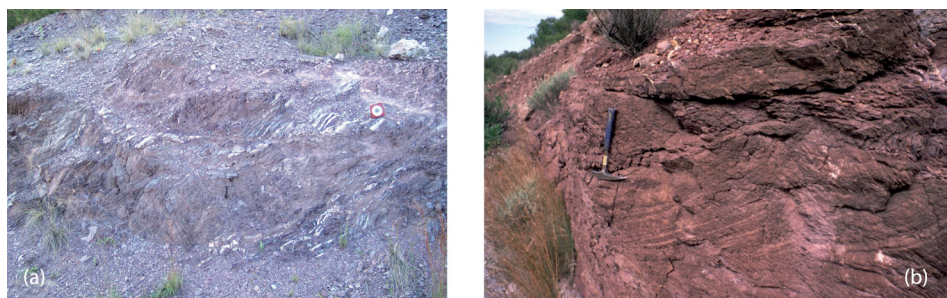


Figura 2.8. (a) Filitas permotriásicas de la Unidad de Aledo cortadas por superficies de cizalla frágiles (Sierra de las Estancias). (b) Se observa la relación geométrica entre la estratificación en cuarzopelitas y el clivaje pizarroso que las afecta. Sucesión permo-triásica de la Unidad del Morrón Largo (Sierra de la Tercia)

En las imbricaciones superiores de las Unidades Maláguides Inferiores se han incluido las unidades de Morrón Largo, Arcón y Peña Rubia de KAMPSCHUUR *et al.* (1972), aflorantes en las sierras de Espuña, de la Tercia y de las Estancias respectivamente y se han denominado Unidad del Morrón Largo. La Unidad de Morrón Largo muestra una estructura de pliegue recumbente con facing hacia el NO en Sierra Espuña (LONERGAN, 1991; 1993). Por este motivo también se ha incluido en esta unidad la formación de calizas y dolomías infrayacente atribuida tradicionalmente a la Unidad de Santa Yechar (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972) pero que como indica LONERGAN (1991) y LONERGAN y PLATT (1995) podría tratarse del flanco inverso de la Unidad del Morrón Largo. Muestra una potencia, medida transversalmente a la estratificación

de unos 450 m, sin embargo, se obtienen espesores mucho menores si se miden transversalmente a las fallas que limitan a esta unidad, ya que la estratificación es oblicua a ellas.

2.1.3.1.2. Pizarras verdosas, grauvacas, conglomerados y silexitas **(11)**. Devónico-Carbonífero. Pizarras rojas, conglomerados y cuarcitas **(12)**. Pérmico-Triásico Inferior. Dolomías oscuras, grises, calizas tableadas **(13)**. Triásico Medio-Superior. **Unidad del Morrón Largo**

La unidad del Morrón Largo está constituida por varias imbricaciones (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972) formadas como en el caso anterior por tres formaciones, **(11)** metagrauvacas de tonos verdosos aflorantes sólo en la Sierra de las Estancias, **(12)** cuarzo-pelitas de edad Permo-Triásica formadas por cuarcitas rojizas, amarillentas y violáceas, pizarras rojas (Figuras 2.8 b y 2.9), microconglomerados de tonos violáceos y algunos niveles de yesos. Sobre la formación cuarzo-pelítica hay una de rocas carbonáticas **(13)** de edad Triásica (Figura 2.9), formada de muro a techo por calcofilitas amarillentas, dolomías negras masivas, calcofilitas y yesos, dolomías y calizas tableadas. Esta unidad ha alcanzado condiciones metamórficas de anquizona inferior (LONERGAN, 1991; NIETO *et al.*, 1994 y LONERGAN y PLATT, 1995).



Figura 2.9. Falla normal de bajo ángulo cortando el contacto entre dolomías y pizarras rojas de la Unidad del Morrón Largo (Sierra de la Tercia)

2.1.3.2. *Unidades Maláguides Superiores*

El zócalo paleozoico de las Unidades Maláguides Superiores, denominado Formación Piar, por SOEDONIO (1971) y ROEP (1972) y Grupo Piar **(14)** por MARTÍN ALGARRA (1987), incluye una serie de formaciones estratigráficas representadas en la Figura 2.11 junto con la Formación Saladilla permo-triásica. Las Unidades Maláguides superiores son equivalentes a las que forman el Complejo Maláguide en las Béticas occidentales, aunque muestran un desarrollo menor de los términos paleozóicos. En este grupo se han incluido las unidades de Atalaya

y Morrón de Totana en Sierra Espuña, Jurramienta en la Sierra de la Tercia y Los Majales en Sierra de las Estancias. Estas unidades presentan variaciones de espesor enormes entre las tres Sierras (MÄKEL y RONDEEL, 1979) debido a las frecuentes omisiones tectónicas producidas por fallas normales (BOOTH-REA *et al.*, 2004a), alcanzando su máximo espesor en Sierra Espuña.

2.1.3.2.1. Filitas verdosas, silixitas, grauvacas de tonos marrón-verdoso y calizas alabeadas **(14)**. Ordovícico-Carbonífero. Fm. Morales, Fm. Sancti Petri (Calizas Alabeadas), Fm. Falcoña y Fm. Almogía.

- Formación Morales (MON, 1971).

La Formación Morales está constituida por pizarras, grauvacas y conglomerados cuarzosos y muestra tonos pardos, oliváceos y localmente rojizos. El nivel de conglomerados más potente constituye un buen nivel guía. En la parte superior de esta formación se han identificado graptolites (AGARD *et al.*, 1958 y SOEDONIO, 1971), conodontos y tintínidos (HERMES, 1966) característicos del Silúrico. Filitas verdosas de esta formación afloran localmente en las Sierra de las Estancias.

- Formación Sancti Petri (MICHELAU, 1942) o Calizas Alabeadas (ORUETA, 1917).

Esta formación está constituida fundamentalmente por areniscas y pizarras calcáreas turbidíticas y localmente calizas de tonos verdosos o grises. En general se acepta una edad desde Devónico hasta Carbonífero Inferior (SOEDONIO, 1971; GEEL, 1973 y HERBIG, 1983).**(b)**

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



Figura 2.10. (a) Pizarras oliváceas y grauvacas devono-carboníferas del Malaguide superior (Formación Almogía). **(b)** Conglomerados poligénicos del Carbonífero Superior. Rocas aflorantes en la Sierra de las Estancias

- Formaciones Falcoña (HERBIG, 1983) y Almogía (MON, 1971)

La Formación Almogía se depositó discordantemente sobre las formaciones anteriores. Está formada por un paquete de silexitas a su base, considerada como una formación independiente “Formación Falcoña” por HERBIG (1983), y por una sucesión de grauvacas, conglomerados y pizarras (Figura 2.10) de tonos marrones y verdosos. La Formación Falcoña tiene una edad Carbonífero Inferior (HERBIG, 1983 y 1984). Los radiolarios incluidos en esta formación indican una edad Turnaisiense (O'DOHERTY *et al.*, 2000). Estas silexitas afloran localmente en el extremo oriental de la Sierra de las Estancias como lentes limitadas por fallas en la Rambla Roja, cerca del cortijo de las Barracas y también en la terminación occidental de Sierra de la Tercia, cerca del Cortijo de la Peña Rajada.

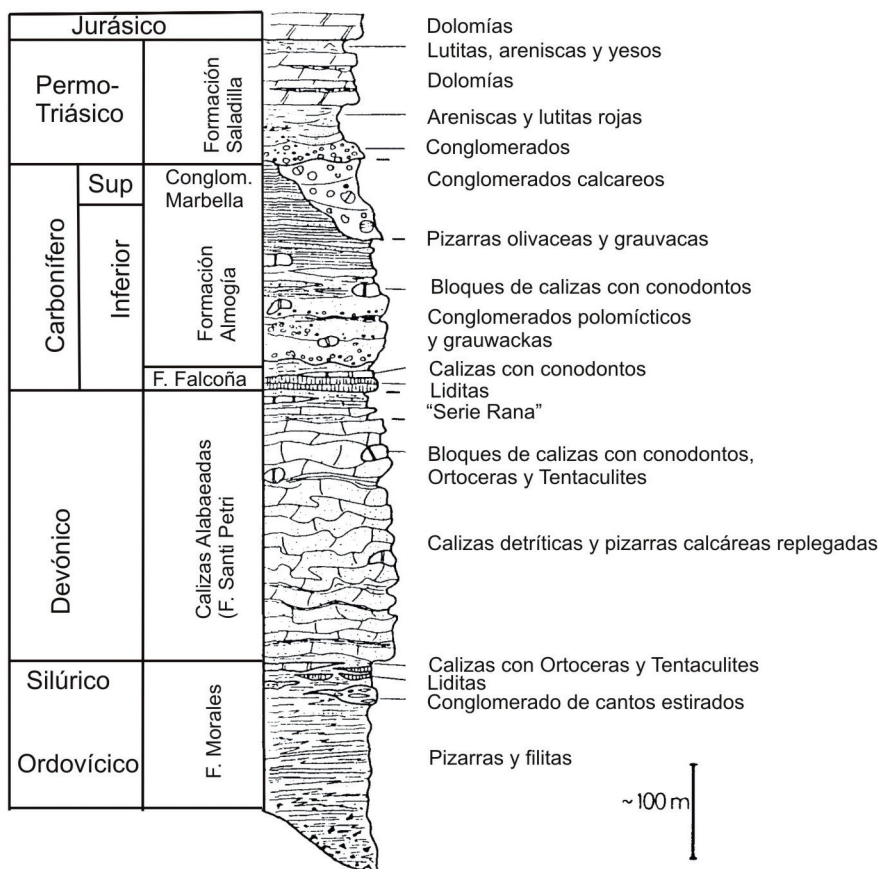


Figura 2.11. Columna litoestratigráfica de las rocas paleozoicas y permotriásicas del Complejo Maláguide. Figura tomada de MARTÍN ALGARRA (1987)

- Conglomerado de Marbella (BLUMENTHAL, 1949)

El Conglomerado de Marbella constituye una sucesión sedimentaria discordante sobre la formación anterior, constituida por conglomerados poligénicos (Figura 2.12b) con abundantes bloques de origen carbonatado, procedente de las formaciones anteriores o incluso con cantos de gneises. Ha sido datado como Carbonífero Superior por HERBIG y MAMET BERNARD (1983) y por HERBIG (1984).

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

2.1.3.2.2. Conglomerados, areniscas, y arcillas rojas **(15)**. Margas blancas, arcillas y yesos **(16)**. Dolomías y calizas **(17)**. Pérmico-Triásico. Formación Saladilla

- Formaciones Permo-Triásicas del Complejo Maláguide

Las formaciones de edad Permo-Triásica del Complejo Maláguide fueron agrupadas en la Formación Saladilla (SOEDONIO, 1971; ROEP, 1972; GEEL, 1973, HERBIG, 1983 y MARTÍN ALGARRA, 1987), mostrando características litoestratigráficas equivalentes en los sectores Central y Occidental de las Béticas. Sin embargo, en las Béticas Orientales se han diferenciado dos formaciones, una detrítica con alguna intercalación calcárea (Fig 2.12a) de edad Permo-Triásica **(15)** y una calcárea **(17)** con intercalaciones detríticas **(16)** (Fig 2.12c), de edad Triásica (MÄKEL y RONDEEL, 1979 y MÄKEL, 1981). La formación detrítica está formada por conglomerados, areniscas y lutitas de color rojo o púrpura junto con un miembro dolomítico intercalado, alcanzando una potencia de 475 m, según MÄKEL y RONDEEL (1979). La formación calcárea, compuesta fundamentalmente por dolomías junto con yesos y margas tiene en Sierra Espuña una potencia de aproximadamente 250 m y su base ha sido datada como Carniense.

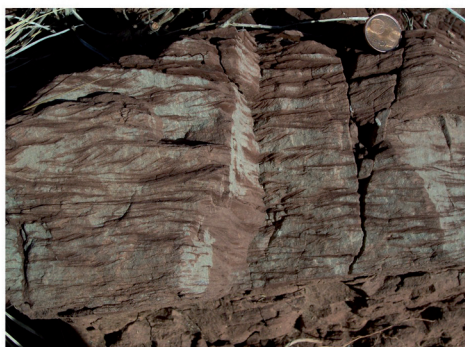


Figura 2.12. Ejemplos de rocas Permo-Triásicas de unidades Maláguides superiores: **arriba**) sucesión de arcillas rojas, yesos y dolomías negras cortada y basculada por dos generaciones de fallas normales de bajo ángulo; **abajo izquierda**) contacto entre grauvacas carboníferas y conglomerados rojos del Maláguide; **abajo derecha**) arenisca con ripples. Todas las fotos provienen del borde N de la Sierra de las Estancias

2.1.3.3. Dolomías **(18)**. Hettangiense. Calizas grises **(19)**. Jurásico Inferior-Medio. Conglomerados calcáreos cementados **(20)**. Luteciense Superior. Margas y margas arcillosas de color ladrillo **(21)**. Bartonense. Cobertera sedimentaria post-Triásica del Complejo Maláguide y del Dominio cortical de Alborán

La cobertera terciaria del Complejo Maláguide se encuentra bien representada en Sierra Espuña dónde se ha establecido una secuencia tipo, constituida por sedimentos con edades comprendidas entre el Jurásico y el Mioceno Inferior (PAQUET, 1969; 1970 y 1974; LONERGAN, 1991 y 1993; MARTÍN MARTÍN 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*, 1997b). Esta cobertera muestra interrupciones sedimentarias mayores en el Paleoceno (SMIT, 1979; MARTÍN ALGARRA, 1987; MARTÍN MARTÍN, 1986 y MARTÍN MARTÍN *et al.*, 1998) y en el Oligoceno Inferior (MARTÍN MARTÍN, 1996 y MARTÍN MARTÍN *et al.*, 1997b). En esta memoria se ha utilizado la división en unidades sedimentarias propuesta por MARTÍN MARTÍN (1996) en Sierra Espuña.

En la Hoja de Lorca afloran sedimentos jurásicos y eocenos de la cobertera Maláguide. Las rocas jurásicas afloran en Sierra Espuña dónde se han diferenciado dos miembros, un tramo

inferior **(18)** de dolomías grises, masivas y otro superior **(19)** de calizas en gruesos bancos, oolíticas hacia el techo y coronadas inmediatamente fuera de la Hoja por margas amarillentas del Dogger. El término inferior se atribuye al Hettangiense, y el superior se supone que abarca desde el techo del Hettangiense hasta parte del Dogger (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972).

Los sedimentos del Eoceno-Mioceno Inferior afloran en el extremo occidental de la hoja, en el margen meridional del Río de Vélez. Se han diferenciado dos miembros distintos; conglomerados de cantos carbonatados **(20)** que se han atribuido al miembro conglomerático de la Formación Malvariche (MARTÍN-MARTÍN, 1996). Los conglomerados contienen macroforaminíferos bentónicos (*Nummulites perforatus* MONFORT, *Nummulites rouaulti*, D'ARCH Y HAIME y *Nummulites laevigatus*) que indican una edad Luteciense Superior-Bartoniense (salvo que sea fauna resedimentada). Los cantos proceden fundamentalmente de la erosión de dolomías triásicas de las unidades malaguides superiores. Sobre los conglomerados hay una sucesión **(21)** de margas arcillosas y limosas de color ladrillo que lateralmente pasan a arenas con estratificaciones cruzadas que se han atribuido al miembro intermedio de la Formación Malvariche (MARTÍN-MARTÍN, 1996). Los macroforaminíferos bentónicos identificados en este miembro son *Nummulites perforatus* MONTFORT (B) var. Subglobulosa y *Assilina exponeus* SOWERBY que indican una edad también Luteciense Superior-Bartoniense.

2.2. DOMINIO SUBBÉTICO

En la Hoja de Lorca el Subbético está representado por un abanico imbricado vergente hacia el SE de sedimentos marinos cretácicos y paleógenos que afloran en la esquina noroccidental de la hoja (Fernández-Fernández *et al.*, 2004). Estos sedimentos muestran pliegues asimétricos vergentes hacia el SE con fallas inversas asociadas.

2.2.1. Sedimentos Cretácicos

2.2.1.1. Margocalizas y margas blancas (Fm. Carretero) **(22)**. Valanginiense-Barremiense

Margas alternantes con calizas margosas blancas **(22)** correspondientes a la Formación Carretero (VERA *et al.*, 1982) representan los sedimentos más antiguos del Subbético que afloran en la Hoja de Lorca. Estas margas se han identificado en un pequeño afloramiento en el límite N de la Hoja, en la carretera hacia La Paca. Se trata de una alternancia de biomicritas en bancos de 20 a 40 cm, con margas y margocalizas. En zonas próximas ha sido posible determinar faunas correspondientes al Hauteriviense-Barremiense (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972).

2.2.1.2. Arcillas, arcillas margosas y margas verdes (Fm. Fardes) **(23)**. Aptiense-Albiense

Sobre la Formación Carretero aflora una formación **(23)** de margas, arcillas y margas arcillosas de color verde oscuro (Formación Fardes, COMAS, 1978). Estas arcillas y margas contienen abundante pirita oxidada y frecuentes yesos originados por oxidación de los sulfuros procedentes de un ambiente reductor en la sedimentación de los materiales. Localmente se inter-

calan pequeños lechos de calizas oolíticas. Contienen fauna de radiolarios y foraminíferos que indican una edad Aptiense-Albiense.

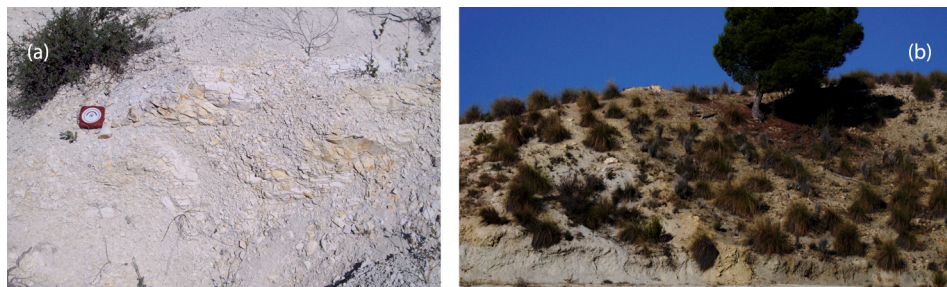


Figura 2.13. (a) Afloramiento de calizas margosas y margas de la Formación Capas Blancas. **(b)** Contacto entre la Formación Fardes, de tonos verdosos a la derecha de la foto y la Formación Capas Blancas a la izquierda

2.2.1.3. *Margas y margocalizas blancas (Fm: Capas Blancas) (24). Cenomaniense-Campaniense*

La Formación Capas Blancas (VERA *et al.*, 1982) **(24)** constituida por calizas margosas blancas y margas sucede a la Formación Carretero (Fig. 2.13). Estas calizas margosas muestran una estratificación fina en bancos centimétricos e incluyen frecuentes nódulos de sílex pardo, negro o rojizo. En estas calizas se han identificado los siguientes foraminíferos planctónicos: *Praeglobotruncana turbinata*, *Praeglobotruncana aff. Stephani* y *Heterohelix* (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972); fauna característica del Cenomaniense-Turonense. La Formación de Capas Blancas se encuentra generalmente muy deformada, mostrando un clivaje penetrativo, y constituye la formación basal del abanico imbricado aflorante en el NO de la Hoja de Lorca, despegado sobre la Formación Fardes. Aflora en varios puntos de la Hoja de Lorca a la base de la mayoría de las escamas. Además, rocas de esta formación constituyen los olistolitos más frecuentes en el seno de sedimentos sinorogénicos del Mioceno Inferior.



Figura 2.14. (a) Calizas margosas rojizas y blancas de la Formación Capas Rojas. **(b)** Sucesión cretácico-eocena que incluye desde la esquina inferior derecha de la imagen hacia arriba: margas arcillosas verdes de la Formación Fardes, margas y calizas margosas blancas de la Formación Capas Blancas, calizas margosas de color asalmonado de las Capas rojas, margas blancas del Eoceno y calizas bioclásticas Eocenas culminando la serie (terminación occidental de la Sierra del Pinoso, situada en la esquina NO de la Hoja de Lorca)

2.2.1.4. Margas y margocalizas de tonos asalmonados (Fm. Capas Rojas) **(25)**. Campaniense-Luteciense

La sucesión sedimentaria cretácica se encuentra culminada por calizas margosas de tonalidades rosadas o rojizas alternantes con capas blanquecinas o verdosas de la Formación de Capas Rojas **(25)** (Fig. 2.14). Estas calizas se encuentran finamente estratificadas en lechos que no suelen superar los 10 cm de espesor. Al igual que la formación precedente muestran una deformación intensa, con un clivaje penetrativo y frecuentes superficies de cizalla. En estas rocas se ha identificado la siguiente fauna (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972):

- *Rotalipora aff. CUSHMANI* y *Globotruncana sp.* (Cenomaniense)
- *Globotruncana angusticarinata*, *globotruncana schneegansi* y *Globotruncana aff. Helvetica* (Turonense).
- *logotruncana lapparenti*, *G. coronata* y *G. renzi* (Coniaciense).
- *Globotruncana carinata*, *G. fornicata* y *G. angusticarinata* (Santonense).
- *Globotruncana linneiana* y *G. elevata* (Campaniense).
- *Globotruncana linneiana* y *G. stuarti* (Maastrichtiense).
- *Globigerina soldadoensis*, *Globorotalia formosa* y *G. rex* (Eoceno Inferior)
- *Globorotalia bullbrook*, *G. bolivariana*, *G. spinulosa* y *Hautkenina aragonensis* (Eoceno Medio)

2.2.2. Sedimentación Terciaria

Las rocas paleógenas aflorantes en la Hoja de Lorca corresponden a la Formación Barahona (WITTINK, 1975) constituida por margas, margocalizas y calizas de edad Eoceno Inferior-Aquitaniense (Fig 2.16). Esta formación incluye varios miembros representativos de distintos medios sedimentarios (margas de cuenca, abanicos turbidíticos carbonatados y facies carbonatadas de plataforma, localmente con bioconstrucciones). El contacto entre esta formación y la sucesión cretácica infrayacente localmente es una discordancia angular. (Fig 2.15)



Figura 2.15. (a) Discordancia entre capas rojas cretácicas y turbiditas calcáreas oligocenas de la Formación Barahona **(28)**, al sur del Cortijo del Campico y de la carretera a Zarzilla de Ramos. **(b)** Sucesión de margas, margocalizas y calizas del Eoceno Inferior-Medio **(27)** (carretera de Lorca a La Paca)

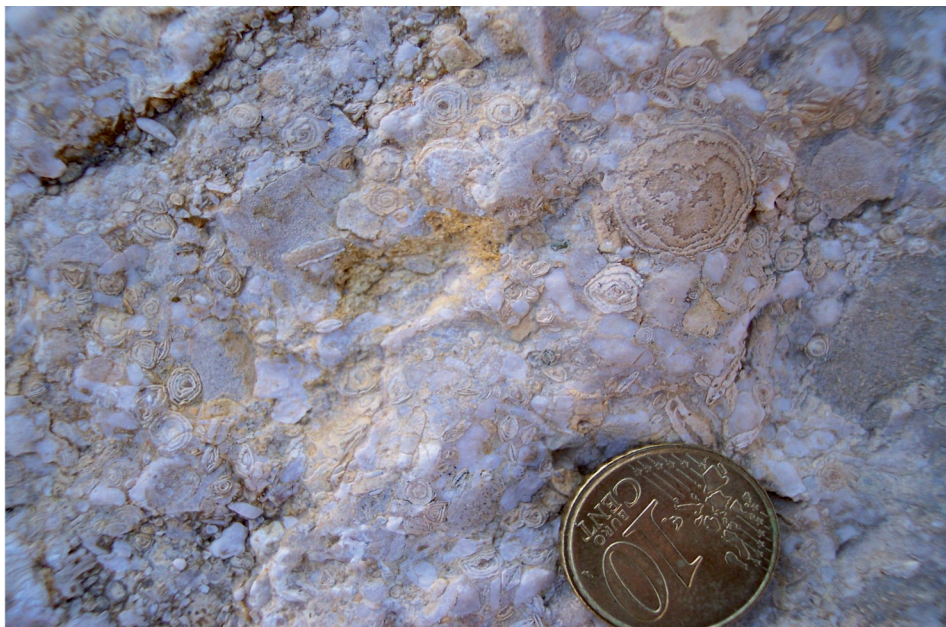


Figura 2.16. Caliza bioclástica con nummulites de la Formación Barahona

2.2.2.1. Margas con yesos y calizas margosas **(26)**. Paleoceno, Eoceno-Ypresiense

En la Formación Barahona se han diferenciado distintos miembros allí donde lo permiten las dataciones paleontológicas realizadas por KAMPSCHUUR *et al.*, 1972. Localmente afloran margas algo yesíferas con calizas margosas de tonalidades grises **(26)**. Se ha distinguido la fauna siguiente: *Globorotalia formosa gracilis*, *G. aragonensis*, *G. aff. Compressa*, *G. aff. pseudobulloides* y *Globigerina soldadoensis* correspondiente al Paleoceno-Eoceno Inferior (Fig 2.16).

2.2.2.2. Margas y margocalizas **(27)**. Eoceno

Generalmente, la base de la Formación Barahona está formada por una sucesión de margas blancas o grisáceo-verdosas con intercalaciones de calizas y margas arenosas que definen una secuencia estratocreciente **(27)**. Localmente, las intercalaciones están formadas por calizas bioclásticas con un gran contenido en Nummulites (Fig. 2.16). Las margas incluyen la siguiente fauna de edad Eoceno Medio-Superior (Fig 2.17): *Globorotalia centrales*, *G. bullbrookii*, *G. bolivariana*, *Globigerina. aff. senni*, *G. spinulosa*, *Globigerapsis index*, *Globigerina venezuela*, *Globigerina tripartita*, *Vulvulina spinosa*, *Cassidulina subglobosa*, y *Globigerinateca*.

2.2.2.3. *Turbiditas carbonatadas. Brechas, calciruditas y calcarenitas localmente calizas bioclásticas. (28) Eoceno Superior-Oligoceno. Margas y margocalizas blancas (29) Eoceno Superior-Oligoceno. Calizas bioclásticas, calizas margosas y margas. (30) Oligoceno superior, Mioceno*

Gran parte de los afloramientos de la Formación Barahona en la Hoja de Lorca están constituidos por alternancia de margas, margocalizas y calizas turbidíticas de edad Eoceno Superior-Oligoceno. En la presente hoja se han diferenciado dos miembros, el primero de ellos donde dominan las facies carbonatadas **(28)** (Fig 2.17) y el segundo representativo de medios más distales donde predominan las margas y margocalizas **(29)**. Localmente, el paso de facies carbonatadas a margosas se produce en relación con fallas normales de crecimiento dónde las margas se encuentran en el bloque de techo. En los tramos margosos de esta sucesión se ha identificado la siguiente fauna: *Globigerina aff. tripartita*, *G. aff. amphapertura*, *Globigerinapsis aff. index*, *Uvigerina aff. mexicana*, *Cassidulina subglobosa horizontalis*, *Globigerina venezuela* y *Globigerina aff. rohri*. En la sucesión carbonatada se han identificado abundantes restos de Rotalidos, algas, *Operculina*, *Nummulites*, *Miliólidos*, *Catapsydrax aff. dissimilis*, *Globotruncanas*, *Discorbis*, *Assilina*, *Melobesias*, *Gypsina*, *Planorbulina*, Equinodermos y oolitos.



Figura 2.17. Pliegue vergente hacia el SSE afectando a calizas oligocenas de la Formación Barahona **(28)** situadas sobre margas **(27)** del Eoceno Superior de la misma formación



Figura 2.18. Sucesión Oligoceno-Miocena de la Formación Barahona constituida por margas y margas arenosas culminada por calizas bioclasticas **(30)** y bioconstrucciones en el Cabezo del Asno

La Formación Barahona está culminada por una última secuencia (200 m) estratocreciente de margas, margas arenosas que pasan a techo hacia calizas margo-arenosas y calizas bioclásticas **(30)** que constituyen los resaltes calcáreos del Cabezo del Asno. El tramo margoso comienza con una alternancia, bien estratificada de margas arenosas verdes y calizas margosas en las que se han podido clasificar: *Globigerina rohri*, *Globorotalia nana*, *Uvigerina mexicana*, *Globigerinoides trilobus* y *Bolivina scalprata miocénica*; fauna correspondiente a una edad Oligoceno Superior-Aquitaniense. Las calizas que culminan la serie (Fig. 2.18) son ricas en microfauna: *Globigerina tripartita*, *G. aff. rohri*, *Globigerinoides trilobus*, *Bulimina scalprata miocénica*, *Clavulinoides szabri*, *Uvigerina mexicana*, *Mulimina palmerae*, Miogypsinas, Orbulinidos, Amphisteginas, Sphaerogypsinas y Heterosteginas.

2.2.2.4. Margas verdosas y blancas con intercalaciones locales de cherts y olistolitos de rocas subbéticas **(31)** Mioceno-Burdigaliense

En la sucesión sedimentaria del Subbético se ha incluido una formación sinorogénica de edad Burdigaliense **(31)** situada sobre la Formación Barahona y que localmente se encuentra pinzada por cabalgamientos con transporte hacia el SE. Esta formación cambia lateralmente de facies, generalmente dependiendo de su posición relativa a los cabalgamientos coetáneos a su depósito. En la parte meridional de los afloramientos subbéticos de la Hoja de Lorca está constituida por margas arcillosas verdosas o blancas que incluyen frecuentes olistolitos de rocas subbéticas (frecuentemente margocalizas y calizas del cretácico o calizas eocenas). Los olistolitos son más frecuentes cerca del contacto con los cabalgamientos por ejemplo al norte de la Loma de la Solana o de la Casa de Panes (Fig. 2.19) en el entorno del Embalse de Puentes.



Figura 2.19. Sucesión cretácico-eocena subbética (margas, margocalizas y calizas de tonos amarillentos que culminan el relieve) cabalgante sobre arcillas margosas verdosas sinorogénicas del Burdigaliense (31) (borde sur de las Lomas del Buitre, al N del Embalse de Puentes)

En posiciones distales respecto a los frentes de cabalgamiento, por ejemplo, en los afloramientos situados al N del Cabezo del Asno las margas solo muestran pequeños niveles detríticos de caliza muy detrítica. En estas margas que no superan los 100 m de potencia, se ha determinado la siguiente fauna: Radiolarios, *Uvigerina auberiana*, *Siphonina reticulata*, *Globorotalia acrastoma*, *G. mayeri* y *Globigerinoides trilobus*.

2.3. RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA DE LORCA

La evolución estratigráfica de la Depresión de Lorca ha sido estudiada por diversos autores (e.g. MONTENAT, 1973 y 1977; MONTENAT *et al.*, 1990; PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992; GUILLÉN MONDÉJAR, 1994; GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*, 1995a; 1995b y 1996; DINARES-TURREL *et al.*, 1997; ROUCHY *et al.*, 1998; WROBEL; MICHALZIK, 1999; VENNIN *et al.*, 2004). Quizá el trabajo más completo sobre la estratigrafía Neógena de esta área sea el realizado por GUILLÉN MONDÉJAR (1994) que diferenció cinco unidades tectosedimentarias (UTS). Por diferencias respecto a la división en unidades definida por autores previos y para cambiar la terminología de unidades tectosedimentarias (MEGÍAS, 1982) a una más general, de secuencias deposicionales (SD) (MITCHUM *et al.*, 1977), se ha decidido establecer una nueva división en

Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD. En la Hoja de Lorca se han diferenciado las siguientes Unidades Sedimentarias de Depósito con rango de SD:

- USD-I. Burdigaliense Superior- Langhiense Inferior
- USD-II. Langhiense Superior-Serravalliense Superior
- USD-III. Tortoniense Inferior
- USD-IV. Tortoniense Inferior-Messiniense basal
- USD-V. Messiniense
- USD-VI. Messiniense terminal-Plioceno

2.3.1. Margocalizas blancas y verdosas, calcarenitas y conglomerados marinos **(32)**. Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior. USD-I.-Formación Campico de Flores

En el borde N de la Depresión de Lorca la USD I **(32)** es equivalente a la formación Campico de Flores de PÉREZ LORENTE *et al.* (1992) y está constituida por conglomerados polimícticos, margas blancas a verdosas (Fig. 2.20) con intercalaciones de turbiditas siliciclásticas y por areniscas de origen marino que reposan mediante un contacto erosivo sobre materiales del Oligoceno Superior del Subbético. Las margas son ricas en foraminíferos planctónicos, que corresponden a medios marinos pelágicos. Los niveles más bajos incluyen las asociaciones *Globigerinoides bisphericus* Todd, *Turborotalia (Fhosella) peripheroronda* (Blow y Banner), *Globorotalia praescitula* Blow, indicando una edad Burdigaliense Superior (PÉREZ-LORENTE *et al.*, 1992). En muestras de niveles altos llegan a aparecer formas primitivas de *Globorotalia praemenardii* (Cushman y Stainforth), lo cual indica una edad Serravalliense. En la Sierra de la Tercia se ha distinguido una sucesión de sedimentos marinos constituidos por margas y margocalizas blancas con intercalaciones locales de turbiditas groseras (Fig 2.21); calciruditas y areniscas azuladas que se encuentran discordantemente sobre rocas del Complejo Malaguide. Estos sedimentos se encuentran bajo conglomerados rojos discordantes de la Formación Carraclaca de edad Langhiense-Serravalliense, por consiguiente, es posible que representen un equivalente lateral de la Formación Campico de Flores aflorante en el borde septentrional de la Cuenca de Lorca.



Figura 2.20. Discordancia entre margas blancas del Burdigaliense Superior-Langhiense (32) y conglomerados de la Formación Carraclaca del Langhiense Superior-Serravalliense en el borde meridional de Sierra de la Tercia. Las margas descansan sobre arcillas rojas permotriásicas del Complejo Maláguide



Figura 2.21. (a) Margas verdosas con intercalaciones turbidíticas de la Formación Campico de Flores. Afloramiento situado al N del Cortijo del Campico de Flores. **(b)** Discordancia angular entre areniscas de la Formación Campico de Flores y calcarenitas del Tortoniense Inferior (afloramiento situado al NE del Embalse de Puentes)

Localmente, por ejemplo, al E de Aledo y en el Collado del Mosquito en el borde occidental de Sierra de la Tercia (UTM: 618100-4175100), bajo los conglomerados de Carraclaca se conserva una secuencia estratodecreciente de conglomerados con cantos carbonatados, cal-

ciruditas y calcarenitas con fauna del Langhiense Inferior que se han incluido en la USD I. En las calcarenitas se ha diferenciado la siguiente fauna: lamelibranquios, equinodermos, algas rojas (Melobesias), gasterópodos, Globigerínidos, Rotálidos, Serpúlidos, *Borelis melo* (Fichtel y Moll), *Ammonia gr. Beccarii* (Linneo).

2.3.2. Conglomerados poligénicos rojos de medios fluviales **(33)** y margas limosas grises, arcillas con yeso y areniscas; facies continentales y medios de transición **(34)**. langhiense Superior-Serravalliense. USD-II. Formacion Carraclaca

Esta secuencia deposicional está constituida por la Formación Carraclaca, compuesta por conglomerados rojos, margas y limos grises con intercalaciones de yesos, depositados en medios aluviales y lacustres. Es transgresiva sobre unidades del Complejo Maláguide en las Sierras de Tercia, Espuña y de las Estancias o se encuentra sobre la USD I mediante una discordancia erosiva (Fig. 2.22). Pasa de abajo arriba de facies de abanicos aluviales, a facies de medios fluviales y lacustres con intercalaciones marinas. Frecuentemente, contiene cantos metamórficos Nevado Filábrides procedentes de la Unidad de Bedar Macael, como anfibolitas y micaesquistos de Tahal además de rocas procedentes de los complejos Alpujárride y Maláguide. Localmente esta unidad supera los 200 m de potencia. En la Hoja de Lorca se han diferenciado dos tramos, el inferior **(33)** es mayoritariamente conglomerático continental mientras que en el tramo superior **(34)** dominan las facies arcillosas y limosas con yesos junto con paleocanales de conglomerados rojos e intercalaciones marinas locales.



Figura 2.22. (a) Conglomerados rojos continentales de la USD II basculados 45° sobre una falla normal de bajo ángulo (Peña Rajada, en el borde occidental de Sierra de la Tercia). **(b)** Margas limosas con intercalaciones de areniscas; facies marinas de la USD II aflorantes en el borde N de la Sierra de las Estancias.

Los sedimentos marinos de esta formación contienen fauna que indica una edad Langhiense-Serravalliense: por ejemplo la muestra AD-LC 1501 (coordenadas UTM: 603366,3-4174179,8) contiene: Radiolarios, espículas de esponjas, restos de equínidos, *Textularia cf. Abbreviata*,

Textularia aciculata, *Robulus cultratus*, *Nonion soldanii*, *Uvigerina peregrina*, *Nonion boueanum*, *Spiroplectammina carinata*, *Spiroplectammina wrighti*, *Karrerella bradyi*, *Hopkinsina bononiensis primiformis*, *Hopkinsina primiformis-compressa* (forma de transición), *Nodosaria acuminata*, *Cibicides bellincionii*, *Chilostomella ovoidea*, *Uvigerina* cf. *Rutila*, *Gyroidina soldanii*, *Allomorphina trigona*, *Ellipsoglandulina multicostata*, *Nodosaria uvicula*, *Reophax* sp., *Saracenaria italica*, *Siphonodosaria monilis*, *Angulogerina angulosa*, *Bulimina elongata*, *Bulimina costata*, *Siphonodosaria consobrina*, *Cyclammina* sp., *Elphidium complanatum*, *Valvulineria complanata*, *Orthomorphina tenuicostata*, *Bolivina antiqua*, *Robulus curviseptus*, *Nonion padanum*, *Cibicides boueanus*, *Bolivina dilatata*, *Nodosaria longiscata*, *Trifarina bradyi*, *Cibicides floridanus*, *Orthomorphina proxima*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Asterigerina planorbis*, *Cassidulina* sp., *Plectofrondicularia inaequalis*, *Bolivina scalprata miocenica*, *Uvigerina tenuistriata gaudryinoides*, *Bulimina* cf. *Alazanensis*, *Discorbis globulares*, *Sigmoilina* cf. *Sigmoidea*, *Orbulina suturalis*, *Hastigerina pelagica*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globoquadrina langhiana*, *Globorotalia apertura*, *Globorotalia gavalae*, *Globorotalia obesa*, *Globorotalia pseudobesa*, *Globorotalia* cf. *Incompta*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerinoides trilobus-quadrilobatus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globorotalia praemenardii*, *Globorotalia scitula*, *Globigerina prae-bulloides*, *Globigerina eggeri*, *Globigerina* cf. *Regina*, *Globorotalia pseudopachyderma*. La muestra AD-LC 118 (coordenadas UTM: 617116,4-4173854,6) contiene: restos de equínidos, restos de peces, *Nonion boueanum*, *Gyroidina* sp., *Pullenia bulloides*, *Ammonia beccarii*, *Glomospira charoides*, *Globulina gibba*, *Eponides praecinctus*, *Cyclammina* sp., *Valvulineria complanata*, *Bulimina pupoides*, *Nonion pompilioides*, *Cibicides ungerianus*, *Hastigerina pelágica*, *Globoquadrina* cf. *langhiana*, *Globorotalia* cf. *apertura*, *Globigerina microstoma*.



Figura 2.23. Borde occidental de la Cuenca de Lorca donde se observan sedimentos de las USD II (conglomerados rojos continentales) y III (margas y margas limosas blancas de cuenca cubiertas por conglomerados y calciruditas en los resaltes topográficos de la derecha de la fotografía)

2.3.3. Conglomerados marinos alternantes con barras de areniscas lóbulos deltaicos **(35)**. Areniscas con matriz calcárea, megaestratificaciones cruzadas y en artesa **(36)**. Margas limos y arenas margosas; facies de cuenca. **(37)**. Calizas bioclásticas **(38)**. Margas y limos marinos de cuenca **(39)**. Tortoniense Inferior. USD. III.

En Sierra de la Tercia esta unidad aflora sólo localmente dónde está constituida por calciruditas, limos, margas y conglomerados poligénicos de medios marinos y transicionales. Se encuentra sobre sedimentos de la USD II mediante una discordancia erosiva, que marca la pri-

mera transgresión marina del Tortonense. Frecuentemente, muestra una discordancia interna progresiva en abanico, relacionada con la actividad sinsedimentaria de fallas normales lístricas, como por ejemplo, en la Cañada del Burro situada al N de Lorca. En el extremo oriental de la Sierra de la Tercia aflora en el fondo de la Rambla de Lébor en forma de conglomerados marinos con megaestratificaciones cruzadas **(35)** depositados en un medio de frente deltáico. Los foresets deltaicos indican una progradación hacia el N-ONO, con frecuentes discordancias internas. Estos conglomerados muestran relaciones de downlap sobre margas marinas de cuenca del Tortonense Inferior (MONTENAT *et al.*, 1990). Los conglomerados de la USD III incluyen abundantes cantos de rocas básicas, pizarras de tonalidades violáceas, cuarcitas rojizas, dolomías y calizas que muestran una deformación y metamorfismo débiles (sólo un clivaje pizarroso o espaciado en las cuarcitas y rocas carbonatadas), indicando que proceden de la Unidad de Almagro, que actualmente aflora en relieves emergentes de la Depresión del Guadalentín como las Sierras de Carrascoy, de Enmedio o la Sierra de Almagro situada más al sur. Este origen representa un cambio en la procedencia de los aportes respecto a la USD II constituida fundamentalmente por rocas de los complejos Alpujarride, Malaguide y localmente Nevado-Filabride aflorantes en las Sierras de las Estancias, Tercia, Espuña y Almenara más al sur.

En los bordes occidental y septentrional de la Cuenca de Lorca la USD III está constituida por dos secuencias estratodecrecientes de orden menor formadas en orden ascendente por calcarenitas, calciruditas o calizas bioclásticas (en la secuencia superior) que evolucionan a techo hacia margas y margas limoso-arenosas. La base de la secuencia inferior aflora sólo en el extremo occidental de la Hoja de Lorca en ambos márgenes del Embalse de Puentes y en el borde septentrional de la Cuenca de Lorca. Se ha diferenciado una formación basal de calcarenitas y calciruditas de aguas templadas **(36)** muy ricas en siliciclastos que muestran megaestratificaciones cruzadas y en artesa (Fig. 2.24). Sobre las calciruditas generalmente se encuentra una sucesión margoso-limosa o margoso-arenosa **(37)** (Figs. 2.23 y 2.24) con frecuentes intercalaciones de niveles bioclásticos que indica una profundización del medio coetáneo a una ruptura de la plataforma somera previa por la actividad de numerosas fallas normales lístricas. En el borde N de la Cuenca de Lorca las calcarenitas muestran buzamientos moderados (de 25 a 50° hacia el S-SE) relacionados con el plegamiento Neógeno-Cuaternario de la Cuenca de Lorca.



Figura 2.24. (a) Calcarenitas con megaestratificaciones cruzadas de la base de la USD III del Tortoniense Inferior **(36)**. **(b)** Margas y margas limosas del techo de la primera secuencia del Tortoniense Inferior **(37)** cubiertas por conglomerados rojos **(35)** y calizas bioclásticas **(38)** de la segunda secuencia de la USD III



Figura 2.25. (a) Calcarenita con finos niveles de microconglomerado de matriz carbonatada de la base de la USD III. **(b)** Margas y margas arenosas del Tortoniense Inferior

En la sucesión de calcarenitas se ha identificado la siguiente fauna depositada en el Tortoniense Inferior (Fig 2.25): muestra AD-LC 143 (coordenadas UTM 604807,4-4181479,6); radiolarios, dientes de peces, radiolas de equínidos, *Cibicides bouenaus*, *Elphidium macellum*, *Sphaeroidina bulloides*, *Asterigerina* cf. *mamilla*, *Hopkinsina bononiensis*, *Gyroidina soldanii*, *Nonion boueanum*, *Trifarina bradyi*, *Bolivina* cf. *punctata*, *Cibicides ungerianus*, *Bulimina ovata*, *Cassidulina oblonga*, *Siphonodosaria advena*, *Bulimina elongata lappa*, *Ammonia punctato-granosa*, *Elphidium complanatum*, *Nodosaria acuminata*, *Cibicides lobatulus*, *Uvigerina barbatula*, *Valvulineria complanata*, *Reussella spinulosa*, *Lagena* sp., *Cassidulina subglobosa*, *Pullenia bulloides*, *Virgulina schreibersiana*, *Orthomorphina proxima*, *Bolivina scalprata miocenica*, *Orbulina universa*, *Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia* MARTÍNEZ, *Globoquadrina conglomerata*, *Globorotalia* cf. *acostaensis*, *Globigerina praeubulloides*, *Globorotalia incompta*, *Globigerinoides bollii*, *Globorotalia pseudopachyderma*, *Hastigerina pelagica*, *Globigerina eggeri*, *Globigerina diplostoma*, *Globigerina dutertrei* y *Globorotalia praemenardii*.

La sucesión de margas fue datada mediante foraminíferos planctónicos por MONTENAT *et al.* (1990), obteniendo una edad Tortoniense Inferior. Esta secuencia deposicional fue incluida por MONTENAT *et al.* (1990) en su Tortoniense I, como equivalente lateral de la Formación de Carraclaca, sin embargo, en varios afloramientos en la parte occidental de la Sierra de la Tercia afloran conglomerados marinos de esta secuencia deposicional, discordantes sobre la Formación Carraclaca, confirmando nuestra diferenciación en dos USD. La USD III no aflora en el borde S de la Sierra de la Tercia ni en el corredor del Guadalentín, colocándose la USD IV suprayacente directamente sobre la USD II o sobre el basamento.

La segunda secuencia de la USD III comienza generalmente con el depósito de calizas bioclásticas **(38)**, aunque lateralmente se ha reconocido un conglomerado basal (Fig. 2.24) de color pardo-rojizo (al norte del Campico Blanco en el borde occidental de la Cuenca de Lorca). Las calizas bioclásticas están formadas por asociaciones fósiles características de aguas templadas (ostras, equinodermos, algas rojas, serpulidos y foraminíferos (*Heterostegina*). Según VENNIN *et al.* (2004) localmente hay pequeños biohermos de *Tarbellastrea*. Sobre las calizas hay una nueva sucesión de margas y margas limosas **(39)**. Lateralmente, en posiciones más marginales de la cuenca, por ejemplo, en la esquina noroccidental de la cuenca las dos sucesiones se encuentran condensadas en una alternancia de calciruditas y conglomerados marinos.

2.3.4. Conglomerados rojos **(40)**. Calciruditas y calcarenitas (Fm. Manilla) **(41)**. Alternancia de margas, conglomerados y calciruditas; facies de talud **(42)**. Margas y limos margosos grises; facies de cuenca (Fm. Carivete) **(43)**. Conglomerados con bloques, facies deltaicas y aluviales, violáceos y pardos **(44)**. Calcarenitas, calizas bioclasticas con corales y ostreidos **(45)**. Tortoniense Inferior-Messiniense basal. USD IV: Formaciones Manilla, Carivete y Secanos

En la USD IV, al igual que en la unidad anterior se han diferenciado dos secuencias de orden menor que transgreden sucesivamente sobre el sustrato bético o sobre las unidades sedimentarias anteriores definiendo una discordancia angular, denominada en la bibliografía "discordancia intratortoniense" (ESTÉVEZ *et al.*, 1982). En los bordes de la Cuenca de Lorca la base de la USD IV está representada por calcarenitas ricas en heterosteginas, calciruditas y calizas bioclásticas con ostreidos y equinodermos **(41)** correspondientes a la Formación Manilla (PÉREZ-LORENTE *et al.*, 1992).

En posiciones más proximales de la cuenca, como en su borde suroccidental, las calciruditas de la Formación Manilla se indentan con conglomerados rojos de medios aluviales **(40)**. Localmente, en zonas más distales de la cuenca la discordancia intratortoniense parece ser una paraconformidad entre margas del Tortoniense Inferior y la Formación Carivete (PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992) compuesta por margas **(43)** con fauna del Tortoniense Superior (MONTENAT *et al.*, 1990; PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992; ROUCHY *et al.*, 1998), aunque esta omisión de terminos carbonatados entre las dos sucesiones de margas podía estar relacionada con la actividad de fallas normales presentes en el borde occidental de la cuenca que hubiesen omitido a las calciruditas.



Figura 2.26. Suave discordancia angular entre las USD III y IV en el borde occidental de la Cuenca de Lorca. En la parte derecha de la imagen afloran margas limosas que evolucionan hacia calizas bioclásticas de la USD III. Sobre estas rocas afloran conglomerados rojos que se indentan hacia la cuenca con calciruditas de la Formación Manilla

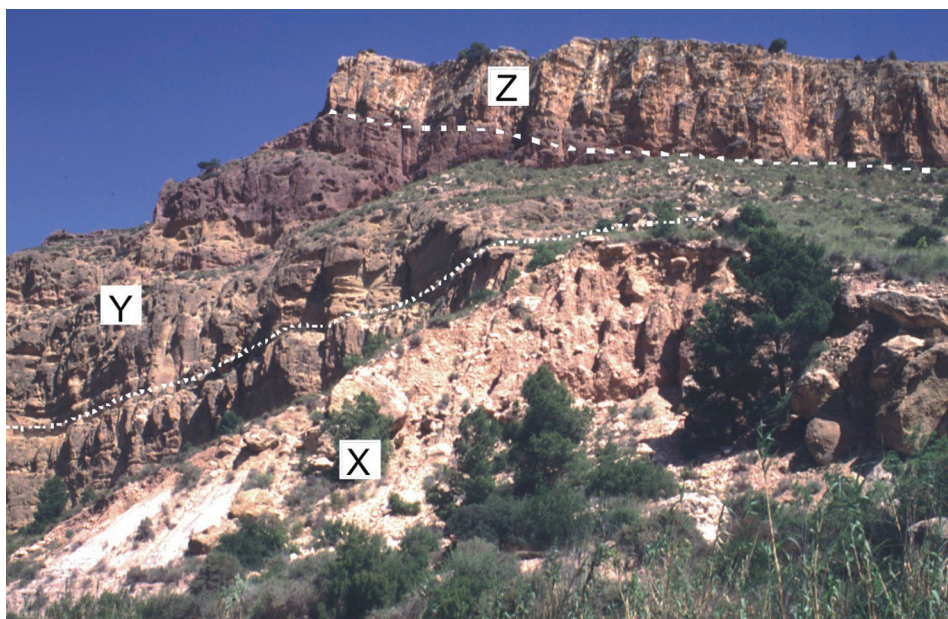


Figura 2.27. Discordancia angular entre conglomerados de la USD III (Y) y calciruditas de la Formación Manilla de la USD IV (Z). Bajo los conglomerados afloran margas blancas del Tortoniense Inferior (X)

La Formación Manilla (Fig 2.26) transgredió directamente sobre las USD II y III o sobre el basamento, mediante una discordancia angular erosiva. En la Rambla de Lébor, MONTENAT *et al.* (1990) ilustran esta discordancia, angular entre la USD III y la USD IV, donde los conglomerados marinos de tonos grises de la USD III están rubefactados por exposición subaérea durante el Tortoniense Inferior, previa al depósito de la USD IV (Fig. 2. 27).



Figura 2.28. Discordancia angular entre calciruditas del Tortoniense Inferior (USD III) y calizas bioclásticas del Tortoniense Superior (USD IV) en el borde septentrional de la Cuenca de Lorca (Barranco de la Hoz, cerca del Rincón del Pino (UTM 613300-4186350). Se observa como las calizas bioclásticas transgreden sobre las margas arenosas (en la parte izquierda de la fotografía) y sobre calciruditas (en la parte central de la foto). Las calciruditas de la USD III constituyen el relieve de mayor cota a la derecha de la foto, donde buzan aproximadamente 25° hacia el S

En el borde N de la Cuenca de Lorca al sur del Campico de Flores sobre las calciruditas de la Formación Manilla afloran margas blancas y rosadas alternantes con areniscas y conglomerados marinos (42). Hacia el sur, en la Cañada de las Palas esta sucesión representa un cambio lateral de facies de la Formación Manilla. Estos sedimentos siguen teniendo fauna del Tortoniense Inferior, por lo que la base de la USD IV puede considerarse de esta edad.



Figura 2.29. (a) Sucesión de margas y margas arenosas de la USD IV (Tortonien Superior) depositadas en el N de la Cuenca de Lorca. **(b)** Intercalación de calizas con restos de corales entre margas de la USD IV. Hacia el N estas facies se indentan con una sucesión de calizas arrecifales y bioclásticas que transgreden sobre calcarenitas y calciruditas previas de la USD III (Tortonien Inferior)



Figura 2.30. (a) Calizas bioclásticas del Tortoniense Superior donde se observan grandes ostreas relleno del fondo de un paleocanal. **(b)** Restos de corales presentes en la intercalación de calizas del Tortoniense Superior ilustrada en la Figura 2.31

Concretamente se ha identificado la siguiente fauna: muestra AD-LC 158 (coordenadas UTM 604924,9-4179968,2); ostrácodos, radiolas de equínidos, formas de concha arenosa, *Spiroplectammina* sp., *Cyclammina* sp., *Bathisiphon*, *Reophax* sp., *Cibicides pseudoungerianus*, *Cassidulina oblonga*, *Siphonodosaria adolphina*, *Nonion soldanii*, *Casidulina subglobosa*, *Pullenia bulloides*, *Robulus* sp., *Gyroidina soldanii*, *Valvulineria complanata*, *Bolivina scalprata miocenica*, *Plectofrondicularia raricosta*, *Globorotalia pseudopachyderma*, *Globorotalia incompta*, *Globorotalia gavalae*, *Globorotalia acostaensis*, *Orbulina universa*, *Globigerina diplostoma*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia scitula*, *Globigerinoides bollii*, *Globigerina dutertrei* y *Globigerina falconensis*.

La segunda secuencia de la USD IV (Fig 2.29) aflora especialmente en todo el borde septentrional de la Cuenca de Lorca que representa áreas más someras de la Cuenca Tortoniense de Lorca, más sensibles a variaciones eustáticas; dónde se depósito una segunda sucesión carbonatada muy rica en restos de bioconstrucciones arrecifales (Fig 2.30) o con bioconstrucciones de *Porites* y *Acanthastrea* (VENNIN *et al.*, 2004) en posiciones proximales **(45)** (Fig 2.32). Estas calizas se indentan lateralmente con conglomerados pardos al sur del Cejo de Cano **(44)** (coordenadas UTM: 606500-4177000) o con margas de cuenca al este de Las Cruces (coordenadas UTM: 610700-4183400). En el centro de la cuenca esta segunda secuencia no se observa, estando representada por una paraconformidad en el seno de margas de cuenca del Tortoniense Superior. En el borde meridional de la Sierra de la Tercia aflora una formación de conglomerados de color morado de medios aluviales y deltáicos **(44)** correspondientes a la Formación Secanos (PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992) que se han incluido en esta segunda secuencia del Tortoniense Superior.

Durante el depósito de la USD IV las principales áreas de entrada de aportes siliciclásticos a la cuenca estaban localizadas en tres puntos distintos de la cuenca. El primero de ellos corresponde al borde occidental de la Cuenca de Lorca con sedimentos procedentes de la Sierra de las Estancias, que debía de representar un relieve elevado limitado por fallas de dirección NO/SE que actualmente constituyen el contacto entre el relleno sedimentario de la Cuenca de

Lorca y el basamento metamórfico aflorante en esta área. Una segunda zona de entrada de siliciclásticos importante se encuentra en el borde norte de la cuenca en la zona de los Tiemblos y las Cañadas (coordenadas UTM: 610000-4182500) donde se preservan conglomerados marinos con cantos procedentes de los relieves subbéticos situados al N. Estos conglomerados contienen cantos de calizas bastante redondeados y son ricos en fauna de equínidos (clypeaster, Fig. 2.31). Finalmente, la mayor fuente de terrígenos se encontraba al sur de la actual Sierra de la Tercia en el área ahora ocupada por la Depresión del Guadalentín, de donde procedían los cantos de los conglomerados violáceos de la Formación Secanos (MONTENAT *et al.*, 1990) que se encuentra en todo el borde meridional de la Sierra de la Tercia. Esta sierra debió de representar un alto submarino a partir del Tortonense (MONTENAT *et al.*, 1990). Sin embargo, parte de estos terrígenos podrían entrar a la Cuenca de Lorca situada al N de la Sierra de la Tercia por el estrecho situado entre esta y Sierra Espuña, donde la actividad sinsedimentaria de fallas normales había producido una zona deprimida que pervivió hasta el Messiniense, cuando fue colmatada.



Figura 2.31. Conglomerado marino de la USD IV con fósiles de Clypeaster (área de los Tiemblos y las Cañadas)

Los conglomerados de los Secanos afloran fundamentalmente en el borde S de la Sierra de la Tercia, pasando lateralmente hacia el N a las margas de la Formación Carivete, como intercalaciones de debritas en el seno de estas. Los datos de paleocorrientes indican transporte hacia el NE (MONTENAT *et al.*, 1990). Gran parte de los cantos de estos conglomerados proceden, al igual que los conglomerados de la USD III, de la Unidad de Almagro. Cerca del Cortijo del

Rincón (1° 34'20"O - 37° 43'50"N) reposan directamente mediante una discordancia erosiva sobre esquistos de grano fino de la Unidad Cortada. En el borde S de la depresión del Guadalentín, en la Hoja de Lorca, afloran conglomerados con las mismas características, pero el sentido de las paleocorrientes es contrario (MONTENAT *et al.*, 1990).

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



Figura 2.32. Relieve formado por cuerpos sigmoidales de carbonatos (45) del techo de la USD IV (Tortoniense Superior) que progradan hacia el NE sobre la sucesión de margas, y margas arenosas de la misma USD IV. Parte noroccidental de la Cuenca de Lorca. En esta área los carbonatos representan el techo de la USD IV aunque hacia el NE se indentan con facies margosas de cuenca que pasan a ser el techo de la USD IV

En general, todo el relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca es muy rico en fauna resedimentada.

Los mayores espesores de margas de Carivete se encuentran en dos depocentros sedimentarios, el primero de ellos se encuentra entre las Sierras de Estancias y Tercia, donde las margas alcanzan 900 m de espesor según ROUCHY *et al.* (1998), aunque quizás la parte inferior de esta sucesión corresponda a margas del Tortoniense Inferior de la USD III que en este área estaría separada de la USD suprayacente por una paraconformidad. El segundo depocentro importante se encuentra al sur de la localidad de Aledo entre las Sierras de Espuña y Tercia. Ambos depocentros fueron generados por la actividad de fallas normales de dirección NO-SE coetáneas al depósito de la USD IV que se encuentran en los bordes de las Sierras de las

Estancias y Espuña. En el caso de Sierra Espuña, algunas de estas fallas con transporte hacia el SO se encuentran selladas por la Formación Carivete, justo debajo de la localidad de Aledo (BOOTH REA y AZAÑÓN, 2003; BOOTH REA *et al.*, 2004a).

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

2.3.5. Calciruditas de Aledo, Cherts y margas de la serrata, yesos de la Serrata, conglomerados de Nonihay, Conglomerados de los Peñones. Messiniense. USD V

Esta quizá sea la unidad sedimentaria más compleja de las aflorantes en la Hoja de Lorca ya que durante su depósito se produce la continentalización de la Cuenca de Lorca, estando representada por multitud de medios sedimentarios, no siempre conectados entre sí. En esta unidad se han diferenciado también dos secuencias de orden menor, la primera de ellas (USD Va) depositada en condiciones marinas, frecuentemente restringidas y probablemente hipersalinas episódicamente y la segunda de ellas (USD Vb) depositada bajo condiciones de hipersalinidad en el centro de la Cuenca de Lorca.

2.3.5.1. *Calcarenitas, arenas y conglomerados (46a). Calcarenitas, calciruditas y arrecifes (46b). Cherts alternantes con margas y calcarenitas (47). Messiniense USD Va*

En la unidad USD Va se han diferenciado tres asociaciones de facies principales, la primera de ellas **(46a)** está constituida por carbonatos (arrecifes y/o calizas bioclásticas) alternantes con conglomerados y areniscas/limos, característica de medios deltáicos de tipo Gilbert desarrollados en áreas marginales de la cuenca con abundantes aportes siliciclásticos (WROBEL y MICHALZIK, 1999) (Fig 2.33a). La segunda asociación de facies **(46b)** está formada por calcarenitas, calciruditas y arrecifes representativa de medios marinos someros de plataforma marginal que ocupó los bordes de la Cuenca de Lorca en áreas exentas de depósitos siliciclásticos (bordes nororiental y suoriental de la cuenca). La tercera asociación **(47)** está formada por una alternancia de margas, diatomitas, dolomías evaporíticas y calcarenitas (Fig 2.33b) representativa de áreas intermedias entre el margen y el depocentro de la cuenca con escaso aporte de sedimentos terrígenos (ROUCHY *et al.*, 1998). En un sondeo realizado en el centro

de la Cuenca de Lorca se cortaron prácticamente 200 metros de halita y arcillas bituminosas (MONTENAT *et al.*, 1990) bajo los yesos de la secuencia USD Vb. La halita podría representar un equivalente lateral de las diatomitas y calizas/conglomerados que se habría depositado durante las etapas de bajo nivel del mar en los ciclos regresivos de orden cuatro presentes en la USD Va (WROBEL y MICHALZIK, 1999). En este sentido la Cuenca de Lorca mostraría un paralelismo inmediato con el Mediterráneo donde también se observan dos secuencias de evaporitas depositadas durante la crisis de salinidad y la posterior invasión marina; una unidad infrayacente dominada por halita y una superior constituida fundamentalmente por yesos.

En la asociación de facies **(46a)** característica de medios deltáicos WROBEL y MICHALZIK (1999) diferenciaron cinco secuencias regresivas de cuarto orden. Cada una de estas secuencias se inicia con depósitos transgresivos de calcarenitas, calizas arrecifales (*porites* y *acanthastraea*) o bioclásticas sobre las que se depositan “foresets” de conglomerados clasto-soportados alternantes con areniscas y limos que muestran una geometría de “downlap” respecto a las calcarenitas infrayacentes. En esta formación localmente se observan niveles de estromatolitos. Hacia el NE en el área del coto de los Tiemblos las intercalaciones detríticas muestran una granulometría más fina, dominando las areniscas y conglomerados con cantos del subbético en estratos más finos. En las zonas marginales exentas de sedimentos siliciclásticos se desarrollaron plataformas con calcarenitas marinas y bioconstrucciones arrecifales en posiciones proximales. El conjunto de bioconstrucciones y calcarenitas forma unidades progradantes sigmoidales (VENNIN *et al.*, 2004) que localmente, cerca de Aledo se intercalan con conglomerados rojos (PÉREZ-LORENTE *et al.*, 1992).



Figura 2.33. (a) Foresets deltaicos con alternancia de areniscas y conglomerados con cantos procedentes de rocas metamórficas, tiene una intercalación detrítica de la asociación de facies **(46a)**. **(b)** Margas alternantes con cherts, areniscas y yesos; secuencia correspondiente al techo de la formación **(47)**



Figura 2. 34. (a) Discordancia angular donde margas alternantes con calcarenitas y con areniscas bioclásticas de la USD IV muestran una geometría de top lap respecto de las calcarenitas y margas suprayacentes, de la USD Va. **(b)** Calizas bioclásticas y bioconstrucciones **(46b)** de la USD Va definiendo el relieve de la Serrecica, al sur de Aledo

Las asociaciones de facies **46a** y **b** (Fig 2.34) se interdigitan hacia el centro de la Cuenca de Lorca con margas limosas intercaladas con diatomitas (**47**). La base de la formación de diatomitas comienza en el primer nivel prominente de diatomitas (Fig 2.35). ROUCHY *et al.* (1998) diferenciaron dos miembros; uno inferior constituido fundamentalmente por diatomitas alternantes con margas que alcanza 90 m de espesor al N de Lorca. Además intercalados en este miembro hay niveles ricos en azufre, carbonatos y yeso. El yeso es más evidente en las zonas más marginales de la cuenca (por ejemplo, en el área de Cañada Honda, coordenadas UTM: 617000-4178500), ya que hacia el núcleo de la cuenca aumenta la proporción de carbonatos (ROUCHY *et al.*, 1998). El miembro superior muestra una potencia máxima de 33 m. Está compuesto fundamentalmente por margas limosas con intercalaciones de areniscas rojizas que aumentan hacia techo. Las intercalaciones de areniscas contienen estratos finos de diatomitas. Este miembro termina en el centro de la cuenca con un intervalo de 2 m de dolomías de grano fino.



Figura 2.35. (a) Lumaquella rica en gasterópodos en los carbonatos de la primera secuencia de 4º orden de la USD Va. **(b)** Conglomerado y bioturbaciones situadas en el muro de los carbonatos mostrados en la foto de la izquierda

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

2.3.5.2. *Conglomerados, limos y arcillas pardo a rojizos en facies fluviales (48). Yesos (49). Messiniense. USD Vb: Conglomerados de los Peñones, yesos de la Serrata*

La unidad Vb se depositó durante la continentalización de la cuenca de Lorca y está representada por conglomerados aluviales, fluviales y de fan deltas intercalados con arcillas y localmente con travertinos de medios palustres (48), y por yesos (49) depositados en gran parte de la cuenca y en áreas situadas al sur de la Sierra de la Tercia en la depresión del Guadalentín. La formación Peñones está formada en el área tipo por una secuencia estratodecreciente de conglomerados fluviales con grandes paleocanales intercalada con arenas y arcillas de llanura de inundación. Muestran una tonalidad parda y están constituidos por cantos de rocas provenientes de los relieves de Sierra de las Estancias. Los mejores afloramientos y más potentes (70 m) se observan el Barranco de los Peñones situado al oeste de Los Canales, en la esquina suroccidental de la Hoja de Lorca (Fig. 2. 36).

Lateralmente los conglomerados de los peñones se indentan con yesos, limos y margas al sur de Los Batanes (PÉREZ-LORENTE *et al.*, 1992; WROBEL y MICHALZIK, 1999) (coordenadas UTM 608000-4172200). En el borde oriental de la Cuenca de Lorca, bajo los relieves de Sierra Espuña (al norte y oeste de Aledo) los conglomerados de los Peñones tienen un aspecto distinto al mostrado en su localidad tipo. Aquí muestran una coloración más rojiza y aumenta la proporción de conglomerados clastosoportados así como el tamaño medio de los clastos, menos re-trabajados, depositados en un medio de abanicos aluviales. En posiciones más distales (Llano de las Bojas, coordenadas UTM: 622500-4182500) los conglomerados se interdigitan con arcillas rojas y travertinos depositados en medios de llanura de inundación y palustres. A su vez, estas facies más distales se indentan con los yesos de la Serrata hacia el SO.



Figura 2.36. (a) Contacto entre las USD Vb y VI en el borde occidental de la Cuenca de Lorca. El techo de la USD Vb está representado fundamentalmente por arcillas pardo-rojizas con pocos niveles de conglomerados matriz-soportados. La base de la unidad VI suprayacente está marcada por un banco de areniscas oolíticas transgresivas sobre las arcillas continentales (WROBEL y MICHALZIK, 1999). Sobre las areniscas se observa la sucesión de margas blancas con intercalaciones de conglomerados fluviales de la Formación de Torrealvilla de edad Messiniense terminal-Plioceno. **(b)** Sucesión estratodecreciente de conglomerados (paleocanales) alternantes con areniscas, limos y arcillas continentales de la USD Vb en el Barranco de los Peñones

Los yesos **(49)** alcanzan potencias máximas de 50 m al N de Lorca. Muestran facies laminadas, detríticas y nodulares descritas por diversos autores (GEEL, 1976; ROUCHY y PIERRE, 1979; ROUCHY, 1982; ORTÍ, 1990; ROUCHY *et al.*, 1998). Gran parte de la formación está constituida por yesos detríticos con niveles superpuestos de yeso laminar depositado in situ, cubierto por nódulos de yeso procedente de la hidratación de anhidrita. Hay también numerosas intercalaciones de dolomitas que contienen cristales de yeso pseudomorfizando a cristales de halita. Hacia techo los yesos se intercalan con niveles de limos que muestran una gradación progresiva hacia las margas blancuzcas de la USD VI suprayacentes.

La formación de yesos muestra frecuentemente una estructura caótica debido a procesos de disolución y colapso o por haberse deformado intensamente en la inmediación de fallas. Al sur de la Sierra de la Tercia es frecuente que los yesos muestren una foliación milonítica con una lineación mineral asociada en puntos donde la formación ha sido cortada por segmentos de la falla de salto en dirección sinistral de Alhama de Murcia, por ejemplo, debajo del puente del canal Tajo Segura dónde cruza la Rambla de Lébor.

2.3.6. Margas amarillas, blancas y verdosas con arenas y conglomerados; calcarenitas **(50)**. Conglomerados con cantos y bloques subbéticos intercalados en margas **(51)**. Messiniense terminal-Plioceno inferior. USD VI: Formación de Torrealvilla

La Formación Torrealvilla **(50)** ocupa la parte central de la Hoja de Lorca y aflora también sobre la formación de yesos al sur de la Sierra de la Tercia. Está constituida por más de 250 m de margas de coloración blanco grisáceo con abundantes intercalaciones de areniscas, limos y conglomerados. Los conglomerados suelen ser clastosoportados y están formados por cantos

relativamente redondeados de calizas procedentes de los relieves subbéticos situados al N de la Cuenca de Lorca. Los paleocanales de conglomerados son de varias decenas de metros de anchura y alcanzan normalmente menos de una decena de metros de espesor (PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992). En la parte occidental de la Cuenca la base de esta formación está constituida por un nivel de calizas oolíticas y areniscas transgresivas sobre los conglomerados y paleosuelos de la Formación de los Peñones (WROBEL y MICHALZIK, 1999). Las margas situadas a la base de esta formación tienen un contenido muy bajo en foraminíferos indígenas, aunque se ha podido datar una edad Messiniense (STEFFAHN y MICHALZIK, 2000). Según estos autores, aunque con reservas, a 15 m sobre la base de la sucesión se encuentra la base del Plioceno.

Las margas de Torrealvilla transgredieron sobre un área mayor que la que ocupó la cuenca messiniense de Lorca, cubriendo algunos relieves subbéticos situados al N de la Cuenca de Lorca, por ejemplo, áreas situadas al oeste de la carretera hacia la Paca en el extremo N de la Hoja de Lorca. Estas margas alcanzan un espesor reducido cercano a los 10 m y están cubiertas por travertinos o por conglomerados, seguramente depositados durante el Plioceno. Gran parte de la entrada de conglomerados subbéticos se producía justamente por el extremo N de la Hoja de Lorca, coincidente con un área deprimida aprovechada para la construcción de la carretera a Caravaca de la Cruz. Así, en esta carretera, en la zona de la Venta Nueva afloran conglomerados de esta formación transgresivos sobre los sedimentos tortonienses. Dónde las intercalaciones conglomeráticas **(51)** tienen suficiente entidad dentro de la formación Torrealvilla como para ser cartografiadas, se han diferenciado en la Hoja de Lorca. Estas intercalaciones conglomeráticas suelen coincidir en la misma vertical de conglomerados de unidades sedimentarias anteriores poniendo de manifiesto una permanencia en el tiempo de la red de drenaje principal que alimentaba de detritus a la Cuenca de Lorca. Se ha diferenciado una de estas intercalaciones situada ligeramente al este de los afloramientos de los conglomerados de los Peñones en el borde occidental de la cuenca. También en el borde N de la cuenca en el área de la Cañada de las Retamas coinciden en la misma vertical conglomerados de esta formación con los de la USD V.

2.3.7. Margas versicolores alternantes con arenas y conglomerados de procedencia subbética **(52)** Conglomerados con cantos y bloques subbéticos **(53)**. Plioceno inferior–Pleistoceno inferior. Sistema aluvial marginal de Lébor

Estos materiales responden a la instalación de los primeros sistemas aluviales marginales coherentes con el relieve actual, y que tenían sus cuencas instaladas en los relieves subbéticos, como atestigua la presencia de detríticos de materiales jurásicos y cretácicos, así como microfaua mesozoica resedimentada (SILVA, 1994). También cabe la posibilidad que estos materiales procedan del desmantelamiento de antiguas coberteras maláguides, que incorporan secuencias sedimentarias, similares a las del subético, y de cuya presencia quedan remanentes en la Sierra de Espuña. En el sector de la hoja de Totana pueden diferenciarse al menos dos grandes sistemas aluviales individualizados; los abanicos de Lébor y Totana, a los que habría que unir el denominado abanico de Lorca que cubre la esquina NO de la hoja correspondiente. Estos sistemas, aunque en discordancia erosiva, suelen depositarse en continuidad estrati-

gráfica con los depósitos messiniense-pliocenos que culminan el relleno de la Cuenca Neógena de Lorca, pudiéndose observar el contexto de estos sistemas marginales en relación con los depósitos messinienses marinos correspondientes a situaciones morfoestructurales previas. En todos los casos, el tránsito marino-continental se realiza mediante una unidad de transición de margas versicolores y arenas de carácter micáceo, que a gran escala dan lugar a secuencias de tipo negativo **(52)**, que pasa a potentes series de conglomerados y areniscas **(53)**.

Al igual que en la hoja de Totana, estos depósitos, junto con los yesos messinienses constituyen pequeños relieves marginales, alineados según la dirección de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia y separados de las sierras de la Tercia y Espuña por pequeñas depresiones tectónicas rellenas de materiales cuaternarios. Sólo en el **Abanico de Lébor**, localizado entre las Sierras de la Tercia y Espuña, al pie del Alto de los Secanos (SO de Totana), es posible observar en las mejores condiciones el contexto de estos sistemas marginales en total continuidad con los depósitos de las series marinas-terminales messinienses.

En la **Unidad de transición basal de Lébor (52)**, pueden diferenciarse dos grandes miembros (o formaciones) uno inferior y otro superior (SILVA, 1994): El miembro inferior está constituido por margas verdosas versicolores que alternan con pasadas de arenas de grano fino en facies Sh/SI (15m), que hacia techo pasan a una potente serie (>100m) de arenas de grano medio-fino con estratificación cruzada Sp a gran escala con intercalaciones de margas arenosas rosadas edafizadas y cuerpos conglomeráticos de bases canalizadas en facies de gravas redondeadas Gm/Gp, que hacia techo se hacen más potentes y más masivos presentando facies de tipo debris-flow. El espectro litológico de estos conglomerados está constituido en gran parte por materiales de origen Subbético (calizas mesozoicas-nummulíticas). Toda esta unidad constituye una gran macrosecuencia negativa que representa la progradación de los sistemas marginales sobre las facies más proximales de las llanuras costeras de la zona de conexión del Campo de Cartagena-Mar Menor-Depresión del Guadalentín. El miembro superior, está constituido por una potente serie (>70m) de margas arenosas de tonos blancuzcos, verdosos y rosados con pasadas de arenas de grano muy fino en facies Sh/SI, y de yesos finamente estratificados en niveles de 10 a 30 cm de potencia, que representan la instalación de sistemas de transición marino-continental evaporíticos, posiblemente sabhkas litorales (SILVA, 1994).

La **Unidad de Conglomerados Mesozoicos (53)**, aparece en discordancia erosiva sobre la anterior, y está constituida por una potente serie (>100m) de conglomerados de cantos y bloques ($\varnothing=1,2m$) de calizas mesozoicas en la que se diferencian dos tramos. Un primer tramo de aspecto masivo, de unos 40m de potencia, que presenta facies Gm/Gms. Y un segundo tramo, de más de 60m de potencia, más organizado, constituido por cantos de menor tamaño en facies Gm, dispuestos en bancos de 3 a 5 metros, que alternan con arenas de tamaño grueso-medio de aspecto masivo. Estos depósitos, ya netamente continentales, representan la progradación definitiva de los sistemas aluviales marginales, constituyendo una macrosecuencia negativa a gran escala. En la hoja de Lorca pueden diferenciarse dos grandes cuerpos sedimentarios conglomeráticos, uno el ya mencionado de Lébor y otro más al Sur relacionado con un antiguo paleo-Guadalentín. En la zona de Lorca, en los cortes de la autovía

de circunvalación situados al Norte de la Ciudad, es posible observar pequeños afloramientos de conglomerados subbéticos muy redondeados, que se encuentran actualmente a +100/90 metros por encima del cauce actual del Guadalentín. Estos representan las zonas apicales de desembocadura en la Depresión del gran sistema fluvial (paleo-Guadalentín) que alimentaba el **Abanico de Lorca** (SILVA, 1994). Estos pequeños afloramientos dibujan la antigua salida de este abanico al Norte de la actual, con una dirección N45°E, casi paralela a la Falla de Lorca-Alhama, en contraste con la actual que lo hace con una dirección N110°E. Estos materiales, con potencias que oscilan entre los 6 y 8 metros y discordantes sobre el sustrato bético, no se encuentran deformados y conservan su posición morfológica original. Representan un sistema fluvial braided de gravas, con formas más canalizadas en la base, y más abiertas y expansivas hacia techo, donde presentan paleosuelos debilmente desarrollados. Direcciones de paleocorrientes tomadas en imbricaciones de las facies canalizadas, indican direcciones de aporte comprendidas entre los N20°E y N70°E, siendo las predominantes las N45°-50°E.

De acuerdo con MONTENAT *et al.* (1990a), en los abanicos de Lorca y Totana y en menor medida en el de Lébor, se registra una importante movilidad tectónica horizontal. A gran escala, todos estos sistemas aluviales se encuentran constituidos por numerosos lóbulos solapados. Estos lóbulos registran un importante desplazamiento sinistral a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, que llegan a alcanzar valores máximos de unos 8 km en el Abanico de Totana y algo más discretos de 5-6 km en el de Lorca (SILVA, 1994). En estos abanicos los diferentes lóbulos se encuentran más verticalizados cuanto más lejos se sitúan de la antigua salida. Un claro ejemplo de ello puede observarse en los cortes la actual Autovía de Granada en las inmediaciones de la localidad de La Hoya y de la Granja de San Julian (al NE de Lorca), donde los bancos de conglomerados se encuentran fuertemente tectónizados y presentan buzamientos de hasta 80°SO.

2.3.8. Conglomerados poligénicos cementados y arcillas rojas **(54)**. Sistemas marginales de España (Piedemonte de la Cuenca Neógena de Lorca). Plioceno Superior–Pleistoceno inferior

Esta unidad es de carácter detrítico constituida fundamentalmente por conglomerados con algo más de 100m de potencia que orlean el piedemonte Sur de Sierra Espuña, constituyendo el Piedemonte septentrional de la Cuenca de Lorca. La Hoja de Lorca está constituida por conglomerados masivos (Gm y Gms) bastante cementados, dispuestos en bancos de hasta 3-4 m de potencia. Estos están compuestos por cantos y bloques (a veces de más de 2 m de Ø) fundamentalmente de dolomías, areniscas y filitas rojas maláguides. Son depósitos de abanicos aluviales, que por correlación con otras unidades pueden asignarse al Plioceno Superior, aunque su desarrollo se extiende hasta el transito Pleistoceno Inferior-Medio, donde engarzan en continuidad estratigráfica con los depósitos de techo de piedemonte cuaternarios **(57)**. Estos últimos, como otros depósitos de piedemonte de la Región de Murcia presentan un fuerte encostramiento calcáreo, con desarrollo de potentes calcretas laminares. Hacia su base o en zonas más distales estos conglomerados se encuentran menos cementados y aumenta la proporción de matriz areno-arcillosa de tonos rojizos. Más hacia el Sur depósitos similares a los descritos forman los relieves transversales de Torrealvilla (550m) y La Pinosa (650m), donde

también presentan potencias próximas a los 100m y superficies fuertemente encostradas que dan lugar a los actuales relieves lineales tabulares en que se conservan. No obstante, en la zona de techo de estos relieves no es raro encontrar facies de tipo más fluvial (Gm/Gp y Sp), y dada su dirección general NO-SO podrían representar antiguos cauces fluviales integrados en la red de drenaje del Paleo-Guadalentín.

No se poseen datos concretos que permitan atribuirles una edad precisa, pero por sus relaciones estratigráficas con los depósitos pliocenos del centro de la Cuenca de Lorca, tiene que asignárseles una edad Plioceno Superior como más antigua.

2.3.9. Margas blancas, arenas micáceas y arcillas rosadas con suelos hidromorfos **(55a)**. Sistema lagunar-palustre del Saladillo. Plioceno superior–Pleistoceno inferior

Esta unidad, extensamente desarrollada en las vecinas hojas de Totana y Murcia a lo largo de la Depresión del Campo de Cartagena-Mar Menor, se encuentra escasamente representada en la Hoja de Lorca. Se sitúa en discordancia progresiva y erosiva sobre las series conglomeráticas de Hinojar, pero sus afloramientos son mucho más extensos al E donde afloran a lo largo de todo el Escarpe del Saladillo (Hoja de Totana). Como el resto de las formaciones pliocenas y cuaternarias que afloran en el Escarpe del Saladillo, esta también muestra un carácter progresivamente más marino hacia el sector oriental y una tendencia evolutiva vertical de clara somerización, distinguiéndose dentro de ella dos miembros diferentes. El término basal corresponde con la unidad de arenas micáceas y margas blancas del Saladillo, y el superior a la unidad de margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos del Paretón descritas por SILVA (1994). En el sector de la hoja de Lorca tan sólo afloran las facies asimilables a la *unidad de arenas micáceas y margas blancas del Saladillo*. Esta presenta sus rasgos más distintivos en el sector de las Acharas, a escasos 3 km de la esquina SE de la presente hoja. Posee más de 50m de potencia estimada, y está constituida predominantemente por margas y mudstones arenosos de tonos blancos de aspecto masivo, variablemente bioturbadas por huellas de raíces y con abundantes restos de gasterópodos. En estos materiales se intercalan cuerpos de arenas micáceas de distinta geometría. Los cuerpos arenosos de geometría canaliformes (8/5m por 100/250m) presentan estratificación en surco (St) e internamente están constituidos por un gran número de canales menores amalgamados de carácter *multilateral* y *multiepisódicos* que dan lugar a la estratificación cruzada de surco que se observa a gran escala. Presentan secuencias y facies sedimentarias características de sistemas fluviales que discurren y/o alimentan llanuras de tipo costero (SILVA, 1994).

Los cuerpos arenosos tabulares extremadamente planos (de 1 a 2 m de potencia) y de gran extensión lateral, con estratificación horizontal (Sh) y de tipo flasher con intercalaciones de arcillas rosadas y niveles microconglomeráticos, poseen bases ligeramente erosivas y pueden aparecer agrupados en paquetes de más de 4 metros de potencia o bien como cuerpos individuales intercalados en las facies margosas. Por último, hacia techo es más característica la presencia de una alternancia de arenas (Sh) y margas bioturbadas por huellas de raíces de gran extensión lateral. Estas se encuentran constituidas principalmente por paquetes de

mudstones arenosos (de 3 a 5 m de potencia) con abundantes restos de gasterópodos continentales muy alterados (individuos enteros y fragmentados). A techo se encuentran intensamente brechificadas presentando abundantes grietas y huellas de raíces de tamaño muy fino, que sugieren la existencia de procesos de desecación y reestructuración edáfica (no muy intensos) en estos depósitos.

Este conjunto de depósitos ha sido interpretado por SILVA (1994) como una extensa llanura costera, de tipo braided arenoso, con grandes canales intermareales (cuerpos canaliformes) y con zonas lagunares palustres de tipo intercanal (Mudstones) a las que ocasionalmente llegarían depósitos de desbordamiento de tipo *Sheet-splay* (cuerpos arenosos tabulares). Acorde con esta interpretación en la zona oriental de la hoja de Totana, (relieves de La Morra y Los Mogotes) los cuerpos de arenas micáceas ya empiezan a mostrar claras influencias marinas (ripples y de oscilación y laminación cruzada de bajo ángulo de tipo foreshore), siendo el afloramiento más oriental (Los Mogotes), casi por completo de carácter marino (SILVA, 1994). En esta zona los cuerpos arenosos individuales intercalados en la serie margosa constituirían depósitos de barras litorales que cerrarían parcialmente zonas lagunares litorales representadas por las margas blancas (SILVA, 1994). En ese mismo corte la serie culmina en un cuerpo arenoso de más de 2,5 m de potencia, en el que se observan superficies de erosión internas de migración de macroformas, que por su intensa bioturbación (removilización) podrían interpretarse como depósitos eólicos de tipo dunar de pequeño tamaño.

En la hoja de Totana sobre esta unidad aparece otra que la culmina formada por *margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos*. Esta no se observa en la presente hoja, aunque como veremos, podrían estar parcialmente representados en los depósitos que se atribuyen al antiguo sistema fluvial del Guadalentín **(55)**.

En cuanto a su edad, no existen datos paleontológicos de ninguna clase. Su atribución cronostratigráfica se hace complicada, ya que a pesar de representar globalmente un episodio claramente regresivo, dentro de ella se registran tendencias ligeramente transgresivas (Techo del MIEMBRO INFERIOR en el sector oriental). Si bien, teniendo en cuenta los esquemas paleogeográficos propuestos por MONTENAT (1973) y más tarde por SOMOZA (1989) y GOY *et al.* (1989b; 1990), esta unidad morfosedimentaria tendría que interpretarse como un sistema diacrónico, pero parcialmente contemporáneo con la Unidad de Transición del El Moncayo-El Molar de SOMOZA (1989), que en base a datos paleomagnéticos llega a alcanzar el Pleistoceno Inferior (BARDAJÍ *et al.*, 1997). Así pues, estas correlaciones permiten situar a sus depósitos superiores en la inauguración del periodo Cuaternario. Mientras que la Unidad de Transición de El Moncayo-El Molar (sistemas lagoon-isla barrera) es característica de la Cuenca de Elche-Bajo Segura, los aquí descritos constituirían el sistema de Transición Marino-Continental (depósitos de llanura costera y sistemas lagunares palustres) del Campo de Cartagena-Mar Menor, donde el sistema de transición característico esta representado por la Calizas Lacustres de San Pedro de MONTENAT (1977), que también registran claras influencias marinas en su sector más oriental (SOMOZA, 1989).

2.4. CUATERNARIO

Los principales depósitos cuaternarios de la Hoja de Lorca responden mayoritariamente a los depósitos fluviales y sistemas de abanicos aluviales desarrollados en la Depresión del Guadalentín y más discontinuamente en el interior de la antigua Cuenca Neógena de Lorca. Los depósitos netamente fluviales dejados por el antiguo Guadalentín que se dirigía hacia el actual Mar Menor inauguran el periodo Cuaternario. Estos materiales son consecuencia de la evolución regresiva Pliocena de la zona una vez que por razones eminentemente tectónicas la salida hacia el Mar Menor del antiguo Guadalentín queda obturada, iniciándose la instalación de abanicos aluviales y el desarrollo de costras calcáreas. No obstante, abanicos aluviales y clacretas tienen un desarrollo diferente en la Depresión del Guadalentín y en el interior de la Cuenca de Lorca que en su zona de conexión con el Campo de Cartagena-Mar Menor.

En la Depresión del Guadalentín los sistemas aluviales responden a sistemas marginales sin y post-tectónicos relacionados con los *frentes montañosos de falla* desarrollados a lo largo de la Falla sinistra de Lorca-Alhama de Murcia, a cuyo pié pueden alcanzar potencias que sobrepasan los 100m en esta hoja. Estos muestran importantes discordancias progresivas internas que se reflejan en diferentes dispositivos morfosedimentarios de agradación proximal en onlap a agradación distal en offlap y las secuencias sedimentarias y geomorfológicas resultantes han sido estudiadas por SILVA *et al.* (1992a y b; 2003a) y SILVA (1994). Por el contrario en la Cuenca de Lorca, los sistemas aluviales están relacionados con las primeras etapas de disección de la cuenca configurando amplios valles en artesa en los que los relieves se articulan con los antiguos fondos mediante el desarrollo de depósitos de “tipo glacis” fundamentalmente cuya potencia raramente sobrepasa los 6-7m. Solo al Norte de la Cuenca en el piedemonte de la Sierra de Espuña se elabora una amplia superficie de techo de piedemonte a la cual se encuentran asociados depósitos conglomeráticos, variablemente cementados, de algo más de 100m de potencia. Estos depósitos aluviales tienen el mismo significado morfogenético que los depósitos de la “Raña” en las cuencas interiores de la península, es decir constituyen el cierre de la sedimentación neógena y el inicio de la disección cuaternaria.

También son importantes los depósitos relacionados con el aluvionamiento de las antiguas zonas endorreicas centrales de la actual Depresión del Guadalentín desarrolladas durante el Pleistoceno superior y Holoceno (SILVA, 1994). En su sector central los depósitos fluvio-palustres llegan a alcanzar potencias vistas de más de 17m, no obstante en la hoja de Lorca estos quedan obliterados por el desarrollo del enorme abanico de desembocadura del río Guadalentín, aguas debajo de la ciudad de Lorca. Datos cronológicos y geoarqueológicos, procedentes de las zonas de Totana y Librilla indican conjuntamente que la actual “llanura de inundación” de la Depresión del Guadalentín responde al techo de un relleno fluvio-palustre que culminó su elaboración hace alrededor de 3.500 años BP (CALMEL-ÁVILA, 2001). Así pues, el conjunto de sistema de ramblas y demás depósitos y formas torrenciales consecuencia de su evolución reciente y procesos de avenida (riadas y/o inundaciones) son de carácter moderno, en algunos casos de carácter histórico (SILVA *et al.*, 1996; 2003b).

2.4.1. Conglomerados, arenas y arcillas en facies fluviales con paleosuelos pardo-rojizos **(55)**. Sistema Fluvial del Guadalentín. Pleistoceno inferior-medio

Los afloramientos correspondientes a esta unidad sedimentaria, constituyen las facies más distales y también más modernas correlativas a los sistemas aluviales marginal de Lébor (52 y 53). En la hoja de Lorca poseen muy poca representación, pero afloran extensamente a lo largo del denominado Escarpe del Saladillo en la hoja de Totana, encontrándose su sección tipo en los cortes del Canal del Paretón (SILVA, 1994; SILVA *et al.*, en prensa). En esa zona se han diferenciado cuatro subunidades fluviales de carácter netamente fluvial que se disponen en discordancia progresiva. Estas registran una evolución progresiva desde sistemas fluviales fundamentalmente dominados por depósitos de llanura de inundación y canales de alta sinuosidad (de tipo meandriforme) en la base, hasta sistemas braided arenosos y de gravas con canales más rectilíneos a techo, culminando con su sustitución quasi-súbita por sistemas de abanicos aluviales procedentes de los relieves de las Sierras de Almenara, Algarrobo y Carrascoy (SILVA, 1994). Los espectros litológicos de estos depósitos, al igual que los que constituyen las unidades estratigráficas anteriores (facies estuarinas, y de llanura costera **54** y **55** respectivamente), delatan su relación con cursos de agua que, con direcciones generales O-E, procedían de la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). Dentro de estos, serían las ramblas del Guadalentín y de Lébor los cursos principales, aunque afluentes de primer orden como la Rambla del Puntarrón (que procede de la Sierra de Almenara) también serían importantes.

Dentro de la hoja de Lorca, tan solo afloran en las proximidades de la localidad de Hinojar, en la margen derecha de la Depresión (Esquina SE de la hoja). Aquí únicamente se observan unos depósitos arcillosos con pasadas de arenas lenticulares que desarrollan un paleosuelo de características hidromorfas a techo, que soporta una calcreta laminar bastante evolucionada. Debido a las malas condiciones de afloramiento resulta difícil asignar estos materiales a alguna de las cuatro subunidades fluviales descritas para la hoja de Totana (SILVA *et al.*, 1994). No obstante, por correlación estratigráfica y posición morfológica debe de corresponder a la primera de las unidades fluviales descritas en el Canal del Paretón (*Subunidad meandriforme de llanura de inundación*), formada fundamentalmente por depósitos arcillosos masivos de llanura de inundación con intercalación de cuerpos arenosos de tamaño y origen variado y con desarrollo a techo de paleosuelos de características hidromorfas (horizontes Btg). No obstante no puede descartarse la atribución de los depósitos que afloran en la hoja de Lorca a la unidad sedimentaria inmediatamente inferior, la *Unidad de margas y arcillas con paleosuelos hidromorfos*, que corona los depósitos el Sistema lagunar-palustre del Saladillo (**55a**).

En relación a los datos que permiten apoyar la cronología de esta importante secuencia fluvial, tan solo se poseen en relación al Sistema Aluvial de Rebate, cuyos depósitos se encuentran interdigitados con coladas basálticas al pie de la Sierra de el Algarrobo en la Hoja de Cartagena (SOMOZA *et al.*, 1989). Estos basaltos corresponden al antiguo afloramiento de Venta del Lirio datado en 1 Ma (DUMAS, 1977) y posteriormente por BELLON *et al.*, (1983). A pesar de la disparidad de las dos dataciones absolutas, SOMOZA (1989) en base a las relaciones estratigráficas y geomorfológicas con otras unidades opta por una edad más cercana a un millón

de años. Por otra parte, la Secuencia paleomagnética realizada en las facies más distales del Sistema de Campoamor en la Hoja de Torrevieja indican que toda la serie posee una polaridad normal. Esta es asignada en su totalidad a la Época Brunhes, y por tanto toda ella más joven de 0,7 Ma y asignable al Pleistoceno Medio (SOMOZA *et al.*, 1989). Basándose en estos datos la unidad fluvial aquí descrita, puede ciertamente inscribirse dentro del Pleistoceno inferior y buena parte del medio, aunque los que aparecen en esta hoja corresponderían a los más antiguos (Pleistoceno inferior).

2.4.2. Bloques y gravas de procedencia bética cementados, verticalizados y con discordancias internas (conglomerados de rambla) **(56)**. Pleistoceno inferior- medio

Se sitúan en discordancia angular y erosiva sobre las facies conglomeráticas con cantos mesozoicos del Sistema marginal de Lébor **(53b)**, y presentan potencias de, al menos, 20m. Están constituidos por conglomerados de espectro litológico totalmente diferente de los anteriores, dominado por cantos de esquistos, cuarcitas, pizarras, y en menor proporción por calizas mesozoicas re trabajadas. Se encuentran dispuestos en bancos verticalizados de geometría tabular, de 2 a 3 metros de potencia, en discordancia progresiva con buzamientos que pueden oscilar de los 65° a los 85°. Conforman secuencias estratocrecientes y granodecrescientes de tipo Gms/Gm-Sh-F (Debris-flow-Sheetflood-limos distales) con cantos de menor tamaño y más angulosos que en la unidad anterior (x3cm; Ø7cm), pero que pueden incorporar bloques de materiales metamórficos de hasta 60cm de diametro. Esta unidad marca un cambio importante en el tipo de sedimentación y de la tendencia negativa de las unidades anteriores, caracterizada por la sustitución de los grandes sistemas aluviales que conforman las unidades anteriores **53a** y **53b** (Abanicos de Lébor, Lorca y Totana) por sistemas aluviales más pequeños y de carácter torrencial, más relacionados con los sistemas de ramblas directas que actualmente drenan la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994). En este sentido también se registra un significativo cambio en la procedencia de los materiales con respecto a las unidades anteriores (cantos de calizas mesozoicas a metamórficos).

Este cambio en la procedencia de los aportes es un hecho característico del sector central de la Depresión, donde sus bordes están delimitados por los macizos béticos (Alpujárrides y Maláguides) de las Sierras de la Tercia y Espuña, y por los materiales sedimentarios correspondientes al relleno neógeno de las Cuencas de Lorca y Totana-Mazarrón. En el corte de la Rambla de Cari (SO de Alhama de Murcia), también se registra este cambio de espectro litológico en los sistemas aluviales marginales acompañado por una discordancia angular, aunque en este caso se verifica un importante aporte de materiales maláguides en todas las unidades, y únicamente la primera unidad está constituida fundamentalmente por material Mesozoico. Sin embargo la última unidad registra un aumento importante de esquistos, pizarras y cuarcitas. En la zona de Lorca (Ramblas de Huerto Chico y Zarzico), el cambio de espectro litológico se verifica de manera tan brusca como en la de Lébor, reducido únicamente a la última unidad. Estos cambios de procedencia, acompañados de una discordancia angular, se encuentran relacionados con un importante episodio de reestructuración del relieve intra-pleistoceno, durante el cual las zonas marginales de la Depresión adquieren su configuración

actual (SILVA, 1994). No obstante hay que resaltar que estos depósitos no guardan expresión geomorfológica, ya que se encuentran verticalizados e incorporados a los relieves marginales de la Depresión, y muy en concreto a los relieves interpuestos (lomas de presión) generados a lo largo de la ramificación meridional de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (SILVA *et al.*, 1992a;1993; SILVA, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992). En estas zonas, es difícil separarlos cartográficamente de los materiales que afloran más extensamente pertenecientes al Sistema Marginal de Lébor **(53)**.

La posición cronológica de esta unidad es difícil de precisar ya que no existen contenidos faunísticos ni datos de otro tipo que sirvan de referencia. SILVA (1994) la considera, como mínimo, sincrónica a la desconexión de la Depresión del Guadalentín con la Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor. Lo cual implicaría que el evento tectónico que dio lugar al relevo de los espectros litológicos de los sistemas aluviales marginales, fue el que también provocó su desconexión con el Campo de Cartagena. Por tanto, a esta unidad se le puede atribuir una edad Pleistoceno medio plena.

2.4.3. Conglomerados, arenas y arcillas aluviales cementados **(57)**. Calcretas laminares **(58)**. Techo de Piedemonte de Espuña. Pleistoceno medio

Con carácter subhorizontal, se encuentra en discordancia erosiva y angular sobre toda la serie sedimentaria correspondiente al Sistema Marginal de Espuña plio-pleistoceno **(54)**, culminando el relleno sedimentario de la antigua Cuenca Neógena de Lorca. Posee potencias que no superan los 6-8 m, y en todos los casos presenta dos partes características: Una basal de carácter sedimentario, constituida por depósitos de abanicos aluviales fuertemente cementados, fundamentalmente en facies proximales y otra culminante de carácter edáfico, constituida por el desarrollo de potentes encostramientos calcáreos **(58)** que dan lugar a la formación de calcretas con rasgos muy evolucionados similares a los descritos por SILVA (1994) y ALONSO ZARZA *et al.* (1999) en la hoja de Totana.

Esta unidad se encuentra formada por sistemas de abanicos aluviales muy extensos y de muy poca pendiente procedentes de la Sierra de Espuña. En la presente hoja los cortes más característicos se encuentran situados, a lo largo de la carretera que une Aledo y Zarzadilla de Totana, al atravesar las diferentes ramblas procedentes de Espuña, y muy particularmente en los cortes situados en las inmediaciones de la Ermita de San José (margen izquierda de la Rambla de Los Molinos) y la de Santa Leocadia (Rambla de Lobel: afluente de Lébor). Sus espectros litológicos, al igual que los del Sistema Marginal de Espuña **(55)** están dominados por elementos de dolomías, filitas y areniscas rojas maláguides procedentes de Espuña.

En cuanto a sus características sedimentarias las facies proximales están constituidas por conglomerados muy cementados en facies Gm, Gms y localmente Gmi, que pueden incluir grandes bloques de dimensiones métricas. Hacia zonas más distales aumenta la proporción de arenas y arcillas, aunque su estratificación es muy difusa. En la zona del vértice geodésico de La Juncosa (631 m), a lo largo de la margen derecha de la Rambla del Gitano se observa un nivel

superior más areno-arcilloso que culminan en paleosuelos pardo-rojizos bien desarrollados, que por norma general se encuentra afectado por un importante proceso de recarbonatación posterior consecuencia del desarrollo de las calcretas desarrolladas a techo.

Las acumulaciones calcáreas que se desarrollan a techo presentan perfiles muy potentes (de 2,5 a 3 m) típicos de calcretas muy evolucionadas en los que quedan bien definidos sus distintos horizontes característicos. En base a sus relaciones laterales y verticales es posible reconocer una secuencia típica, que podría considerarse como "*Perfil Tipo*". Este muestra un desarrollo secuencial característico desde los horizontes transicionales prismático-nodulares que se instalan sobre los paleosuelos rojos anteriores a horizontes pulverulentos, nodulares y masivos, culminado siempre en horizontes laminares y laminares brechificados a techo. En las zonas más proximales, los horizontes masivos son sustituidos por gravas con cubiertas. Todos ellos se encuentran analizados en detalle en ALONSO ZARZA *et al.* (1999), aquí solo resaltaremos sus rasgos más esenciales. Los horizontes laminares y laminares brechificados desarrollados a techo llegan a alcanzar los estadios V y VI de la clasificación de MACHETTE (1985) típicos de calcretas muy maduras. Los que aquí se desarrollan responden a calcretas biogénicas "tipo β " (WRIGHT y ALONSO-ZARZA, 1992) ya que gran parte de sus rasgos micro y macroscópicos responden a la actividad de distintos macro y microorganismos vegetales (hongos) y bacterias. En concreto es importante el desarrollo de filamentos de hongos calcitizados, estructuras alveolares bacterianas, peloides y microcodium (ALONSO-ZARZA *et al.*, 1999). Toda esta actividad biológica estaría relacionada con el desarrollo de mallas de raíces de vegetación de tipo herbácea (típica de periodos fríos y secos glaciares) que sustituye a las plantas superiores ligadas al desarrollo de suelos rojos (más característicos de periodos cálidos y húmedos interglaciares). Todo ello implica un importante cambio climático hacia unas condiciones más áridas desde el punto de vista hídrico y muy seguramente un indicador climático de la primera irrupción significativa de los periodos glaciares a baja altitud en la zona Mediterránea (ALONSO-ZARZA *et al.*, 1999). En cualquier caso, un rasgo también importante de estas calcretas es la presencia de rupturas y superposiciones de perfiles en las partes proximales y distales respectivamente, que indican la coexistencia de los procesos sedimentarios ligados a la construcción de las superficies terminales de los abanicos aluviales y los edáficos relacionados con el desarrollo de calcretas laminares y laminares brechificadas (ALONSO ZARZA *et al.*, 1999).

Por último, es necesario aclarar que la generación de costras calcáreas se produce no solo sobre las superficies terminales de abanicos aluviales aquí descritas, sino que también afectan a cualquier tipo de superficie deposicional y/o erosiva existente durante este periodo. Este tipo de calcretas similares a las aquí descritas, muestran rasgos algo más complejos (multiepisodios) y podrían venir desarrollándose desde el Pleistoceno inferior o incluso Plioceno superior engarzando con la noción de Formación Sucina y/o Costra Salmón acunadas para este tipo materiales por autores franceses en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1977).

2.4.4. Conglomerados y arenas cementados con desarrollo de calcretas masivas **(59)**. Primera fase deposicional Abanicos aluviales. Pleistoceno medio.

Esta unidad representa la primera fase deposicional de abanicos aluviales pleistocenos que conserva expresión geomorfológica. Sus depósitos se sitúan en discordancia angular y progresiva sobre las formaciones conglomeráticas anteriores **(57 y 55)** con un dispositivo general de agradación proximal en offlap. Se trata de una fase deposicional sintectónica en la que sus depósitos, ya netamente relacionados con las ramblas actuales, muestran fuertes buzamientos hacia el centro de la Depresión. En esta misma dirección el buzamiento se va haciendo progresivamente menor (desde 65° a 40°), registrando el desarrollo de una discordancia progresiva interna. Sus depósitos están mayoritariamente constituidos por gravas y conglomerados, predominantemente en facies Gms y Gm, de cantos subangulosos y poco seleccionados. Su espectro litológico está dominado por cantos de litología Alpujárride (cuarcitas, esquistos, pizarras, etc.) y Maláguide (areniscas rojas, dolomías, calizas recrystalizadas, etc.), pudiéndose correlacionar en todos los casos con la litología de las cuencas de drenaje de las ramblas actuales.

Los abanicos correspondientes a esta primera fase están constituidos por un número variable de cuerpos sedimentarios superpuestos. Cada uno de estos cuerpos está separado del anterior y del posterior por discordancias erosivas y angulares de pequeña entidad, reflejando cada uno de ellos un episodio sedimentario individual o un conjunto de ellos (BULL, 1977; HARVEY, 1990). El número de estos episodios es variable según los distintos sectores marginales de la Depresión, e incluso dentro del mismo sector entre los diferentes abanicos individuales, haciendo imposible su correlación. Sin embargo, en conjunto, esta fase deposicional muestra tendencias evolutivas similares en los diferentes sectores de la Depresión que reflejan controles tectónicos y/o climáticos de cierta envergadura (SILVA *et al.*, 1992c; SILVA 1994). Así en todos los casos se registran secuencias positivas estratocrecientes y las facies dominantes son las Gms y Gm, reflejando procesos deposicionales dominantes de tipo debris-flow. La tendencia evolutiva en la vertical de los depósitos muestra un cambio progresivo de facies Gms masivas en la base, hasta facies Gm ó Gm/Gms más ordenadas hacia techo, en los que es frecuente observar intercalaciones arcillosas (mud-flow) y depósitos de gravas, en facies Gm/Gp y Gt, de carácter "más fluvial", culminando esta fase deposicional. El ensamblaje entre los distintos episodios que constituyen esta fase deposicional, registra un estilo sedimentario dominado por agradación proximal en offlap. Lo que refleja las condiciones de "relativo equilibrio" entre el poder de encajamiento de sus canales alimentadores y las tasas de aportes de sedimentos, que se mantienen "constantes" debido a la continua elevación tectónica de los relieves marginales que los alimentan. En otras palabras reflejan la aceleración del episodio tectónico, que caracterizado por movimientos verticales importantes, dió lugar al drástico cambio de áreas fuente y al depósito de la Unidades Conglomeráticas verticalizadas anteriores **(57 y 55)**.

En este sector, al pié de las sierras de la Tercia y Espuña (hoja de Totana), esta unidad se encuentra rellenando pequeñas interdepresiones tectónicas localizadas entre las dos ramas

principales de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, que en algunos casos llegan a sobrepasar, como ocurre en las Ramblas de la Salud (hoja de Lorca) y de Sisquilla (hoja de Totana), las cuales constituyen verdaderos “alluvial gaps” a favor de los cuales se observan las relaciones directas entre estos depósitos y los precedentes **(55 y 56)**. Tanto en las ramblas de la Salud como en la del Saltador, se observa en los depósitos la acción remontante de sus cabeceras, ya que la litología de sus depósitos en discordancia progresiva presentan una estratigrafía inversa a la que se observa en la Sierra de La Tercia, ya que los clastos de calizas Tortonienses de la zona somital de La Tercia, solo aparecen en las unidades basales (SILVA *et al.*, 1994). Sus depósitos pueden alcanzar potencias de más de 20m y en todos los casos se encuentran afectados distalmente por la rama sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, a lo largo de la cual se ponen en contacto inverso con los materiales yesíferos y margosos messinienses **(49 y 50)** a favor de saltos acumulados de falla que superan los mencionados 20m. En el interior de estas depresiones estas superficies se encuentran fuertemente disectadas por la red fluvial actual y en la mayor parte de los casos soportan el desarrollo de calcretas con diferente grado de madurez, pero por lo general no llegan a presentar los rasgos de madurez de las calcretas desarrolladas en los techos de piedemonte del Campo de Cartagena-Mar Menor y de Espuña **(58)**.

El desarrollo edáfico se ve fundamentalmente favorecido por el encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos y las zonas más proximales adyacentes a estas se verían ya libres de sedimentación (WRIGHT y ALONSO ZARZA, 1990). En otras ocasiones, la exposición sub-aérea definitiva se produce como consecuencia, de la incorporación de estas superficies a pequeños relieves de origen tectónico, como es el caso de los relieves aislados desarrollados al NE de La Hoya, en Huerto Chico y los llanos del Saltador. Las calcretas desarrolladas en las zonas proximales de los abanicos, al pie de Sierra de La Tercia, llegan a desarrollar un estado de madurez apreciable, siendo característico el estadio IV de MACHETTE (1985). Pueden desarrollar horizontes laminares (<20cm), que en ocasiones están superficialmente brechificados, pero su rasgo característico es el desarrollo de potentes horizontes masivos y/o de gravas con cubiertas, que en conjunto alcanzan potencias algo superiores al metro (SILVA, 1994). Por contra, en las calcretas desarrolladas en los pequeños relieves tectónicos, y zonas más distales la acumulación de carbonatos posee una clara componente freática y/o vadosa y los horizontes laminares (cuando existen) son muy delgados. Por lo general no alcanzan, o alcanzan a duras penas el estadio IV de MACHETTE (1985). Formaciones aluviales, también atribuibles a esta primera fase deposicional se desarrollan al pie de la Sierra de Espuña, fosilizando, o cubriendo, su antiguo techo de piedemonte **(57 y 58)**. La posición cronológica de esta unidad, por correlación con unidades anteriores y por el desarrollo edáfico y estado de disección de sus superficies, aunque en un principio atribuida al Pleistoceno inferior (SILVA *et al.*, 1992c), posteriormente ha sido considerada como Pleistoceno medio avanzado (SILVA, 1994).

2.4.5. Gravas muy cementadas con bloques dispersos con desarrollo de calcretas masivas (depósitos de Piedemonte) **(60)**. Pleistoceno medio. Gravas y bloques con arcillas **(69)**. Pleistoceno superior. Gravas y bloques con arcillas **(72)**. Pleistoceno superior-Holoceno

Estas constituyen formaciones de carácter mixto, gravitacional y aluvial, que se disponen orlando la zona frontal de los numerosos relieves estructurales que existen en el interior de la antigua Cuenca neógena de Lorca. Los más importantes se desarrollan al pie de La Serrata y el Cejo de los Juanes, ambos con dirección general NNE-SSO, elaborados en materiales neógenos estructurados en cuevas. También son importantes en la esquina NO de la hoja orlando los relieves de Cabezo Blanco, Los Cigarrones y Cañada Hermosa elaborados sobre materiales paleógenos subbéticos. Dada su relación geomorfológica con otras unidades cuaternarias y su diferente grado de cementación se han diferenciado unidades de diferente edad relativa que abarcan desde el Pleistoceno medio al Holoceno **(60, 69 y 72)**. Los más antiguos (Pleistoceno medio, **60**) tan solo se observan en el frente montañoso de La Tercia a lo largo de la rama Norte de la Zona de Falla de Lorca-Alhama en continuidad relativa con los abanicos de la primera fase deposicional **(59)**, así como en el piedemonte de la Sierra de Espuña en el sector NE de la hoja. Estos, se encuentran muy cementados, compartiendo características edáficas con los mencionados depósitos aluviales **(59)**, aunque en la mayoría de las ocasiones es raro el desarrollo de calcretas laminares. En los pertenecientes al Pleistoceno superior **(69)** y Pleistoceno superior-Holoceno **(72)** el grado de cementación es muy inferior, en los más recientes casi inexistente.

En todos los casos sus depósitos están constituidos por gravas y bloques de diferente tamaño empastados por una matriz areno-arcillosa, presentando facies de tipo Gms y localmente Gm. Los bloques pueden ser muy angulosos y alcanzar tamaños de más de 1m de diámetro en general en con fábricas muy masivas. Estos depósitos pueden presentar una estructuración interna muy grosera en bancos de más de 2m de potencia, muy inclinados, con buzamientos superiores a los 40°, que van amortiguándose hacia techo donde son comunes las superficies deposicionales con buzamientos entorno a los 20°. Son formaciones de escaso desarrollo espacial, siendo raro que se extiendan más allá de 500-700m de los relieves estructurales que las alimentan. Representan, en general abanicos aluviales de alta pendiente, a modo de conos de deyección coalescentes en los que también son importantes los procesos gravitatorios en su alimentación.

2.4.6. Cantos, bloques y arcillas cementados (Coluviones) **(61)**. Pleistoceno medio. limos, arcillas con cantos y bloques (Coluviones) **(70)** Pleistoceno superior; **(73)** Pleistoceno superior-Holoceno.

Presentan una litología variable en función del sustrato y, al igual que los depósitos de piedemonte se han diferenciado tres unidades de diferente edad relativa en función de sus relaciones geomorfológicas con otras unidades aluviales y/o fluviales cuaternarias.

Los más antiguos (Pleistoceno medio, **61**) aparecen relacionados con los depósitos de piedemonte que se desarrollan al pie de la Sierra de Espuña y del frente montañosos de Falla de La Tercia, participando de las mismas características edáficas y grado de cementación que las unidades del Pleistoceno medio correlativas (**59** y **60**). Por el contrario los correspondientes al Pleistoceno Superior (**70**) se desarrollan ampliamente al pie de las lomas de presión y relieves interpuestos que se generan a lo largo de la rama sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, donde su desarrollo posee una componente tectónica principal. En esta zona, se desarrollan generalmente en las zonas inter-abanico y dado lo reducido de sus áreas fuente, tan solo reciclan las gravas y bloques de los antiguos sistemas aluviales marginales actualmente incorporados a estos relieves interpuestos (**53** y fundamentalmente **56**). Por tanto, incorporan numerosos bloques y cantos de litología metamórfica empastados en una matriz arcillosa, poco consolidada, en la que es difícil observar ningún tipo de estructuración. En el interior de la Cuenca de Lorca se observan formaciones atribuibles al Pleistoceno Superior (**70**), pero también al Pleistoceno superior-Holoceno (**73**). Al igual que con los sistemas de depósitos de piedemonte con los que se relacionan, aparecen orleando los numerosos relieves estructurales mencionados en el apartado anterior. Estos coluviones, representan formaciones menos energéticas y se encuentran poco consolidadas y poseen un porcentaje menor de matriz arcillosa.

Por correlación con las superficies de los abanicos aluviales sobre las que reposan y/o pasan lateralmente estas formaciones se han asignado al Pleistoceno Superior s.s. (**29**), aunque en algunas zonas comienzan en el Pleistoceno medio (**20**) o continúan hasta el Holoceno (**32**). Aunque, en la hoja de Lorca no se posee ningún dato, los depósitos de gravedad acumulados en las entradas de cavidades y abrigos kársticos de zonas cercanas (El Ramonete; Alicante) indican una importante fase de formación de derrubios durante la parte final del Pleistoceno superior acompañada de un aparente deterioro climático en niveles con industria atribuible al musteriense y magdaleniense (MONTES, 1989; CARRION, 1992; CARRION *et al.*, 1995). En concreto tanto MACKLIN *et al.* (2002) como SCHULTE (2002) indican un importante crecimiento de la producción de sedimentos a partir de los 30 Ka BP durante los tres últimos Eventos Heinrich.

2.4.7. Gravass, arenas y arcillas débilmente cementadas (**62**). Segunda fase deposicional Abanicos aluviales. Pleistoceno medio- superior.

Aunque en discordancia progresiva sobre la fase deposicional anterior (**60**), el depósito de esta segunda fase viene marcado por el desarrollo de una importante discordancia angular sintectónica, en las zonas proximales de la mayoría de las ramblas que desembocan en la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1992a; 1992b; SILVA, 1994). Su depósito refleja un marcado atenuamiento, y en último término el fin, de una actividad tectónica importante a lo largo de los márgenes de la Depresión del Guadalentín. En estas zonas las superficies deposicionales de esta fase constituyen la parte más importante de los cuerpos de abanicos aluviales, poseyendo una excelente conservación geomorfológica a lo largo del trazado de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. Sus depósitos muestran buzamientos que se van haciendo

progresivamente menores hacia el centro de la Depresión (desde 32° a 8-6°), registrando en su desarrollo una clara discordancia progresiva interna. En la hoja de Lorca, depósitos pertenecientes a esta segunda fase también se desarrollan en el interior de la depresión tectónica que se desarrolla entre las dos ramas principales de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, y son sus depósitos los que acaban de elaborar las superficies aluviales que terminan por desbordar los relieves tectónicos interpuestos, como ocurre claramente en la rambla del Saltador y Colmenar. No obstante en estas zonas el dispositivo de agradación proximal en offlap sigue funcionando durante esta segunda fase.

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

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

Por el contrario, en el interior de la Cuenca de Lorca los cuerpos sedimentarios pertenecientes a esta fase deposicional poseen una menor representación y se encuentran relacionados con antiguos aportes procedentes de la Rambla de Torrealvilla. Se encuentran situados aguas arriba de la localidad de Torrealvilla, siempre ocupando posiciones de interfluvio entre las diversas ramblas y barrancos que disectan esta zona. En este sector los conglomerados aluviales en facies Gm y Gms aparecen fuertemente cementados y, a veces deformados y con intercalaciones de niveles travertínicos a favor de las distintas líneas de fracturación y flexuración que los afectan, como ocurre en el interfluvio de la Rambla de Torrealvilla y el Barranco de Casa Mora. Este tipo de depósitos también son similares a los aportes procedentes de la Sierra de los Calares, donde además en esta zona aparecen formaciones travertínicas de pequeña extensión intercaladas. Niveles travertínicos similares también pueden observarse ligados a estos depósitos al Sur de la localidad de Lorca.

En cuanto a la edad de esta fase deposicional los diferentes autores que han estudiado los sistemas de Abanicos aluviales de la Región de Murcia (HARVEY, 1987; SILVA *et al.*, 1992a; 1992b; SILVA, 1994; SOMOZA, 1989; SOMOZA *et al.*, 1989), acuerdan que estos depósitos tuvieron lugar durante el Pleistoceno medio, pero se prolongaron durante el Pleistoceno superior, hasta seguramente el fin del último interglaciar (ISS 5). En concreto entre 120 y 90 ka BP se produce una importante actividad sedimentaria en sistemas aluviales y fluviales de la Península Ibérica (MACKLIN *et al.*, 2002).

2.4.8. Limos pardos y arenas con niveles de gravas **(63)**. Pleistoceno medio- superior. Glacis

Dentro de esta unidad se ha incluido un cortejo de depósitos aluviales muy poco elaborados que culminan en superficies de poca pendiente “tipo glacis” vergentes hacia el centro de los valles y/o amplias zonas de cabecera en el interior de la Cuenca de Lorca. En general estos pre-datan la instalación o disección de las ramblas actuales y se correlacionan temporalmente con los episodios de sedimentación ligados a la segunda **(62)** y tercera **(64)** fase deposicional de abanicos aluviales en la Depresión del Guadalentín y Piedemonte de Espuña. En todos los casos en sus zonas de cabecera o laterales se articulan con los relieves mediante sistemas de piedemonte **(69)** o coluviones **(70)** pertenecientes al Pleistoceno superior s.l. Actualmente se encuentran disectados por los diferentes sistemas ramblas que los alimentaron y sus superficies pueden llegar a encontrarse hasta 20-25 m de altura respecto a ellas. Se trata de depósitos arenosos medianamente seleccionados, con matriz limosa y con potentes niveles (1-2 m) de gravas subangulosas (Gm) intercalados. Pueden incluir estructuras canaliformes rellenas por barras de gravas (Gp) que pueden incluir bloques de grandes dimensiones, que denotan su origen fluvio-torrencial. No obstante a techo desarrollan invariablemente niveles laminados de arenas y limos de tipo glacis. El conjunto del depósito puede llegar a tener hasta 5-6 m de potencia, aunque los depósitos superiores, “tipo glacis”, raramente sobrepasan el metro de espesor. En realidad los depósitos responden a los antiguos fondos torrenciales de las actuales ramblas del Juramento-El Pozuelo, Torrealvilla, y La Rosa, todas ellas afluentes directos del Guadalentín con dirección N-S. Estos, al quedarse colgados por la incisión de las ramblas actuales se vieron remodelados por aportes laterales de tipo glacis. Por tanto desde

el punto de vista geomorfológico, estas superficies han de considerarse como las “terrazas” más altas (+25 - 20 m) que las mencionadas ramblas. Estos depósitos pueden presentar un cierto grado de cementación y sus superficies encontrarse ligeramente encostradas lo que genera importantes cantiles en las paredes de las ramblas que los disectan.

Desde el punto de vista cronológico, han sido consideradas como Pleistoceno superior- medio s.l. No obstante, no hay que descartar su posible incursión en el tránsito Pleistoceno Superior-Holoceno, ya que superficies situadas a similar altimetría, y posición morfogenética, en las zonas de Mula (SILVA *et al.*, 1996) y Fuente Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2002), presentan edades correspondientes a episodios fríos del Pleistoceno tardío o incluso netamente holocenas respectivamente.

2.4.9. Gravas, arenas y arcillas débilmente cementadas (3º fase deposicional Abanicos aluviales con agradación proximal). **(64)** Pleistoceno superior. Gravas, arenas y arcillas sin cementar. (abanicos aluviales con agradación distal) **(74 y 81)** Pleistoceno superior-Holoceno

El desarrollo y depósito de esta tercera fase deposicional, refleja un drástico cambio en la dinámica morfosedimentaria de los sistemas aluviales marginales de la Depresión del Guadalentín. En todos los casos los abanicos pertenecientes a esta fase se encuentran encajados en los cuerpos de abanico pertenecientes a las dos fases anteriores. Esta fase está caracterizada por disección proximal, encajamiento de los canales alimentadores en las superficies pertenecientes a las fases anteriores, formación de trincheras de cabecera y migración de la sedimentación hacia las zonas centrales de la Depresión. Durante esta fase, la sedimentación, dominada por un estilo de agradación distal en “offlap”, imprime un neto carácter progradante hacia centro de cuenca a sus depósitos.

Constituye una fase deposicional post-tectónica y dependiendo de la entidad de las cuencas de drenaje que las alimentan, registra un número variable de episodios deposicionales, que sin solución de continuidad se prolongan en los cuerpos de abanicos holocenos **(81)** y bajadas aluviales activas **(86)**. Estos, al contrario que en las dos primeras fases, y debido al fuerte carácter disectivo y progradante del estilo sedimentario dominante, se encajan distalmente unos en otros a partir de sucesivos puntos de intersección adoptando un dispositivo de agradación distal en “offlap” (SILVA *et al.*, 1992a; 1992b). Este hecho provoca que cada uno de los episodios deposicionales mayores posea expresión geomorfológica propia, caracterizada por el desarrollo de extensas superficies de poca pendiente, constituidas mayoritariamente por depósitos de tipo sheetflood. Estos depósitos, poseen poca potencia, no llegando nunca a sobrepasar los 3-4m de potencia vista. Las facies dominantes son variadas, como Gi (Gm), delgados niveles laminares Sh, Sp, y arcillas. Las facies de gravas imbricas (Gi) solo son importantes en los primeros episodios deposicionales **(64)**, y aguas abajo de los sucesivos puntos de intersección en los abanicos aluviales más extensos (p.ej. Abanicos de Lébor, Huerto Chico, San Julián), siendo las facies de arenas (Sh y Sp) y arcillas las dominantes en los abanicos de menor envergadura, y en los últimos episodios deposicionales **(74)**. Dentro de este último cabe destacar el Gran abanico de desembocadura del

Guadalentín en la Depresión que se extiende ampliamente por la hoja de Puerto Lumbreras y se prolonga hacia el Este, donde ya se solapa con los depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca holocenos descritos en la hoja de Totana.

Al igual que las dos primeras fases, su desarrollo registra una discordancia progresiva, que aunque de menor entidad, es significativa, observándose un progresivo decrecimiento de las pendientes deposicionales desde los 8° hasta superficies subhorizontales. Por lo general, es raro observar afloramientos en los que se detecte (en corte) las relaciones existentes entre los depósitos de esta fase y los pertenecientes a las anteriores, pero en los casos en que sucede se registra una discordancia progresiva. Sobre las superficies de los distintos episodios deposicionales, no se produce desarrollo edáfico significativo y no presentan rasgos de cementación apreciables. Por regla general, sus superficies entran ya dentro de los terrenos cultivados o cultivables de la huerta murciana. Los depósitos pertenecientes a esta fase son escasos en el interior de la Cuenca de Lorca.

Aunque dentro de la escala temporal esta tercera fase deposicional sería la que abarcara menor tiempo, a escala cartográfica es la mejor representada, ya que cada uno de sus episodios deposicionales posee expresión geomorfológica propia. En este sentido el periodo temporal que abarca esta fase deposicional, se encuentra fundamentalmente representado en la horizontal, y no en la vertical, siguiendo la progradación de los sistemas marginales hacia zonas centrales de cuenca. Como se ha comentado este dispositivo de agradación distal se prolonga sin solución de continuidad en los cuerpos de abanicos holocenos **(81)** y recientes **(86)**. Cronológicamente abarcarían el comienzo del último periodo glacial y la correspondiente deglaciación (ISS 4, 3 y 2), mientras que los más recientes se prolongarían durante el presente interglacial (ISS 1). Dataciones de ^{14}C (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2000; 2001), realizadas en terrazas depositadas en las trincheras de abanico que disectan las superficies de la segunda fase deposicional en la Rambla de Colmenar, indican que su depósito tuvo lugar con anterioridad a los 16.400±270 años BP. MACKLIN *et al.* (2002) indican que en la zona mediterránea se han registrado un total de al menos 10 episodios de aluviación pre-históricos durante los últimos ca. 75 ka. En la Península Ibérica e Islas Baleares los más importantes de ellos se producen al final del Estadio Isotópico 2, abarcando el último máximo glacial y la deglaciación (aprox. Últimos 30 ka.) con máximos post-glaciares en ca. 19-16 y 11-13 ka BP. Por otro lado los depósitos más recientes que corresponden a esta fase pasan lateralmente a depósitos fluvio-palustres de centro de cuenca, de los cuales se posee numerosa información cronológica (CALMEL-ÁVILA, 2001; 2002; SILVA *et al.*, 2003). En base a los datos de estos autores, los diferentes cuerpos sedimentarios que componen esta segunda unidad **(74)** se le ha asignado una edad relativa de Pleistoceno Superior-Holoceno que abarcaría desde el comienzo del periodo de la deglaciación hasta el óptimo climático Holoceno, registrado en el litoral Mediterráneo en los 6.500-6.700 años BP (ZAZO *et al.*, 1993).

2.4.10. Arenas y limos con cantos y bloques dispersos (fondo de valle colgado). **(65)** Pleistoceno superior y **(75)** Pleistoceno Superior-Holoceno

Se incluyen en este epígrafe los depósitos que se conservan rellenando el fondo de los numerosos valles que disectan el interior de la Cuenca de Lorca, colgados respecto a las actuales ramblas de los tributarios directos al Guadalentín. Se conectan con estas mediante importantes escalones de erosión remontante y dentro de ellos pueden diferenciarse dos generaciones escalonadas **(65 y 75)** conectadas mediante tramos de importante incisión lineal.

Se encuentran representados fundamentalmente en la multitud de ramblas que disectan el techo de piedemonte de la Sierra de Espuña **(57)** en el sector septentrional de la hoja. También son abundantes en la vertiente Occidental de la Sierra de La Tercia y en las cabeceras de las ramblas de las Casas de los Panes y de La Rosa al Norte del Embalse de Puentes. En estas zonas la primera generación de valles colgados **(65)** se relaciona con los depósitos de tipo glacis **(63)** descritos en apartados anteriores, representando formaciones fluvio-torrenciales de similar significado morfogenético pero a menor escala. Estos fondos de valle se encuentran colgados a más de 13-14 m de altura, y poseen rellenos discretos, de poca potencia (2-3m) con base erosiva sobre el sustrato margoso-arcilloso de los materiales pliocenos y subbéticos a los que disectan. Por lo general se encuentran poco retocados por la incisión posterior, y sus fondos planos (en artesa) culminan en importantes escarpes de erosión remontante. Litológicamente, están constituidos por depósitos finos, limos pardos a cremas masivos con intercalaciones de niveles arenosos y pasadas de gravillas, que pueden incluir cantos poco redondeados, y a veces bloques de considerable tamaño (> 1m) que denotan su origen fluvio-torrencial. Estos últimos pueden incluso encontrarse sobresaliendo, o sobre los actuales fondos de valle, como elementos relictos. La naturaleza litológica de estos varía según el área fuente, pero son comunes los materiales, los bloques de Calcareos y fundamentalmente calcretas de geometría rectangular. A veces, la superficie de estos fondos puede aparecer ligeramente encostrada, funcionando como elemento protector contra la erosión, que da lugar a resaltes en los escalones de erosión remontante donde terminan estos depósitos. Los fondos de valles colgados de segunda generación **(75)** son en casi todo similares a los descritos, siendo su única distinción que ocupan niveles morfogenéticos más bajos, situándose sus fondos actuales a poco más de 8-9 m de altura respecto a los fondos de rambla actuales.

Por correlación con los niveles de terraza equivalentes por cotas, se les atribuye una edad entre el Pleistoceno superior a los de primera generación **(65)** y Pleistoceno superior-Holoceno a los de segunda **(75)**

2.4.11. Gravas y arenas con niveles de arcillas **(66, 67, 68, 71, 78 y 85)**. Terrazas fluviales. Pleistoceno superior, Holoceno y recientes

Dado el elevado grado de disección al que se encuentra sometido el interior de la antigua cuenca neógena de Lorca, en esta hoja se han diferenciado un total de cinco niveles de terraza, aunque solo el último de ellos se desarrolla de igual manera en el interior de La Cuenca y

en la propia Depresión del Guadalentín. En el interior de la Cuenca de Lorca la secuencia más completa se observa en su principal sistema de drenaje secundario constituido por la Rambla de Torrealvilla, donde se encuentran cuatro niveles fluviales a más de 20-25 m (66), más de 21-16 m (67), más de 6-8 (68) y más de 1-2 m (71). Los dos últimos son los de mayor extensión, desarrollándose fundamentalmente en su sector terminal (al pie de La Serrata) después de su confluencia con la Rambla del Estrecho. En el Río Guadalentín, los niveles más bajos también son característicos aguas arriba de Lorca. Los niveles más antiguos (66 y 67) tan solo se desarrollan en las inmediaciones de la localidad de Torrealvilla y están netamente relacionados con las superficies de abanicos aluviales del pleistoceno medio y superior en las que se encajan discretamente. Su litología está constituida por gravas y arenas en facies netamente fluviales, que incluyen bloques de tamaño métrico atestiguando un carácter fluvio-torrencial similar al de las ramblas actuales. Sus depósitos pueden alcanzar potencias de cerca de 4 m y se encuentran variablemente cementadas en su superficie. El segundo nivel (67) se desarrolla fundamentalmente aguas abajo del primero, en la zona de confluencia de las Ramblas de Torrealvilla y el Barranco del Dorado o Casas de Mora, donde constituye su interfluvio. Los afloramientos asimilables a este nivel se continúan, de forma anómala, hacia el Sur, a lo largo del trazado de la carretera de Lorca-Zarzadilla de Totana, indicando que esta rambla vertía directamente hacia la Rambla de Chapinelas por el Este de La Serrata. Por el contrario los niveles más recientes (71) se desarrollan a lo largo de todo su cauce, aunque aguas arriba de la mencionada confluencia son, por lo general, no cartografiables a la escala de trabajo. Estos están constituidos por arenas, gravas y bloques poco cementados que a techo presentan niveles de menor granulometría y matriz arcillo-limosa actualmente dedicados a tierras de cultivo.

El otro sistema fluvial que presenta una buena secuencia de terrazas es el propio río Guadalentín aguas abajo de la ciudad de Lorca, donde presenta un máximo de tres niveles fluviales encajados en la superficie del antiguo abanico de desembocadura del Guadalentín (74). La propia superficie del abanico se corresponde con el nivel de terraza Pleistoceno superior-Holoceno (71) elaborado aguas arriba de la ciudad de Lorca donde se encuentra a más de 6-8 m de altura sobre el cauce del Guadalentín. No obstante a partir de su salida a la Depresión, aguas abajo de Lorca su cauce se encaja de 12 a 13 m en la superficie de dicho abanico. Así las terrazas inferiores aquí se encuentran a más de 8-9 m (78), más de 4 m (71) y más de 1-2 m (85). La de mayor extensión cartográfica es la de más de 4m, donde se documentan la mayor parte de meandros abandonados (87) asociados al Río Guadalentín. Su litología es típicamente arenosas, con estructuras sedimentarias fluviales de migración de canales y barras (Sp y St), que incluyen lagos basales y niveles interestratificados de gravas poco seleccionadas de calibre variable (Gp y Gt). Estos últimos poseen mayor potencia y representación en los niveles más altos (78 y 71) en la zona próxima a Lorca. En ningún caso sobrepasan los 2-3m de potencia, encajadas en las gravas del abanico de desembocadura (74).

Las diferencias en la altimetría de los niveles de terraza en ambos sectores hay que entenderla en el contexto del abanico de desembocadura sobre el que se encajan. Así pues, al menos el nivel de más de 8-9m hay que entenderlo como un nivel de terraza de trinchera de abanico, que converge distalmente con el nivel de más de 6-8 m que se desarrolla en las hojas

de Totana y Alcantarilla. Así pues las terrazas que se forman aguas abajo de Lorca proceden del desmantelamiento (erosión) de las que se forman aguas arriba de esta misma localidad. Como ya se ha apuntado tan solo el nivel más reciente a más de 1-2 m de cota relativa se desarrolla homogéneamente a lo largo de todo el cauce del Guadalentín.

Dataciones isotópicas realizadas en el nivel correspondiente al de más de 8-9 m desarrollado en la Rambla de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2000) arrojan edades de c.a. 650 -555 años BP, que permiten asignar el desarrollo de todos estos niveles en época medieval-musulmana (aprox. Años 1350-1405). En este sentido, SCHULTE (2002) analizando diferentes ríos del SE peninsular advierte el desarrollo genérico de niveles fluviales durante el comienzo de la Pequeña Edad de Hielo (430 ± 30 años BP: Siglo XVII) a cotas de más de 2,5-3m. El carácter histórico de estos niveles de encajamiento esta de acuerdo con el modelo propuesto por SILVA *et al.* (1996) que propone que la Depresión del Guadalentín perdió definitivamente su carácter endorreico entre finales del Siglo XVII y comienzos del Siglo XVIII, mediante la unión artificial de los canales principales de los dos sistemas fluviales que la drenaban: El Sangonera (hacia el Norte) y El Guadalentín que desembocaba en la zona endorreica cartografiada y tenía además un canal que derivaba hacia la Rambla de las Moreras rebosando por encima del Escarpe del Saladillo por la zona del actual Canal Artificial del Paretón, tal y como muestran cartografías históricas (SILVA *et al.*, 1996). En este sentido hay que tener en cuenta que mientras en la zona de Librilla se estaba encajando la cabecera del antiguo Sangonera (Ramblas de Librilla y Algeciras) desde hace alrededor de 2.500-2.300 años BP, en la zona de Totana continuaba la agradación por la sedimentación activa del antiguo abanico terminal del Guadalentín **(74)**, que por su parte comenzaría a excavar su primer nivel de terraza más alto durante época romana (c.a. 2000 años BP), según atestiguan diversos hallazgos arqueológicos sobre ese nivel en el entorno urbano de Lorca. En cualquier caso, todos los niveles de terraza existentes en la Depresión del Guadalentín son necesariamente más antiguos de los c.a. 2500 años BP tal y como indican dataciones isotópicas de niveles de ocupación aragaro-ibéricos (Edad del Bronce) en la zona de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2000). Los últimos estudios en el SE peninsular parecen mostrar una imagen homogénea, similar a la aquí expuesta, en cuanto a la evolución fluvial de los sistemas de ramblas. Los episodios de encajamiento solo son importantes después de la Etapa Argaro-Ibérica o Bronce (VITA-FINZI, 1972; CUENCA PAYÁ y WALKER, 1986; CHAPMAN, 1998; CALMEL-ÁVILA, 2000; SCHULTE, 2002). En concreto, El encajamiento de las ramblas y la fragmentación de las antiguas zonas palustres (endorreicas-semiendorreicas) es lo que provocó la aridificación y despoblamiento de los asentamientos ibéricos de Librilla, Totana y Lébor a partir del Calcolítico (CALMEL-ÁVILA, 2000). La zona solo vuelve a resurgir a partir de su repoblamiento musulmán (Siglo IX) con la introducción de nuevos sistemas de aprovechamiento hidráulico extensivo (POCKLINGTON, 1988) sobre los abanicos de desembocadura del Guadalentín, en Lorca y del Segura en Murcia.

2.4.12. Tobas en cascada **(76)**. Travertinos de falla. Pleistoceno superior-Holoceno

Este tipo de depósitos poseen muy poca extensión cartográfica, pero dado su significado tectónico se han incluido en la presente cartografía. Todos ellos afloran a favor de la rama

norte de la FLA (Falla de La Tercia) al NE de la ciudad de Lorca. Aparecen en las denominadas estructuras antiformes de Los Baños de Carralaca y de el Roser, estos últimos no cartografiados a la escala de trabajo. Pueden clasificarse como travertinos de falla y han sido estudiados y datados por MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE (2001). Las tobas en cascada de Carralaca, constituyen un antiguo balneario de época romana que ha sido utilizado hasta finales del Siglo XIX. Las surgencias termales allí existentes han producido diferentes capas de travertinos que se encuentran depositadas recubriendo las margas miocenas y abanicos aluviales del pleistoceno medio **(59)** involucrados en la estructura antiforme de Carralaca sobre un área aproximada de 1 km² (SILVA *et al.*, 1997). MARTÍNEZ DÍAZ Y HERNÁNDEZ ENRILE (2001) distinguen cuatro tipos diferentes de formaciones travertínicas: terrazas travertínicas, travertinos fisurales, travertinos laminares y travertinos en cascada (o de frente de falla). De entre todas ellas los travertinos en cascada y terrazas travertínicas son los más abundantes y más recientes. En conjunto estos travertinos están constituidos por capas de espesor centimétrico, que adquieren un aspecto bandeado, alcanzando potencias que pueden superar los 1-2 m. Los fisurales aparecen con un importante bandeo que incluye láminas de óxidos de hierro. Aunque han seguido produciéndose hasta época muy reciente, estos materiales también se encuentran interestratificados con los depósitos de abanicos aluviales pleistocenos, dando como edades más antiguas c.a. 305 y 198 ka BP. Los depósitos de edad más reciente son las terrazas travertínicas y las tobas en cascada que arrojan edades en la zona del eje del anticlinal de entre 25 y 26 ka BP con pequeños márgenes de error (MARTÍNEZ DÍAZ Y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001). Así pues aunque su actividad comenzó en el Pleistoceno medio, correlativo al depósito de la primera generación de abanicos aluviales (c.a. 304 ka BP), aunque ha continuado siendo activa hasta finales del Siglo XIX.

2.4.13. Limos arcillosos **(77)**. Sag ponds. Pleistoceno superior-Holoceno

Aquí se han incluido aquellos depósitos de tipo “palustre” que se han depositado a favor de pequeñas depresiones de origen tectónico relacionadas con la traza de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia. En la hoja de Lorca tan solo aparece una en las proximidades de La Granja San Julián. Al igual que ocurre en la hoja de Totana este aparece, ya capturado por la red de drenaje actual. Responde a una depresión de tipo pull-apart elaborada parcialmente sobre los materiales yesíferos messinienses, y en la que por tanto han jugado algún papel los procesos de disolución. Los depósitos están formados por limos arcillosos en los que es frecuente la intercalación de niveles de arenas e incluso de gravillas y gravas muy poco rodadas. Esto nos habla que aunque poseen una extensión reducida y áreas fuentes discretas, estás también son muy dinámicas (situadas en frentes de falla) de manera que el aporte de fracción detrítica gruesa es común. Por lo general, la parte más superficial de estos depósitos posee una fuerte reestructuración diagenética de tipo palustre, siendo común la presencia de huellas de raíces, concreciones y carbonatos pulverulentos.

2.4.14. Arcillas y Limos con cristales y eflorescencias de yeso **(79)**. Playa-lakes salinos. Holoceno

Se han agrupado en este epígrafe depósitos de Playa-lake de diferentes características, siendo los más significativos los denominados “salares” o “humedales salinos”. Aunque en la hoja de Totana son muy abundantes (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992) en la hoja de Lorca tan solo parece uno de dimensiones cartografiables, situado en la zona de bajada distal entre las ramblas de Huerto Chico y Venta Chicharra (SILVA, 1994). Se encuentra en continuidad geomorfológica y estratigráfica con los depósitos distales de los aportes del Pleistoceno Superior y Holoceno **(64 y 74)**, ocupando una posición interabanico. Se encuentra constituido por depósitos de limos, con pasadas de arcillas que están caracterizados por presentar niveles de 1 a 2cm de espesor de yesos laminares, así como numerosos cristales de yesos lenticulares de escala centi y milimétrica. La potencia total de este tipo de depósitos no suele sobrepasar los 1,5-2m. Actualmente, como ocurre en la zona de Totana no es verdaderamente funcional, y por lo general tienen un carácter temporal (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). Su no funcionalidad es debida en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido esta zona (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992).

2.5.15. Arenas y Arcillas con gravas **(80, 86)**. Cauces y meandros abandonados. Holoceno

Dentro de este epígrafe se incluyen los meandros abandonados que se observan en las terrazas del Guadalentín **(87)**, como en las de alguno de sus afluentes principales en el interior de la Cuenca de Lorca **(80)**. Los meandros abandonados se observan con todo detalle en los fotogramas aéreos del vuelo americano (1956) pero pasan inadvertidos en pasadas aéreas más recientes en la que ya el suelo está cultivado y muy antropizado. En el campo tan solo se observa que son zonas más arcillosas y parduzcas (ahí donde se encuentran roturados) que contrastan con los tonos más blanquecinos de los materiales arenosos que constituyen mayoritariamente las terrazas. Todos ellos son formas relictas o fósiles que son actualmente inactivas. Durante periodos de avenida excepcionales pueden inundarse pero no encauzan las aguas. La cronología de estos depósitos se da en función de la de los niveles de terraza sobre los que se desarrollan.

2.4.16. Limos y arcillas con gravas (Fondo de valle activo) **(82)** Holoceno. Bloques, gravas y arenas (fondo de rambla y barras activas) **(83)**. Holoceno

Dentro de este epígrafe se han incluido todos los fondos de los valles que drenan la hoja de Lorca, ya que todos ellos poseen una dinámica torrencial y son potencialmente activos. En la hoja de Lorca el de mayores dimensiones es el del propio cauce del Guadalentín, que además desarrolla importantes barras **(83)** entre las que destacan las barras laterales y barras de meandro o point-bars. De hecho el propio cauce del Guadalentín, aguas abajo de Lorca puede definirse como meandriforme de baja sinuosidad. En la Depresión del Guadalentín, son característicos los sistemas de ramblas directas, las cuales funcionan mayoritariamente como

canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y solo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995). Por el contrario, en la Cuenca de Lorca los sistemas de ramblas se articulan de forma jerarquizada, estando todas ellas incluidas en la red de drenaje de los tributarios del Guadalentín. En cualquier caso, en ambas zonas la mayoría de los fondos de valle están constituidos por una potente cubierta de bloques, gravas, gravilla y arenas en diferente estado de rodadura que tapiza homogéneamente los lechos de las ramblas. En muchos casos es posible observar una importante organización de estos rellenos en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas, que solo son cartografiables en el cauce de las ramblas del Guadalentín, Torrealvilla, Cambrón y Lébor. En este último, las más frecuentes son las barras longitudinales que se disponen en el centro de los lechos subdividiendo y multiplicando el número de canales (funcionales o no) en su interior, y llegando a formar auténticos sistemas de desembocadura braided con patrón dicotómico. Por lo demás, únicamente cabe mencionar el fondo de valle que se genera en la cola del Embalse de Puentes a lo largo de los antiguos cauces (inundados) de los ríos Corneros y Luchena (afuentes del Guadalentín). En esta zona los depósitos son más arcillo-limosos comportándose morfodinámicamente como sistemas de desembocadura de “tipo estuarino”.

2.4.17. Limos, arenas y gravas dispersas **(84)** depósitos de desbordamiento. Holoceno

Dentro de este epígrafe se han considerado aquellos depósitos situados en la margen derecha del Guadalentín a su salida en la depresión y sobre los que se asienta la “parte baja” de la Ciudad de Lorca. Estos corresponden realmente a depósitos de un gran abanico aluvial de poca pendiente alimentado por el sistema de ramblas-canales sangradores de “La Tiata”. Estos depósitos poseen entre 5,5 y 6m de potencia en el entorno urbano de Lorca, y según diferentes excavaciones arqueológicas (MARTÍNEZ RODRÍGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997; STRYCDONCK, *et al.*, 2001) se encuentran fosilizando niveles de ocupación Neolíticos y Calcolíticos de entre c.a. 5.000 y 4.100 años BP. Los más antiguos se encuentran excavados sobre materiales arcillo-margosos muy compactados de color amarillento, a los que se encuentran superpuestos niveles de diferente potencia de arcillas grisáceas con materia orgánica y restos de cerámica y niveles de limos verdosos con carbones (4.100±35 años BP; STRYCDONCK, *et al.*, 2001) sobre los que se superponen niveles de limos marrones y bancos de gravas con abundantes restos de cerámica re trabajados (pertenecientes al calcolítico) dispuestos en capas de entre 20 y 60cm de potencia. Excavado en el nivel calcolítico se documenta un nivel de ocupación argaro-ibérico (Edad del Bronce) datado en 3.370±40 años BP (STRYCDONCK, *et al.*, 2001). Este nivel se encuentra fosilizado por depósitos de limos y arcillas marrones con niveles de arena interestratificados de un total de 2,8-3m de potencia, sobre el que se asientan estructuras romanas pertenecientes al Siglo II A.C. (c.a. 2.200 años BP; MARTÍNEZ RODRÍGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997). Por encima, estructuras romanas pertenecientes a los Siglos I-III D.C. nivelan el terreno sobre el que se dispone un estrato de unos 0,5 m de potencia formado por limos marrones con gravas dispersas que contienen restos de cerámica árabe datados en el Siglo XII D.C. (c.a. 800 años BP MARTÍNEZ RODRÍGUEZ y PON-

CE GARCÍA, 1997). Sobre estos todavía existen unos dos metros más de rellenos antrópicos pertenecientes a los Siglos XVII-XVIII.

Por tanto el depósito de desbordamiento del sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, documenta la existencia de importantes fenómenos de desbordamiento con posterioridad a los c.a. 3.370 años BP y posteriormente en época musulmana (c.a. 800 años BP) que inundaron distintos núcleos de población Argaro-Ibéricos, romanos y musulmanes, siendo este el último significativo en el entorno urbano de Lorca. No obstante durante diferentes fenómenos de riada históricos (p.ej. 1651 y 1802) estos canales de desbordamiento también funcionaron dejando sus depósitos aguas abajo, ya en la hoja de Puerto Lumbreras.

2.4.18. Arenas y limos con gravas dispersas **(87)**. Abanicos aluviales y bajadas activas. Holoceno

Estas formaciones superficiales se desarrollan a partir de los puntos de intersección más distales ubicados en los abanicos del Pleistoceno superior-Holoceno **(74)** y Holoceno **(81)** con los cuales se disponen en continuidad sedimentaria. Como se ha comentado anteriormente poseen un dispositivo sedimentario de agradación proximal en offlap al igual que los de la 3ª fase deposicional. Se desarrollan principalmente en el piedemonte de la rama Sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia, fundamentalmente entre las ramblas de San Julian y del Saltador, así como en la zona más distal de la Rambla de Lébor. Desde el punto de vista sedimentario pueden aplicárseles todas las observaciones realizadas para los abanicos aluviales del Pleistoceno Superior y Holoceno, con la salvedad de que estos que aquí se tratan constituyen las zonas sedimentarias e hidrológicamente activas de los sistemas torrenciales marginales de la Hoja de Totana. Datos de ¹⁴C (CALMEL-ÁVILA, 2000; SILVA *et al.*, 2003) existentes en diferentes zonas del Valle del Guadalentín indican que estos cuerpos sedimentarios se han construido en diferentes fases durante los últimos 6.500 años. Al igual que en el caso de los depósitos de desbordamiento del Guadalentín **(86)** se pueden relacionar con los diferentes episodios deposicionales Meso-Neolíticos, Calcolíticos y fundamentalmente Argaro-Ibéricos (> 2.500 BP) que también constituyen el relleno fluvio-palustre de la Depresión del Guadalentín que se desarrolla ampliamente en la hoja de Totana. Es necesario señalar que dataciones realizadas en terrazas de trinchera de abanico relacionadas con estos cuerpos sedimentarios arrojan edades comprendidas entre ca. 2.300 y 1.900 años B.P. (CALMEL-ÁVILA, 2000; MARTÍNEZ-DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 2000; SILVA *et al.*, 2003). No obstante, los más recientes se encuentran plenamente desarrollados por las grandes inundaciones (o riadas) de carácter histórico que han acontecido en la zona (LÓPEZ BERMÚDEZ *et al.*, 2002). Hay que tener en cuenta que mientras estos sistemas distales aún eran (y son) activos los procesos de encajamiento fluvial progresaban desde la parte Norte de la Depresión (Hojas de Murcia y Alcantarilla), desde al menos los ca. 2.300 años B.P. (SILVA *et al.*, 1996; CALMEL-ÁVILA, 2002).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los dos principales elementos morfológicos que conforman el relieve de la Zonas internas de las Béticas en la Región de Murcia, es la sucesión de sierras y depresiones que en dirección NE-SO siguen la estructura de la Cordillera. Estas se articulan a favor de antiguos accidentes béticos y/o las diferentes fallas activas que con dirección NE-SO atraviesan el levante murciano. Entre ambas unidades de relieve se generan importantes desniveles topográficos (superiores a los 500m en muchos casos), los cuales constituyen frentes montañosos de falla y/o erosivos, que son los elementos geomorfológicos más característicos de esta zona de la Región de Murcia (SILVA *et al.*, 2003b). Los frentes más importantes son los que jalonan la Depresión del Guadalentín a favor de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia por su margen noroccidental, y de las fallas de Palomares y Carrascoy por su margen oriental. Entre estas dos últimas se produce un importante gap de relieve mediante el cual la Depresión del Guadalentín se conecta morfológicamente (se abre) hacia el Campo de Cartagena.

En detalle, la hoja de Lorca abarca la zona central de la Depresión del Guadalentín, así como la antigua cuenca neógena de Lorca, ambas separadas por el relieve de la Sierra de La Tercia, con cotas máximas de 989 m. Las cotas mínimas se sitúan entorno a los 260-270 m en el entorno de la Depresión y a unos 400-360m en el interior de la antigua cuenca neógena. Ambas zonas se encuentran drenadas por sistemas fluviales axiales de carácter torrencial. El Río Guadalentín o Sangonera discurre por el borde Sur de la antigua cuenca en dirección ONO-ESE hasta la localidad de Lorca, donde penetra en la Depresión generando un gran abanico de desembocadura, actualmente disectado por su cauce que en esta zona adquiere una dirección SO-NE y un patrón meandriforme de baja sinuosidad.

El relieve de la Sierra de La Tercia se encuentra fundamentalmente labrado sobre los materiales metamórficos del complejo Alpujarride, al igual que ocurre en la Sierra de las Estancias (al SO de la hoja) constituido mayoritariamente por materiales pizarrosos, esquistos y cuarcitas. Los materiales calcáreos maláguides pueden ser localmente importantes como ocurre en la Sierra de Espuña, cuyos afloramientos aparecen en el Norte de la hoja, constituyendo el borde la antigua cuenca neógena de Lorca. Por último, en la esquina SE de la hoja se insinúan las estribaciones del relieve de la Sierra de Hinojar labrada sobre materiales detríticos neógenos verticalizados sobre las estribaciones de la más importante Sierra de Almenara. En la zona Oriental de la hoja, al Norte del Embalse de Puentes, aparecen una serie de relieves, fundamentalmente labrados sobre series mesozoicas y terciarias calcáreas y detríticas de materiales subbéticos.

El clima de esta zona de la Región de Murcia se inscribe dentro de la zona climática semiárida del SE peninsular. Dentro de la clasificación climática de Köppen, la Hoja de Totana se clasifica como un clima estepario próximo al desértico con temperaturas medias anuales de 18°C que permiten encuadrarlo dentro de un clima estepario húmedo (GEIGER, 1970; LOPEZ

GOMEZ y LOPEZ GOMEZ, 1987). Así pues, la zona participa de características pluviométricas semiáridas marcadas por una acusada aridez con temperaturas máximas entre 44°C y 46°C, precipitaciones escasas, en torno a los 300 mm anuales, y tasas de evapotranspiración superiores a los 1000 mm/año, lo cual imprime un fuerte déficit hídrico en la zona. Por otro lado, los mecanismos pluviométricos están muy ligados a la presencia de masas de aire frío (-23°C) con curvatura ciclónica en las capas altas de la atmósfera (Nivel de 500 hPa, ca. 5.500m) que dan lugar a la formación de "gotas frías" (ALONSO SARRÍA, 2002). La formación de estas células frías esta condicionada además por factores locales, como pueden ser las diferencias de temperatura entre la atmósfera y la superficie del mar y la acumulación de calor en la cercana zona terrestre que aumentan la intensidad de los vientos del este (easterly) reforzando y retroalimentando la torrencialidad de las tormentas, fundamentalmente a finales de verano y principios de otoño (JANSA-CLAR, 1989). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (CASTILLO REQUENA, 1982).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.

La actividad tectónica a favor de las fallas de desgarre sinistral NE-SO es la que controla la distribución del relieve en la Región de Murcia. El origen del paisaje actual cabe inscribirlo en el proceso de inversión de las antiguas cuencas marinas neógenas provocado por la elevación tectónica e isostática alimentada por proceso de indentación tectónica del Arco de Águilas a partir del Plioceno Superior (LAROUZIERE *et al.*, 1988; SILVA *et al.*, 1993). En la zona que nos ocupa, situada en el sector frontal de la mencionada estructura tectónica, se produjeron importantes procesos de inversión del relieve como es el hundimiento de antiguos Paleomazicos béticos como los del Guadalentín y el Segura, y la elevación de los relieves de las Sierras de La Tercia, Hinojar y Carrascoy (LAROUZIERE Y OTT D'ESTEVOU, 1990; SILVA *et al.*, 1993; BARDAJÍ *et al.*, 2003). Otros relieves como los de las Sierras de Espuña, El Algarrobo y Almenara son más antiguos, estableciéndose como tales al menos desde el tránsito Serravallense-Tortonense (hace unos 12 Ma) (LAROUZIERE *et al.*, 1987).

Desde el punto de vista geomorfológico, la presencia de importantes desniveles (frentes montañosos de falla) unida al carácter poco resistente frente a la meteorización de las litologías metamórficas del sustrato bético y margo-arenosas de las antiguas cuencas neógenas, da lugar a la presencia de importantes cantidades de derrubios en las laderas de los relieves limítrofes, susceptibles de ser removilizadas durante los episodios de lluvias torrenciales. Según estas características orográficas, litológicas y climáticas, a las que se suma el escaso poder de fijación de los derrubios por la exígua cobertera vegetal existente, la erosión y transporte de los materiales se realiza de una forma rápida. En los relieves metamórficos la mayoría de los materiales son removilizados por fenómenos gravitacionales y de deslizamiento en masa de la cobertera meteorizada hasta los barrancos y ramblas, donde posteriormente son transportados a la Depresión durante los escasos, pero intensos, episodios lluviosos característicos de la zona. De esta forma

son las formas y procesos torrenciales (abanicos aluviales) los que dominan el modelado del interior de la Depresión del Guadalentín y Campo de Cartagena. Por otra parte, en las cuencas neógenas, como son las de Lorca, Mazarrón y Mula, donde la litología es menos resistente se forman amplias zonas de "Badlands", donde la capacidad erosiva y de transporte de los cursos de agua, junto con fenómenos de "Piping" se presentan como los mecanismos dominantes en su erosión (HARVEY, 1982; ROMERO DÍAZ y LOPEZ BERMÚDEZ, 1985; ROMERO DÍAZ *et al.*, 1992). Todas estas características permiten el desarrollo de sistemas erosivos con elevada capacidad de transporte, por lo que los depósitos van a presentar un fuerte carácter episódico y poco evolucionado.

Respecto al drenaje dominan los sistemas de ramblas directas que vierten directamente al sistema fluvial axial principal de la hoja constituido por la rambla del Guadalentín (NAVARRO HERVÁS, 1992; SILVA, 1994). En la Depresión del Guadalentín dominan los procesos fluviales deposicionales, estando el modelado dominado por las formas generadas por procesos gravitatorios y torrenciales típicos de sistemas de piedemonte, encontrándose el drenaje muy poco jerarquizado. Por el contrario, la jerarquización del drenaje es importante en el interior de la Cuenca de Lorca en torno a colectores de segundo orden, como las Ramblas de Torrealvilla, Corneros, Casa de Panes y de La Rosa, donde domina el modelado erosivo y todo el drenaje se haya integrado en un único sistema fluvial (Guadalentín). Sin embargo, en la Depresión del Guadalentín el grado de conexión de las ramblas directas con su sistema fluvial axial es variable, existiendo muchas de ellas totalmente desconectadas o con conexión incipiente con el nivel de base del Guadalentín que funcionan todavía como canales alimentadores de abanicos aluviales activos.

Los valores de encajamiento fluvial discrepan enormemente en el interior de relieves y depresiones. En los primeros, los sistemas fluviales han venido funcionando desde hace mucho tiempo (Plioceno Superior o Tortoniense Inferior) y pueden registrarse encajamientos de hasta 500m estando los valores medios en torno a los 200-250m. Por el contrario, en el interior de la Depresión son muy pequeños, no llegando a sobrepasar los 15m en las ramblas del Guadalentín y Viznaga. Solo en el interior de la antigua cuenca de Lorca, donde los procesos erosivos son importantes los valores de encajamiento respecto a las superficies encostradas de los antiguos sistemas aluviales que constituyen el techo de piedemonte de Espuña, alcanza valores superiores a los 200 m. Es importante señalar que estos valores de encajamiento se producen a partir del Pleistoceno Medio en la Cuenca de Lorca, y del Holoceno en la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1996; Bardají *et al.*, 2003).

3.2.1. Estudio morfoestructural

Desde el punto de vista morfoestructural la Hoja de Lorca puede ser dividida en tres grandes unidades: Depresión del Guadalentín al Este y Cuenca de Lorca al Oeste, separadas por el relieve antiformal de la Sierra de La Tercia. De todas ellas la unidad que alcanza mayor extensión cartográfica es la de la antigua cuenca neógena, que ocupa el sector centro-oriental de la hoja. Los relieves limítrofes no poseen una representación excesivamente importante en la

hoja, pero sí que existe una clara representación de sus límites mediante el desarrollo de los mencionados frentes montañosos. De entre los que se observan en la hoja, solo el correspondiente a la Sierra de La Tercia (F.M. Lorca-Totana) corresponde a un verdadero frente de falla activo desarrollado a lo largo del segmento central de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (SILVA *et al.*, 2003). No obstante, se observa la zona final del F.M. de Pto. Lumbreras-Lorca, en las estribaciones de esta localidad, donde termina. Los restantes (Hinojar, Espuña, Las Estancias, y relieves subbéticos) responden a frentes mayormente erosivos, donde es común el desarrollo de irregularidades erosivas en sus piedemontes, o están fuertemente disectados por una red de importantes gargantas, como ocurre en los relieves subbéticos al NE de la hoja.

3.2.1.1. *La Depresión del Guadalentín*

Esta recorre la hoja por a lo largo de su cuadrante SE. Corresponde con un corredor morfoestructural de más de 80 km de longitud que se desarrolla a favor de los sistemas de fallas sinistralas NE-SO característicos de las Béticas Orientales. Al Sur limita o se ramifica en cola de caballo a lo largo de las fallas E-O que constituyen el Corredor del Almanzora (SILVA, 1992a; 1993; MENÉNDEZ *et al.*, 2003). Mientras que hacia el Norte se prolonga y/o converge con la zona de fallas E-O (Crevillente y Bajo Segura) que conforman la Depresión de Elche-Bajo Segura (SILVA, 1993; ALFARO *et al.*, 2002). En definitiva, todo este corredor morfoestructural se desarrolla a favor de la Zona de Desplazamiento principal (ZDP) del Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales (DE LAROUZIERE *et al.*, 1987; SILVA *et al.*, 1993), quedando delimitada por los desgarres sinistralas de Lorca-Alhama de Murcia (FLA: N45-65°E), Palomares (PLF: N10-20°E) y Nor-Carrascoy (NCF: N65°E) a favor de las cuales se desarrollan importantes frentes de falla activos. Dentro de este, el sector comprendido por la Hoja de Lorca, se encuentra en el segmento central de la mencionada ZDP (Zona de Desplazamiento Principal), que morfoestructuralmente responde a una cuenca transtensiva de geometría triangular que ha evolucionado durante el Plioceno Superior y Pleistoceno (SILVA *et al.*, 1993). La transtensión se origina como consecuencia de la propagación de fallas normales N320-20°E del Graben de Mazarrón, hacia el interior de la Depresión, limitada al Sur por el Frente de Hinojar de carácter compresivo y hacia el NO por el mencionado Frente sinistral de Lorca-Totana. En detalle este conjunto de fallas normales son las que actualmente separan, y antiguamente desconectaron, la Depresión del Guadalentín y el Campo de Cartagena como indican diversos datos geofísicos (BAENA *et al.*, 1994; SILVA *et al.*, 1996).

Respecto al modelado dominante en este dominio morfoestructural, es el deposicional. La geomorfología de la Depresión se resuelve en importantes frentes montañosos de falla con estrechas (< 5km), pero potentes zonas de sedimentación que alcanzan más de 100m, según muestra el mapa de isopacas del relleno detrítico Plio-Cuaternario elaborado por BAENA *et al.* (1994). En estas zonas se acumulan al menos tres generaciones de abanicos aluviales cuyos registros tecto y morfosedimentarios revelan el desarrollo de discordancias progresivas de primer rango durante el Pleistoceno Medio y Superior, indicando así la actividad correlativa de los accidentes limítrofes y especialmente el correspondiente a la FLA (SILVA *et al.*, 1992b y c). La actividad de este accidente genera un relieve tectónico interpuesto (mega-loma de presión)

construido por yesos messiniense y materiales detríticos de los sistemas fluviales y aluviales Pliocenos y Pleistocenos, intensamente plegados y verticalizados en dirección N65-70°E. Se genera así una depresión tectónica entre el Frente de La Tercia y este relieve que obtura la salida de los sistemas aluviales hasta el tránsito Pleistoceno Medio-Superior. En la hoja de Lorca solo el Abanico de la Rambla de Colmenar pudo rebasar el mencionado relieve. Por lo demás el carácter subsidente del interior de la depresión hace que dominen los procesos de agradación y encharcamiento relacionados con los episodios de riadas del Guadalentín y de los sistemas de ramblas directas, especialmente las de Lébor y Huerto Chico. En sí todavía se trata de una Depresión semi-endorréica. La disección solo es importante en su zona axial a lo largo del propio cauce de la Rambla del Guadalentín-Sangonera, cuya incisión comenzó recientemente, hace menos de ca. 2.500 años BP (CALMEL-ÁVILA, 2002), fragmentando los antiguos sistemas endorréicos y semi-endorréicos de tipo playa-lake (humedales salinos) que ocupaban el sector axial de la Depresión, ya en la hoja de Totana. Cabe destacar que los procesos de desplome por zapamiento lateral del cauce del Guadalentín hacen que los márgenes de la rambla sean inestables, especialmente durante episodios de tormenta.

3.2.1.2. *La Cuenca de Lorca*

La Cuenca de Lorca está constituida por el establecimiento de la red de drenaje remontante del propio Guadalentín sobre la antigua cuenca neógena del mismo nombre. Esta puede describirse como una extensa región de geometría cuadrangular con estructura característica de graben extensional (DE LAROUZIERE *et al.*, 1987; DE LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990) controlado por fallas en dirección NE-SO en sus bordes occidental (relieves subbéticos) y oriental (antiguo macizo del Guadalentín). Su límite meridional está constituido por las Sierras de las Estancias y Tercia, a lo largo de la cual se observan numerosos sistemas extensionales ENE-OSO, mientras que su borde septentrional está limitado por Sierra Espuña, cuyo límite es de carácter más erosivo. Su evolución está ligada a la historia de convergencia e indentación final del denominado Arco de Aguilas, dentro del cual esta cuenca ocuparía una zona lateral-frontal, donde la convergencia N-S se resuelve en la generación de cuencas distensivas de tipo pull-apart (COPPIER *et al.*, 1991; BARDAJÍ, 1999). Por último, es necesario apuntar que el relieve de la Sierra de La Tercia (actual borde oriental de la Cuenca), responde a un relieve antiformal de evolución muy reciente, que empezó a emerger en el tránsito messiniense-plioceno, hace c.a. unos 5 M.a. (LAROUZIERE *et al.*, 1987; SILVA, 1994; MARTÍNEZ-DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991), a la vez que se hundía el antiguo paleomacizo del Guadalentín para formar la actual Depresión (LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990). De hecho los materiales messinienses y pliocenos se hayan estructurados en anticlinal en ambos flancos de La Tercia, y su núcleo se encuentra todavía ocupado por los materiales Tortonienses que afloran en la zona de divisoria de la Sierra.

Así en esta zona el modelado predominante es el erosivo, con una fuerte componente lito-estructural, dando lugar a relieves de tipo cuesta, pequeñas mesas y cerros testigos. Dentro de ellos son importantes los diferentes sistemas de cuencas estructurales labrados en las series

messinienses y tortoniense a lo largo de todo el flanco oriental de La Tercia (p. Ej. La Serrata de Lorca), aunque también alcanzan un desarrollo significativo en las series de materiales terciario y mesozoicos subbéticos que la limitan por el Oeste. La acción del drenaje es muy agresiva y en determinados sectores de las ramblas de Torrealvilla, Los Panes y de La Rosa, los procesos de encajamiento lineal y acarreamiento llegan a ser muy intensos. En la zona de la Sierra de los Calares y Cejo de Cano, los diferentes tributarios de la Rambla de Torrealvilla han labrado verdaderas gargantas fluviales (Barrancos de La Hoz, Torralba, Madroño, Los Pinos, El Estrecho, Los Calderones) sobre las series conglomerático-carbonatadas neógenas que las constituyen.

3.2.2. Estudio del modelado

3.2.2.1. *Formas estructurales*

En la Hoja de Lorca existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de manera que las formas estructurales de origen tectónico poseen una relevante expresión morfológica. Dentro de ellas las de mayor significado son los frentes montañosos de falla, que solo se visualizan debidamente en el esquema 1:200.000 que acompaña la hoja. Los más importantes son los que se desarrollan al pie de la Sierra de La Tercia, condicionado por la Rama Norte de la FLA y el desarrollado a lo largo de la Rama meridional de la misma falla, al pie del relieve tectónico interpuesto que se genera entre Lorca y la Rambla de Lébor. Este relieve es como ya se ha indicado otra forma tectónica mayor resuelta por una sucesión de lomas de presión, que se visualizan perfectamente a la escala de trabajo. En cualquier caso, estos frentes de falla activos presentan facetas triangulares y trapezoidales de buen desarrollo, algunas de ellas cartografiables a la escala de trabajo. También poseen buena expresión geomorfológica las trazas de fallas normales, inversas y especialmente en dirección (desgarres sinistres). Estas últimas asociadas a la FLA alcanzan su máxima expresión a favor de los mencionados relieves tectónicos interpuestos. Estos relieves obturan la sedimentación y el drenaje, y provocan numerosas anomalías geomorfológicas indicadoras de actividad tectónica reciente (BAENA *et al.*, 1994; SILVA *et al.*, 1994). Las fallas normales (N10-20°E) sólo son importantes en el entorno de las antiguas fuentes termales de Carraclaca y el Roser, segmentando la rama Norte de la FLA, aunque también en su rama meridional aparecen en la zona de San Julián, dando lugar a pequeñas depresiones de tipo pull-apart que generan lagunas de falla. No obstante la expresión geomorfológica de las fallas normales es máxima en la Sierra de Las Estancias, en el borde Sur de la Cuenca de Lorca, donde diferentes sistemas de dirección NO-SE generan importantes generaciones de facetas triangulares y trapezoidales. Estas diferentes fallas, aunque de origen finineógeno, muestran diferentes evidencias de actividad Pleistocena, y a favor de alguna de ellas los procesos de deslizamiento son importantes. Otros elementos geomorfológicos de origen tectónico son los basculamientos y flexuras diferenciales de las superficies de abanicos aluviales del Pleistoceno Medio, así como numerosas anomalías geomorfológicas ligadas a la red de drenaje. Entre las flexuras cabe destacar la que se desarrolla inmediatamente al norte de Torrealvilla, que posee carácter normal, así como las relacionadas con las estructuras antiformes de Carraclaca y el

Roser a lo largo de la rama septentrional de la FLA (no cartografiables a la escala de trabajo). Los basculamientos son relevantes a lo largo de la rama meridional de la FLA, fundamentalmente entre las ramblas de Carraclaca y Huerto Chico, donde se registran basculamientos a contrapendiente de hasta 12° en las superficies de abanicos aluviales del Pleistoceno Medio y Medio-Superior (SILVA, 1994).

Por otro lado, el condicionamiento estructural también es patente en su vertiente pasiva o lito-estructural promovida por los procesos de erosión diferencial. Así es importante la presencia de escarpes estructurales labrados en series horizontales y monoclinales, fundamentalmente en las zonas de borde de la antigua cuenca neógena. Los primeros son más abundantes en relación con los relieves subbéticos del borde oriental de la cuenca, fundamentalmente en la Esquina NO de la hoja (Cabezo Blanco), aunque también son importantes en las estribaciones de Espuña, como son los ejemplos de las mesas de Aledo y la Sierrecica, así como otras de menor entidad elaboradas sobre dolomías maláguides en la misma zona. En relación a los relieves en cuesta el ejemplo más notable de la hoja lo constituye La Serrata de Lorca, aunque se encuentran profusamente representados, tanto en el flanco occidental de La Tercia y estribaciones de la Sierra de Las Estancias (Sur de la hoja), labrados en series calcáreas y detríticas del Tortonense y Messiniense. Como se ha mencionado, también es importante su desarrollo en los conglomerados miocenos de la Sierra de los Calares en el NO de la hoja. Menos importante es, en esta hoja, el desarrollo de chevrons y crestas estructurales a favor de capas de conglomerados cementados, siendo solo algo representativos a lo largo del relieve tectónico interpuesto de la FLA e inmediaciones de la Rambla de Lébor sobre materiales de los sistemas aluviales marginales plio-pleistocenos.

3.2.2.2. *Formas de ladera*

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Lorca son los coluviones y los piedemontes. Los primeros son formas asociadas a los depósitos gravitacionales adosados a vertientes de fuerte pendiente. Los más significativos se desarrollan al pie de los frentes de falla de La Tercia y de Lorca-Totana, como formaciones de pequeña extensión pero de muy alta pendiente, relacionados con la actividad de dichas fallas. Con similar significado morfo-genético se encuentran las formaciones coluviales depositadas al pie de las diferentes fallas normales que afectan el sector de la Sierra de Las Estancias incluido en esta hoja. En el interior de la cuenca de Lorca, las formaciones más abundantes son las de piedemonte. Aunque también existen coluviones s.s., en la mayor parte de los casos las formaciones cartografiadas responden a formaciones donde los depósitos de gravedad se mezclan e inter-solapan con formaciones de origen torrencial producidas por coalescencia de conos de deyección de alta pendiente. Ejemplos de este tipo de formaciones son las que se desarrollan en las zonas frontales de los numerosos relieves en cuesta que aparecen en el interior de la cuenca. Tanto los coluviones, como los piedemontes, aparecen representados por varias generaciones de diferente edad (Pleistoceno Medio-Superior y Pleistoceno Superior-Holoceno) que presentan diferentes características edáficas, grado de cementación y disección.

Una distribución mucho más limitada, tienen otras formas no ligadas a depósitos, como las cicatrices de deslizamientos y desplomes. Las primeras tienen representación cartográfica en la Sierra de Espuña y, mayormente en Sierra de Las Estancias. En esta última el barranco de la Canalica, al Norte de Peña Rubia, ofrece una lengua de deslizamiento de unos 900-1.000 m de longitud formada sobre niveles de argilitas y pizarras alpujárrides muy meteorizadas y fracturadas. Los deslizamientos aquí cartografiados quedan dentro de las áreas de inestabilidad generalizada de magnitud considerable catalogadas en el Mapa de Peligrosidad por movimientos de Ladera elaborado por el ITGE-CARM (1995). Los desplomes son importantes en el interior de las ramblas encajadas de Torrealvilla, Casa de Los Panes y De La Rosa aunque también en todo el entorno de la Ciudad de Lorca y margen Sur de la Rambla del Guadalentín aguas arriba de la Ciudad. Aguas abajo de esta localidad también es la margen derecha del cauce la que está sometida a los procesos más importantes de zapamiento e incluso "piping".

3.2.2.3. *Formas fluviales*

Son las de mayor representación en la Hoja de Totana, y responden a los sistemas de abanicos aluviales que se desarrollan a lo largo de los piedemontes de La Tercia, Hinojar, Espuña y relieves interpuestos asociados, como el de la Sierra de los Secanos y La Hoya. Dentro de este grupo se podrían diferenciar tres tipos de superficies aluviales: Abanicos aluviales de alta pendiente, encostrados y con disección proximal; Abanicos aluviales de alta pendiente, no encostrados; y Abanicos aluviales de baja pendiente con agradación distal activa. A estos habría que sumar una cuarta tipología correspondiente a sistemas distales de abanicos coalescentes o Bajadas aluviales, que son los elementos fluviales más activos de este sector de la Región de Murcia. Dentro de esta subdivisión se han considerado de alta pendiente a partir del 3%. Datos morfométricos más detallados pueden consultarse en SILVA *et al.* (1992b) y SILVA (1994).

Dentro de los abanicos de alta pendiente encostrados se encuentran los que se desarrollan al pie de la Sierra de La Tercia alimentados por las actuales ramblas de San Julián, Carraclaca, El Saltador, Colmenar y Huerto Chico, que se desarrollan entre el Frente de La Tercia y el Relieve interpuesto de La Hoya al NE de Lorca, así como las superficies aluviales más altas adosadas a la Sierra de Hinojar y de Espuña. Mientras que en los dos primeros casos estas superficies constituyen los "Techos de Piedemonte" de La Tercia e Hinojar, en Espuña estos se desarrollan discontinuamente fosilizando el antiguo techo de piedemonte de la Cuenca neógena de Lorca. En conjunto, estos abanicos poseen morfología típica, y se encuentran variablemente encostrados, llegando en las zonas más proximales a alcanzarse estadios de desarrollo de calcretas laminares de potencia significativa (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). Típicamente se encuentran disectados axialmente en toda su longitud por sus canales alimentadores dando lugar al desarrollo de trincheras de abanico que pueden distinguirse a la escala de trabajo y pueden alcanzar más de 10m de incisión lineal en La Tercia e Hinojar, mientras que en los de Espuña estos valores pueden rebasar los 50m. Debido a estos valores de incisión, en las zonas proximales el encajamiento de las ramblas puede llegar a alcanzar el sustrato

bético, generándose importantes escalones y escalonamientos de erosión remontante a favor de contactos litológicos, como ocurre en las ramblas de Carralaca, El Saltador, Colmenar (en La Tercia) y todas las que drenan el piedemonte de Espuña. Estos abanicos poseen también importantes sistemas distales de canales de lavado que disectan su superficie siguiendo su geometría radial. Constituyen en definitiva, y salvo alguna excepción puntual, superficies fósiles en las que los procesos sedimentarios ya no son activos y los procesos dominantes son los de reestructuración y degradación edáficos y de alteración (brechificación y karstificación de calcretas) y de erosión. Estos sistemas de abanicos se construyen durante la primera y segunda fase deposicional de SILVA *et al.* (1992b y c). Por tanto, muestran una importante discordancia progresiva que registra el transito de los dispositivos de “agradación proximal en offlap” característicos de la primera fase a los de “agradación proximal en onlap” de la segunda fase. Este transito también va acompañado de un cambio progresivo desde depósitos de tipo “Debris Flow” en la base hasta procesos fluviales y de arroyada a techo. Durante esta fase (Pleistoceno Medio-Superior) se generan los cuerpos principales de los abanicos que actualmente aparecen adosados a los relieves marginales, y que en muchos casos se extienden hacia el interior de los valles en el relieve debido a un proceso de backfilling generalizado.

Los abanicos de alta pendiente no encostrados son en casi todo similares a los anteriormente descritos, con la salvedad que el desarrollo de calcretas en ellos es muy escaso, aunque no nulo (según los casos). Todos ellos se desarrollan durante la segunda fase deposicional de la Depresión del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1992b y c), que puede asimilarse al Pleistoceno Superior final (HARVEY, 2002; SILVA *et al.*, 2003). Sus superficies se encuentran disectadas axialmente, pero los sistemas de canales de lavado distales son menos densos y se encuentran mucho menos encajados. En este sentido también las trincheras de abanico no llegan a alcanzar los cinco metros de incisión en estos cuerpos sedimentarios. Son característicos al pie del relieve interpuesto de La Hoya, y el sector del frente montañoso de Hinojar que aparece en la esquina SE de la hoja. En el interior de la Cuenca de Lorca estos sistemas se encuentran menos desarrollados y, se encuentran espacialmente restringidos a la zona de cabecera de la Rambla de Torrealvilla. Por lo general, en estas zonas, son sustituidos por formaciones de origen poligénico tipo glacia, que serán descritas en el apartado correspondiente.

Los abanicos de baja pendiente y bajadas aluviales distales engloban todos los cuerpos deposicionales de la tercera fase deposicional del Corredor del Guadalentín (SILVA *et al.*, 1992b y c). Estos responden a una fase de sedimentación post-tectónica, en la que el estilo deposicional dominante es la agradación distal en offlap. Esto conlleva una progradación distal de los canales y de la sedimentación mediante la generación de sucesivos puntos de intersección en el sentido clásico de DENNY (1967) y WASSON (1974). Estos engloban, los sucesivos cuerpos sedimentarios del Pleistoceno Superior final (deglaciación), holocenos y actuales que se han diferenciado en el mapa geológico, dando lugar a abanicos con dispositivos telescópicos y de escasa pendiente, con superficies poco retocadas por la erosión, donde tiene lugar la sedimentación histórica y actual. Los procesos sedimentarios dominantes son casi exclusivamente fluviales, para las zonas canalizadas, y de arroyada o “sheet flood”, para flujos de desbordamiento más generalizados (SILVA *et al.*, 1992b y c). Dentro de este grupo también entraría el

Abanico del Guadalentín, que responde a un cuerpo netamente disectado, relacionado con los depósitos palustres holocenos de centro de cuenca, y que únicamente sería objeto de crecida durante crecidas de carácter extraordinario, como la de 1651 (San Calixto). Durante esta fase, se produce el encajamiento y progradación distal de sus canales alimentadores (ramblas actuales) dando lugar a las trincheras de abanico distales que progresan a partir de los sucesivos puntos de intersección activos antes de cada riada. A partir de estos se generan escalones de erosión remontante (headcuts) durante los "largos periodos" de inactividad hídrica, que se propagan distalmente durante los "episodios" de actividad torrencial. Este hecho se encuentra favorecido, por la escasez de sedimentos en las áreas fuentes, la disección generalizada durante el Holoceno y a la ocurrencia de procesos de cementación diferencial en los lechos de las ramblas (HARVEY, 1987; 2002). Dan lugar a la generación de perfiles longitudinales escalonados distalmente que son característicos del SE peninsular y que controlan los procesos de propagación de la incisión distal de los cuerpos de abanico, que eventualmente puede terminar por integrar (conectar) su rambla alimentadora con el cauce fluvial axial (HARVEY, 1987; SILVA, 1994). El valle de este último, aguas abajo de Lorca, a lo largo del sector abarcado en la hoja, podría catalogarse como una trinchera distal de grandes proporciones (SILVA, 1994), que llegó a conectar el canal del Guadalentín con los de otros sistemas fluviales que integraban (antiguo Sangonera) o jalonaban (Rambla de Las Moreras) el centro de la Depresión hasta época histórica muy reciente (SILVA, 1996).

Por el contrario, muchos de los sistemas de ramblas directas al Guadalentín no se encuentran conectadas a él, o lo están incipientemente, dando lugar a la generación de bajadas aluviales distales a partir del último punto de intersección activo, como ocurre entre las ramblas de San Julián y Huerto Chico. Así pues, estas últimas pueden considerarse como zonas con un alto potencial de inundación durante episodios de lluvias torrenciales locales. No obstante hay que considerar que los procesos de encajamiento distal conllevan valores de incisión muy modestos, por lo general inferiores a los 2 m y, por tanto las superficies de los cuerpos sedimentarios situados aguas arriba de los puntos de intersección activos (actuales) pueden también recibir sedimentos durante episodios torrenciales. La peligrosidad de inundación decrecerá exponencialmente con la distancia (aguas arriba) a que se encuentre el antiguo punto de intersección (salida) que dio lugar a cada uno de los cuerpos sedimentarios, como ejemplo puede considerarse el sistema de desembocadura de las ramblas de Lébor e Hinojar. Asimilables a este tipo de procesos se encontraría el abanico de crecida que forma el Guadalentín en las inmediaciones del núcleo urbano de Lorca a partir del sistema de Ramblas-sangradores de La Tiata, y que se extiende extensamente por la hoja de Puerto Lumbreras (SILVA, 1994). Corresponden a antiguos, y sucesivos depósitos de desbordamiento de tipo "crevasse-splay" alimentados por el mencionado sistema de ramblas (hoy canalizado, como canal de derivación del Guadalentín) que actualmente se encuentra "colgado" unos 5-6m por encima del cauce del Guadalentín. Datos arqueológicos documentan la actividad de este sistema lateral del Guadalentín desde hace c.a. 5.000 y 4.100 años BP (MARTÍNEZ RODRÍGUEZ y PONCE GARCÍA, 1997; STRYCDONCK, *et al.*, 2001) ya que se encuentran fosilizando niveles de ocupación Neolíticos y Calcolíticos. No obstante, este antiguo brazo del Guadalentín ha sido funcional durante al-

gunos episodios de avenida históricos más importantes entre los Siglos XVII y XVIII (MUÑOZ BRAVO, 1989; NAVARRO HERVÁS, 1992).

Las terrazas fluviales tienen un gran desarrollo en la zona, aunque se presentan a diferentes alturas según se trate del interior de la antigua cuenca neógena o en la Depresión del Guadalentín. En esta última la secuencia más importante se encuentra obviamente ligada al propio cauce del Guadalentín encajado en su antiguo abanico de desembocadura aguas abajo de Lorca unos 12-13 m. Así las terrazas inferiores se encuentran a más de 8-9 m , más de 4 m y más de 1-2m , siendo la de mayor extensión cartográfica la de más de 4m, donde se documentan la mayor parte de meandros abandonados asociados al Río Guadalentín. Todas ellas responden a sistemas de terrazas encajadas, pero solapadas respecto al antiguo abanico de desembocadura del Guadalentín. En el interior de la Cuenca de Lorca la secuencia más completa se observa en su principal sistema de drenaje secundario constituido por la Rambla de Torrealvilla, donde se encuentran cuatro niveles fluviales a más de 20-25 m , más de 21-16 m, más de 6-8 y más de 1-2 m. Los dos últimos son los de mayor extensión, desarrollándose fundamentalmente en su sector terminal (al pie de La Serrata) después de su confluencia con la Rambla del Estrecho. En el Río Guadalentín, los dos niveles más bajos también son característicos aguas arriba de Lorca, siendo de mención especial que el nivel de más de 6-8m converge (o se prolonga) con la superficie del abanico de desembocadura que se genera aguas abajo de Lorca. Así, como ya se apuntó anteriormente el sistema de terrazas encajadas en el mencionado abanico, corresponden con terrazas de trinchera de abanico, explicando las diferencias altimétricas existentes entre la antigua cuenca neógena y la actual Depresión.

Los niveles de terraza tienen un desarrollo reciente a partir del Pleistoceno Superior final en el interior de la Cuenca de Lorca, y con posterioridad a la Edad del Bronce o periodo Argaro-Ibérico (ca. 2.500 años BP) en la Depresión del Guadalentín (CALMEL-ÁVILA, 2002), aunque en la hoja de Lorca, la incisión pudo comenzar durante época romana (c.a. 2000 años BP), según atestiguan diversos hallazgos arqueológicos sobre ese nivel en el entorno urbano de Lorca. Los niveles más bajos pueden atribuirse en la zona a la época medieval-musulmana (más de 4-5 m c.a. 555-650 años BP) y a el periodo frío de la Pequeña Edad de Hielo (más de 1-2 m) según se registra en la zona de Librilla (CALMEL-ÁVILA, 2002) y en otras zonas del SE de la Península (SCHULTE, 2002).

Otras formas fluviales como fondos de valle colgado se desarrollan extensamente a lo largo del sistema de ramblas que disectan el antiguo piedemonte de la Cuenca neógena que se desarrolla al pie de la Sierra de Espuña en el Norte de la hoja. También son importantes en el interior de los relieves subbéticos al Oeste de la Cuenca. En ambos casos se han diferenciado dos sistemas de fondos colgados unos pertenecientes al Pleistoceno superior y otro al Pleistoceno superior-Holoceno, que como se comenta en el apartado de geología se articulan mediante importantes escalones de erosión remontante y/o tramos sometidos a un fuerte proceso de incisión lineal que, en la Sierra de Los Calares da lugar a la generación de auténticas gargantas fluviales. Este conjunto de procesos tiene su incidencia en la generación de escarpes de erosión fluvial s.l., escarpes de terraza y sistemas de cárcavas que son relativamente

importantes en el interior de la antigua cuenca neógena, aunque no todos cartografiados a la escala de trabajo. Los escarpes de erosión remontante son características morfológicas espectaculares en la zona de divisoria de la Sierra de La Tercia, donde conforman importantes portillos encajados entre los materiales tortonienses que la culminan. Estos están generados debido a la importante acción erosiva que ejercen en su cabecera los sistemas de ramblas directas que vierten a la Depresión del Guadalentín. Más hacia el Norte, en las proximidades de Aledo, las cabeceras de las ramblas de Totana y Lébor, se encuentran ejerciendo una acción remontante activa, de forma que han dado lugar a fenómenos de captura sobre los sistemas de ramblas que disectan el antiguo piedemonte de la cuenca neógena. Otros fenómenos de captura fluvial se verifican en los tramos terminales de las ramblas de Torrealvilla-El Estrecho y Lébor. En la rambla de Torrealvilla, que durante el Pleistoceno superior se dirigía directamente al Guadalentín siguiendo el trazado terminal de la actual rambla de Chapinela tal y como demuestra la distribución anómala de los sistemas de terraza asociados. La acción de captura la ejerció el actual tramo final de Torrealvilla o Rambla del Estrecho. En Lébor se observa como la antigua rambla se dirigía por la vertiente Oeste de la Sierra de Los Secanos, hacia la zona de Totana (NNE), quedando unos depósitos de terraza anómalos, actualmente a más de 35-40m sobre la margen izquierda de la rambla, que atestiguan el mencionado proceso (SILVA, 1994). A partir de el depósito de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales la acción remontante del tramo final de Lébor captura el antiguo valle, que se redirige al SSE.

Meandros abandonados y los cauces abandonados de abanicos aluviales son otras formas de especial importancia en la hoja, aunque de escasa extensión cartográfica. Los primeros se asocian con el nivel de terraza de más de 4-5m del Guadalentín aguas abajo de Lorca, lo que indica que el río está siendo sometido a un importante proceso de rectificación natural e inducido. Dado que el nivel de terraza sobre el que se desarrollan puede asignarse a la época árabe-medieval s.l., y que el más reciente que los disecta estaría relacionado con eventos fríos recientes (i.e. Pequeña Edad del Hielo: Siglos XVII-XVIII), el mencionado proceso de rectificación se solaparía con la construcción de los embalses de Puentes y Valdeinfiernos funcionales desde 1884 y 1885 respectivamente. Estos reducirían el aporte de sedimentos aguas abajo de sus respectivas cerradas aumentando la capacidad erosiva del cauce del Guadalentín. Estos embalses han perdido una capacidad de embalse entre 10,81 (Valdeinfierno) y 17,68 Hm³ (Puentes), lo que nos da una idea de la alta capacidad de retención de sedimentos que poseen (NAVARRO HERVÁS, 1992). Respecto a los cauces abandonados de abanicos aluviales, en la presente hoja tan solo cabe destacar el constituido por el Sistema de Ramblas-sangradores de la Tiata, actualmente utilizados y encauzados artificialmente como canal de derivación del Guadalentín en su salida a la Depresión.

Al igual que ocurre, en la hoja de Totana, también en la de Lorca se observan diferentes cauces desplazados sinistralmente en relación con las diferentes ramificaciones de la FLA. Los desplazamientos aparentes no llegan a superar los 100 m y fundamentalmente afectan a cauces ya muy encajados del Frente Montañoso de La Tercia, por lo que cabría mejor hablar de deflexiones y/o acomodaciones a líneas de falla por parte del drenaje. Con respecto a este tipo de procesos, cabe mencionar que también existen buenos ejemplos de falsos desplaza-

mientos del drenaje de carácter destral, el más relevante es el de la rambla de El Colmenar, considerado erróneamente como desplazamiento de falla por algunos autores (RODRÍGUEZ ESTRELLA y ALMOGUERA, 1986). Estos responden verdaderamente a acomodaciones de los cauces debido a la presencia de lomas de presión, que funcionan como verdaderas lomas de obturación del drenaje (SILVA, 1994). Verdaderos cauces desplazados solo pueden considerarse los que se observan en las ramblas de Lébor y El Roser a su salida de los relieves tectónicos interpuestos de La Hoya.

Por último tanto los fondos de valle aluvial, como los de rambla y cauces activos de los ríos principales, destacan por su carácter dinámico y por su torrencialidad, sea la categoría que sea. En todo el entorno de la Hoja de Lorca solo el tramo del Guadalentín situado entre la localidad de Lorca y la Presa de Derivación del Paretón, puede catalogarse como cauce permanente (VIDAL ABARCA, *et al.*, 1987; NAVARRO HERVÁS, 1992). El resto de los cauces no pueden siquiera catalogarse como sistemas temporales o, sino como aparatos netamente torrenciales con funcionamiento efímero o episódico que se encuentran secos durante la mayor parte del año, o lo que es lo mismo ramblas típicas del clima Mediterráneo (VIDAL ABARCA, *et al.*, 1997; LÓPEZ BERMÚDEZ, *et al.*, 2002). En la Depresión del Guadalentín estas funcionan mayoritariamente como canales alimentadores activos de los sistemas aluviales holocenos y solo algunas de ellas se han integrado en la red de drenaje regional (SILVA, 1994). En muchas ramblas se observan sistemas dicotómicos de bifurcación del drenaje (p.ej. Lébor, El Saltador, Colmenar) que llegan a adquirir patrones braided. También es posible observar una importante organización de los materiales detríticos de los cauces en forma de barras longitudinales, laterales y terracillas (CONESA GARCÍA, 1987), que solo en los grandes sistemas aluviales son cartografiables a la escala de trabajo. Son en cualquier caso sistemas torrenciales muy dinámicos en los que son muy frecuentes los procesos de avenida y/o riada (CONESA GARCÍA, 1995), sobre todo en los tramos situados inmediatamente aguas abajo de los antiguos puntos de intersección de los abanicos que alimentaban, que muestran perfiles longitudinales escalonados (SILVA, 1994; HARVEY, 2002). En algunos casos los propios fondos de los valles aparecen cementados, favoreciendo el desarrollo de escalones de erosión remontante. Este es un proceso muy característico en el fondo de la Rambla del Estrecho-Torreallvilla.

3.2.2.4. *Formas endorreicas y semiendorreicas*

Aunque esta serie de formaciones tienen un especial desarrollo en las hojas que abarcan la Depresión del Guadalentín, en la presente hoja poseen un desarrollo tipológico y espacial bastante discreto. Dos son las principales formas endorreicas tienen representación en la Hoja de Lorca que por orden de importancia y/o extensión cartográfica son las siguientes: Zonas palustres colmatadas o sag ponds de falla y Playa-lakes salinos.

Las zonas palustres colmatadas, responden a la colmatación de sag ponds (lagunas de falla) desarrolladas en la zona de Falla de la FLA. Con zonas de alimentación muy limitada, casi restringida a los yesos neógenos que afloran a lo largo de la traza de la falla, su carácter evaporítico es dominante. La desarrollada en la presente hoja, la de San Julián, responde a

un autentico “micro pull-apart” que ha sido recientemente capturado por la cabecera de una de las ramblas de la zona. No se descarta la intervención de procesos de disolución kársticos en su génesis inicial.

Los playa-lake salinos responden, por lo general, a la fragmentación de la gran zona fluvio-palustre holocena relacionada con el proceso de erosión remontante del antiguo río Sangonera y rambla de Las Salinas (hojas de Totana y Alcantarilla). El desarrollado en la presente hoja responde genéricamente a una depresión o “zona de sombra interabanico” situado entre los abanicos aluviales de Huerto Chico y Venta Chicharro y responde a lo que en la hoja de Totana se describen como humedales salinos, criptohumedales o salares (RAMÍREZ, *et al.*, 1992). Estos son elementos singulares dentro del paisaje al presentar sistemas biológicos y geoquímicos de épocas pasadas, funcionando como reguladores microclimáticos que constituyen verdaderos sumideros de energía de alta capacidad de evaporación (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). En su interior se desarrollan suelos de tipo Solonchak cálcio-sódicos o yesosos en los que es típica, la casi ausencia total de materia orgánica y el desarrollo de horizontes Ge inmediatamente por encima del nivel freático (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992), así como delgadas costras de yeso y otras sales superficiales. Actualmente no es verdaderamente funcional, y por lo general tienen un carácter temporal (GONZALEZ BERNALDEZ, 1989). Su no funcionalidad es debida en gran parte a la expansión agrícola e industrial, así como a la intensiva sobreexplotación de acuíferos que ha sufrido esta zona (HERNÁNDEZ GAMBÍN y NAVARRO HERVÁS, 1992).

3.2.2.5. *Formas poligénicas*

Las formas que pueden adscribirse a este apartado son pocas, pero de gran importancia en la evolución geomorfológica de la zona. Se extienden ampliamente por la mitad septentrional de la Hoja donde conforman el Techo de Piedemonte de la Sierra de Espuña y escarpes asociados. Se distribuyen por todo el Norte de la antigua cuenca neógena de Lorca. El Techo de Piedemonte esta constituido por superficies deposicionales de los sistemas aluviales pleistocenos, caracterizados por su poca pendiente y el desarrollo de importantes acumulaciones en forma de calcretas masivas y laminares con rasgos muy evolucionados (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998), que en otras zonas de la región de Murcia (Campo de Cartagena) se han denominado genéricamente Fm. Sucina (MONTENAT, 1977). En todos los casos presentan horizontes superiores de tipo laminar y/o laminar brechificado, que se describen en el apartado de Geología de la presente memoria. Según las propuestas más recientes, este tipo de horizontes laminares se producen como consecuencia de la actividad microbiológica asociada a las mallas de raíces de vegetación de tipo herbáceo, durante las ultimas fases de actividad sedimentaria de estas superficies, ligados a procesos de arroyada laminar (ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). Hay que señalar que las superficies así generadas son bastante llanas y con pendientes muy suaves “tipo glacis”, pero que se encuentran muy disectadas por la red de drenaje, dando lugar (a veces) a relieves aislados con morfología “tipo mesa”. A menudo han sido confundidas con estos en diferentes estudios geomorfológicos realizados en la zona. No obstante su génesis es clara: un extenso piedemonte aluvial escalonado afectado por un

importante desarrollo calcáreo en su superficie durante sus etapas terminales de construcción (ultimate planation) y con posterioridad. Esta posterioridad se extendería, como fase activa, hasta como mínimo el Pleistoceno Medio final, pudiendo haber comenzado ya durante el Pleistoceno Inferior (SILVA, 1994; ALONSO ZARZA *et al.*, 1998). Hay que advertir, que desde un punto de vista geomorfológico “puro” o “purista” estas superficies ya son elementos fósiles o relictos del paisaje y que, en sí, habría que catalogarlas como superficies estructurales construidas a favor de los niveles de calcretas culminantes más resistentes.

Otras formas poligénicas muy representadas en la hoja son los glaciares de cobertera, que se desarrollan ampliamente en el interior de la antigua cuenca neógena de Lorca. Estos, compuestos por limos y arenas con potentes pasadas de gravas poco redondeadas, poseen relativamente mucha potencia (5-6m) y pendientes muy suaves con perfiles cóncavos netos “tipo glacis”. En realidad los depósitos responden a los antiguos fondos torrenciales de las actuales ramblas del Juramento-El Pozuelo, Torrealvilla, y La Rosa, todas ellas afluentes directos del Guadalentín con dirección Norte-Sur. Estos, al quedarse colgados por la incisión de las ramblas actuales se vieron remodelados por aportes laterales de tipo glacis. Por tanto desde el punto de vista geomorfológico, estas superficies han de considerarse como las “terrazas” más altas (más de 20-25 m) de las mencionadas ramblas. Estos depósitos pueden presentar un cierto grado de cementación y sus superficies encontrarse ligeramente encostradas lo que genera importantes cantiles en las paredes de las ramblas que los disectan. Cronológicamente se han asignado al Pleistoceno superior-medio s.l., por correlación con otros elementos geomorfológicos de la zona.

Otras superficies tipo glacis que se desarrollan en la zona es el extenso glacis de erosión que se desarrolla al pie de la zona más meridional de la Sierra de Los Calares en el entorno de la localidad de Torrealvilla. Su superficie se encuentra actualmente muy disectada y en ocasiones se observan a techo pequeños retazos de niveles de limos con pasadas de gravas de pequeño tamaño, de forma que su génesis no responde exactamente a la de un glacis de erosión, tratándose de un glacis de cobertera altamente disectado. No obstante en la presente cartografía se ha preferido incluirlo dentro de esta categoría para la unificación de afloramientos y simplificación cartográfica. Hay que resaltar que en esta misma zona, bordeando los relieves de La Pinosa y La Cañada de Torrealvilla aparecen superficies asimilables a esta misma categoría, pero con un grado de disección más notable. Estas no se han cartografiado debido a su pequeña extensión, en muchos casos meramente reducidos a las líneas divisorias de la multitud de ramblas que las disectan.

Dentro de los escarpes poligénicos, hay que señalar que poseen un origen fluvial primario (incisión por erosión remontante), que en muchas ocasiones es retocado por procesos de tipo gravitatorio y, en menor medida, kársticos y tectónicos. Dentro de todos estos escarpes el de mayor significado geomorfológico es el que se desarrolla bordeando el ya mencionado antiguo techo de piedemonte de la Cuenca de Lorca.

3.2.2.6. *Elementos y Formas de Corrosión-Alteración Química*

Dentro de este epígrafe se han considerado las superficies deposicionales pliocenas y pleistocenas afectadas por fuertes procesos de encostramiento calcáreo (calcretas –40). Aunque desde un punto estrictamente geomorfológico no puedan considerarse como una forma, si que son elementos característico del paisaje semiárido del SE Peninsular (Alicante, Murcia y Almería) y su presencia condiciona la estructura paisajística resultante de los procesos de disección. Así en la Hoja de Lorca, estos procesos de carbonatación edáficos se desarrollan sobre el antiguo piedemonte de la Cuenca de Lorca, así como sobre superficies deposicionales más antiguas ligadas a los antiguos depósitos fluviales del Guadalentín, como ocurre en las proximidades de Hinojar. El desarrollo de calcretas no se ciñe solamente a las superficies cartografiadas en el mapa, si no que como ya se ha reiterado en numerosas ocasiones se desarrollan sobre las superficies de los abanicos aluviales más antiguos de la Depresión del Guadalentín en los piedemontes de Espuña, Hinojar y fundamentalmente La Tercia. En estas últimas superficies también se dan micro-relieves estructurales tipo mesa o cuesta. Dentro de ellas cabe mencionar las micro-mesas labradas en la superficies aluviales al NE de la Rambla de La Teja.

Las calcretas laminares aquí incluidas, son en muchas ocasiones multiepisódicas y podrían venir desarrollándose desde el Pleistoceno inferior o incluso Plioceno superior engarzando con la noción de Formación Sucina y/o Costra Salmón acuñadas para estos materiales por autores franceses en la década de 1970 (MONTENAT, 1977; DUMAS; 1979).

Otras formas, que se han atribuido a esta categoría son los travertinos de falla que, aunque no son elementos de meteorización, si son elementos deposicionales químicos. Estos aparecen asociados a fuentes termales localizadas en la rama Norte de la FLA al pie de la Sierra de La Tercia en las zonas de Carralaca y El Roser. De ellas tan solo la primera es cartografiable, siendo además funcional hasta finales del Siglo XIX como baños termales. MARTÍNEZ DÍAZ Y HERNÁNDEZ ENRILE (2001) distinguen cuatro tipos diferentes de formaciones travertínicas: terrazas travertínicas, travertinos fisurales, travertinos laminares y travertinos en cascada (o de frente de falla). En conjunto estos travertinos están constituidos por capas de espesor centimétrico, que adquieren un aspecto bandeado, alcanzando potencias que pueden superar los 1-2 m Travertinos (tobas) en cascada y terrazas travertínicas son las formas más abundantes y más recientes, arrojando edades de entre 25 y 26 ka BP con pequeños márgenes de error (MARTÍNEZ DÍAZ Y HERNÁNDEZ ENRILE, 2001). No obstante el comienzo de la actividad hidrotermal puede cifrarse, según estos mismos autores, en unos c.a. 300 ka BP (Pleistoceno medio final) y ha seguido siendo activa hasta finales del Siglo XIX.

3.2.2.7. *Formas antrópicas*

Buena parte de la superficie que cubre la Hoja de Lorca se encuentra intensamente antropizada. Aunque en el mapa se hayan señalado las que han sufrido una transformación más importante (superficies fuertemente remodelada por el hombre), toda la zona esta siendo

objeto de una intensa presión industrial y hortofrutícola. Es en concreto la construcción de invernaderos el elemento más agresivo. En especial es de destacar la zona ocupada por el gran abanico de desembocadura del Guadalentín aguas abajo de Lorca, así como los tramos finales de las ramblas del Estrecho-Torrealvilla y Chapinelas en el entorno de La Serrata, donde se han instalado los polígonos industriales y explotaciones de invernaderos de mayor impacto paisajístico. Todas estas explotaciones llevan además aneja la construcción de embalses de gran tamaño que se elevan sobre la superficie del terreno (a modo de relieves tabulares) o que se engarzan en las laderas mediante importantes desmontes, siendo estos importantes en la zona del relieve tectónico interpuesto de La Hoya. Por otro lado en la zona de La Serrata también es importante el impacto que ejercen las numerosas canteras a cielo abierto allí establecidas para la extracción de yesos.

Otros elementos antrópicos que se han cartografiado son los canales artificiales y embalses más importantes. En concreto en la zona estos corresponden a los del sistema de ramblas-sangradores de La Tiata (Lorca) y al embalse de Puentes en el borde oriental de la Hoja. Este último, ubicado en la confluencia de los ríos Corneros y Luchena, unos 14 km aguas arriba de Lorca. Sus antecedentes incluyen diversos embalses situados en las proximidades desde 1.647 destruidos por diversas avenidas históricas, las más importantes la de 1.802 que ocasiono su rotura, y la de 1.879 que desbordo su cerrada, ambas ocasionaron graves inundaciones en Lorca (ITGE-CARM, 1995). El embalse que observamos en la actualidad fue inaugurado definitivamente en 1884, tras la última de las crecidas mencionadas. Dentro de este tipo de obras también cabe mencionar la del Embalse de Carivete en la Rambla de Lébor, responde a una obra en ladrillo de fábrica, también destruida en el Siglo XVIII por inundaciones históricas.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos aluviales y fluviales relacionados con los distintos cursos que ha tenido el Guadalentín durante este periodo, así como por los sistemas de ramblas que vierten (o han vertido) a él.

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

tantes en las bajadas distales de abanicos aluviales, abanicos aluviales con agradación distal y terrazas del Guadalentín. Por el contrario, limos y arcillas son más importantes en los depósitos asociados a los sistemas endorréicos y semi-endorréicos axiales. Estos pueden contener cantidades variables de materia orgánica y cristales de yeso secundario (humedales salinos).

En la zona del Campo de Cartagena y su conexión con el Guadalentín las formaciones superficiales son dominantes. Estos materiales aluviales tienen granulometría gruesa (tamaño grava y arena) en las zonas proximales de ambas sierras y todo a lo largo del Escarpe del Saladillo. Por el contrario son los detríticos tamaño limo y arcilla los que dominan la zona axial en todo el entorno de la Rambla de Fuente Alamo, muy especialmente en su zona de Cabecera, entre las localidades de Los Muñoces y Los Canovas.

La Cuenca de Lorca, es el sector donde las formaciones superficiales alcanzan menor extensión y potencia, las más importantes se encuentran relacionadas con el antiguo piedemonte de la Cuenca neógena. Estas son formaciones conglomeráticas, fuertemente cementadas (en la mayoría de las ocasiones), que en la mayor parte de los casos culminan con costras calcáreas (calcretas) que pueden llegar a alcanzar espesores próximos a los dos metros. Estas formaciones edáficas se superponen a los materiales aluviales del techo de Piedemonte de las Sierras de Carraschoy y el Algarrobo, donde pueden llegar a alcanzar potencias considerables. Otras formaciones importantes son, en esta zona las ligadas a superficies "tipo glacis", que pueden alcanzar hasta los 5-6m de potencia. Los glacis están constituidos por depósitos de tipo torrencial que incluyen niveles de gravas muy angulosas de hasta 1-2m de espesor, pudiendo además estar sus superficies variablemente cementadas. Las terrazas fluviales y fondos de valles colgados presentan características similares, aunque pueden incluir bloques de más de un metro de diámetro. No obstante las terrazas fluviales desarrolladas aguas abajo de Lorca presentan características más fluviales, siendo depósitos más seleccionados y de granulometría más fina, a veces completamente arenosa. Por último, los fondos de ramblas y de valles activos, también presentan similitudes (de torrencialidad) respecto a los mencionados anteriormente.

3.4. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

El análisis geológico indica que el mar no se retiró de la zona central de la Hoja de Lorca hasta el final del Messiniense, durante el cual la paleogeografía era bastante distinta a la actual. Hasta este periodo existía un antiguo paleomacizo bético, situado en la posición que actualmente ocupa la Depresión en el cuadrante SE de la hoja. Este separaba diferentes cuencas sedimentarias neógenas, la de Lorca al Oeste y las de Hinojar y Mazarrón al Este (LAROUZZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990). Los depósitos detríticos procedentes del desmantelamiento de este relieve se encuentran actualmente incorporados a los relieves marginales de las Sierras de La Tercia e Hinojar, inexistentes en aquel periodo. Al final del Messiniense, y sobre todo durante el tránsito Messiniense-Plioceno (c.a. 5 Ma BP), comienza la elevación de La Sierra de la Tercia a favor de la Zona de Falla de Lorca-Alhama de Murcia. En conjunto La Sierra de La Tercia constituye una macro-estructura antiformal que emerge y disrumpe el mar somero,

quizá marginal, sobre el que se depositan las series yesíferas del mioceno terminal, las cuales se encuentran deformadas en ambos flancos de la Sierra dibujando la mencionada estructura anticlinal. A partir de este momento todo el sector de la antigua cuenca neógena comienza su proceso de emersión e inversión sedimentaria, dando lugar al establecimiento de grandes sistemas de abanicos aluviales procedentes de las Sierras de Espuña y relieves subbéticos fundamentalmente, actualmente estructurados en las Sierras de Los Calares, Cejo Cano y piedemonte de Espuña fundamentalmente. El interior de la cuenca queda sometido durante el Plioceno a un régimen fundamentalmente endorreico, que solo al final del Plioceno va a verse perturbado mediante la instalación de grandes sistemas fluviales antecedentes del Guadalentín y Lébor. Estos a finales del Plioceno empiezan a verter a la nueva depresión ahí formada (Depresión del Guadalentín) dando lugar a grandes sistemas marginales de abanicos, que hacia la zona de Totana alimentaban importantes sistemas de desembocadura ensamblados en una gran llanura costera arenosa, cuyos depósitos hoy día afloran a lo largo del denominado Escarpe del Saladillo en la hoja de Totana. La progradación de estos sistemas fluviales hace que durante todo el Pleistoceno Inferior y parte del Medio, el mencionado sistema fluvial avance sobre la zona dando lugar a la instalación del denominado Sistema Fluvial del Guadalentín (ver apartado de Geología), que se dirigía a lo largo del Campo de Cartagena para desembocar en la zona del Mar Menor (SILVA, 1994; SILVA *et al.*, 1996), del cual en la presente hoja solo quedan vestigios en la zona de Hinojar. Esta situación se mantiene hasta que en el Pleistoceno medio la propagación hacia el Norte de fallas normales N-S del Graben de Mazarrón desconectan el antiguo Guadalentín de su desembocadura en el Mar Menor. Este hito relevante en la historia geomorfológica de la zona, da lugar a la zona endorreica que actualmente conocemos como Depresión del Guadalentín, y al abandono del Campo de Cartagena donde la sedimentación lateral, en forma de abanicos aluviales, y los procesos de encostramiento calcáreo se generalizan.

Correlativo a este proceso comienza la estructuración morfo-tectónica que actualmente conocemos con la estructuración de los Frentes montañosos de Falla a lo largo de los diferentes Segmentos de la FLA en el margen occidental de la Depresión y de las de Palomares (PLF) y NCF (Falla Nor-Carrascoy) en la oriental. Esta importante reestructuración del relieve está originada por un cambio en las direcciones de esfuerzos desde NE-SO a una N-S, que hace que los movimientos verticales sean más importantes que los horizontales a lo largo de las mencionadas fallas (SILVA *et al.*, 1992a; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA, 1994). Esta reactivación del relieve trae como consecuencia el depósito de los denominados conglomerados de rambla y subsecuentemente el de la primera fase deposicional de abanicos aluviales de la Depresión, los cuales registran una importante discordancia progresiva interna con dispositivo dominante de agradación proximal en offlap (SILVA *et al.*, 1992a y b). La continuidad de la compresión N-S durante el tránsito Pleistoceno Medio-Superior, trae consigo, la deformación e incorporación al relieve de materiales detríticos depositados por los sistemas aluviales marginales con anterioridad. Ejemplo de ello es la formación de los relieves tectónicos interpuestos que se generan en los Frentes de La Tercia (Lorca) y Espuña (Totana), los cuales se generan a favor de la rama sur de la FLA, denominada por algunos autores como Falla del Guadalentín. Estos obturan el drenaje y el depósito de los sistemas aluviales, que solo

en contadas ocasiones lo llegan a sobrepasar (El Saltador en Lorca y La Sisquilla en Totana). Allí donde lo hacen se producen importantes rupturas y escarpes de falla en las superficies aluviales.

Una vez estructurado el relieve, ya durante el Pleistoceno Superior se produce el depósito de la segunda fase deposicional de abanicos aluviales, la cual se produce mediante un estilo deposicional de agradación proximal en onlap que culmina con un importante episodio de backfilling que supera las líneas de frente de falla rellenando los valles de las ramblas que los alimentaban (SILVA *et al.*, 1992a y b). Ese proceso refleja un amortiguamiento de los procesos de elevación tectónica en los frentes de falla y da lugar a las superficies netamente convexas de los abanicos, que actualmente observamos adosadas a los frentes montañosos. El amortiguamiento, y eventual cese, de la elevación tectónica a lo largo de los frentes, junto con el proceso de extensión de las cuencas de drenaje de los abanicos en su interior, da lugar a una drástica reducción del aporte de sedimentos, así como al encajamiento de los canales alimentadores de los abanicos en su superficie, con la generación de trincheras de abanico y puntos de intersección en sus zonas distales. Este proceso da lugar al depósito de la tercera fase deposicional de abanicos aluviales en el interior de la Depresión (SILVA *et al.*, 1992a y b). Esta, se encuentra caracterizada por un dispositivo de agradación distal en offlap, controlada por la cada vez menor cantidad de sedimentos disponibles en sus cabeceras, promueve la progradación de los sistemas aluviales hacia el centro de cuenca, así como a la progradación del proceso de encajamiento de sus canales, mediante la generación de sucesivos puntos de intersección (SILVA, 1994). Los trabajos más recientes sugieren que este cambio de agradación a disección acompaña al periodo de deglaciación y el comienzo del Holoceno (HARVEY, 2002; SILVA *et al.*, 2003). Los mismos mecanismos morfosedimentarios son los que han controlado la sedimentación durante el holoceno, el periodo histórico y la actualidad.

Aunque se tienen pocos datos de los sistemas sedimentarios pleistocenos en el centro de cuenca, supuestamente endorreicos, si que se tienen multitud de datos sobre los sistemas fluvio-palustres y lagunares que acompañan a la tercera fase deposicional. Así durante el Pleistoceno superior final, hasta el Holoceno tardío (c.a. 2.500 años BP) se produce un gran área endorreica fluvio-palustre o netamente palustre en la que convergen las bajadas aluviales distales. Estas grandes áreas lagunares son las que sostuvieron a las comunidades Argaro-Ibéricas del Bronce, que abandonan la zona debido al proceso de desecación y fragmentación de estos humedales ocasionado por el encajamiento de la red de drenaje actual (CALMEL-ÁVILA, 2002; SILVA *et al.*, 2003). Así pues la secuencia de terrazas del Río Guadalentín solo abarca los últimos 2.500-2.000 años en esta zona, y las más representativas son de época medieval-musulmana y moderna, está última muy probablemente coincide con el último episodio frío denominado la Pequeña Edad de Hielo (CALMEL-ÁVILA, 2002; SCHULTE, 2002). Por el contrario, en la Cuenca de Lorca, los procesos de encajamiento fluvial son anteriores a esta época y se pueden remitir al Pleistoceno Medio como edad más reciente. Los diferentes sistemas de glaciés que se observan en su interior predatan el actual drenaje, ya que pueden considerarse como amplios “fondos de valle” sobre los que se encaja la red actual jerarquizada en torno al Guadalentín que discurre por el borde Sur de la Cuenca. Todo este sistema de drenaje erosivo

es el que se encontraba alimentando el gran abanico de desembocadura del Guadalentín en la Depresión, cuyos últimos aportes se sitúan fosilizando niveles de ocupación argaro-ibéricos (Edad del Bronce) datados en c.a. 3.300 años BP en la Localidad de Lorca (STRYCDONCK, *et al.*, 2001). A partir de ese momento y ya seguramente durante época romana (c.a. 2.000 años BP) comienza el encajamiento activo de los niveles de terraza sobre la antigua superficie del abanico, que funcionan como terrazas de trinchera proximales. Así durante la época romana el Guadalentín se encajaba en su zona apical, en las zonas más distales situadas en Totana continuaba la sedimentación activa fluvio-palustre, cuyas superficies se encontraban ya sometidas (desde los c.a. 3.000 años BP) a un importante proceso de erosión remontante por parte de las Ramblas de Sangonera (Hoja de Alcantarilla) y Las Moreras-Paretón (Hojas de Totana y Mazarrón). El drenaje definitivo de la Depresión solo se ha conseguido durante época reciente (Siglos XVI, XVII, XVIII) con la construcción de canalizaciones artificiales que unen definitivamente los antiguos cursos del Guadalentín y Sangonera (Canal de La Alcanara), adecuan y fijan la antigua conexión natural entre el Guadalentín y la Rambla de Las Moreras (Canal del Paretón), y más al Norte unen y canalizan definitivamente las aguas del Guadalentín hacia el Segura (Canal del Reguerón).

3.5. PROCESOS ACTIVOS Y MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL

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

3.5.1. Neotectónica y Actividad de Fallas.

La Hoja de Lorca presenta una serie de importantes rasgos neotectónicos, asociados a la actividad de fallas ya tratados en apartados anteriores. Estos rasgos, que incluyen Frentes montañosos y escarpes de falla y caras facetadas como formas mayores, y relieves tectónicos (lomas de presión, micro pull-aparts, sags), basculamientos y anomalías relacionadas con la red de drenaje (desplazamientos, deflecciones, etc.), cómo elementos geomorfológicos menores, pero no menos importantes. La mayor parte de ellos se encuentran concentrados en la esquina SE de la hoja en relación con el trazado de la Zona de Falla de Lorca-Alhama de Murcia (FLA), la cual por otra parte es la responsable directa de la sismicidad que se registra. Todos los rasgos que se mencionan son congruentes con el carácter de desgarre sinistral de la mencionada falla. En esta zona, su rama sur (Frente de Lorca-Totana) posee una dirección general N60-70°E, mientras que su rama norte (Frente de La Tercia) se resuelve en el escalonamiento "en echelon" de segmentos sinistral de componente inversa N70-100° con sistemas de fallas normales N10-20°E (SILVA *et al.*, 1992c). Estas últimas tienen un papel relevante en

la localización de surgencias termales que generan travertinos de falla (Carralaca, El Roser), así como de la generación de cuencas pull-apart (San Julian) sobre los afloramientos de yesos alineados a lo largo de la rama sur de la Falla de Lorca-Alhama de Murcia (FLA). Otros sistemas de fallas normales importantes son los que se registran a lo largo del borde Sur de la Cuenca de Lorca a lo largo de la zona terminal de la Sierra de Las Estancias. Estas fallas afectan a las series miocenas y pliocenas que se encuentran adosadas a los materiales metamórficos del sustrato bético. Presentan una excelente expresión geomorfológica (escarpes y facetas de falla) así como indicios de actividad tectónica reciente (Pleistoceno Superior) ya que a su pie se acumulan importantes cuñas coluviales.

Dentro de las anomalías relacionadas con la red de drenaje, las desviaciones de del drenaje relacionadas con el trazado de la FLA que da lugar a patrones de drenaje en Z. son las más abundantes. En la mayor parte de los casos están relacionadas con los relieves interpuestos que constituyen las lomas de presión que se desarrollan a lo largo del bloque levantado de esta falla, que obturan el drenaje de los relieves marginales principales (sierras de la Tercia y Espuña) hacia la Depresión, de modo que en este caso actúan como verdaderas lomas de obturación en el sentido que las da WALLACE (1975) deflectando el drenaje. Sin embargo, en la mayor parte de los casos muestran desplazamientos sinistres, coherentes con el comportamiento cinemático de esta falla, por lo que cabría considerarlas como la suma de la deflexión más el desplazamiento, es decir como simples desviaciones del drenaje (SILVA, 1994). Por otra parte, las distintas ramblas en las que se registran este tipo de anomalías se hayan fuertemente encajadas en los relieves interpuestos a los cuales atraviesan perpendicularmente. De modo que, en cualquier caso, el comportamiento cinemático que reflejan tendría lugar cuando estas ramblas no se encontraran encajadas, es decir durante la primera fase deposicional de abanicos aluviales (Pleistoceno medio), respondiendo el drenaje en Z que se observa actualmente con pequeños procesos de antecedenencia o de captura por parte de los arroyos que drenaban los relieves interpuestos hacia la Depresión. En definitiva, este tipo de anomalías no representan desplazamientos reales como han indicado autores previos (NAVARRO HERVÁS, 1992, MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992a) e incluso en algunos casos la presencia de estas lomas de obturación dan lugar a falsos desplazamientos que marcarían un sentido de desplazamiento dextral a lo largo de la Falla del Guadalentín como ha propuesto algún autor desconociendo el significado de este tipo de anomalías (RODRÍGUEZ ESTRELLA y ALMOGUERA, 1986).

La Falla de Lorca-Alhama de Murcia, constituye un accidente de desgarre sinistral con actividad cuaternaria (BOUSQUET y MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979), cuya ZDP (Zona de Desplazamiento Principal) muestra diferente complejidad geométrica (lineal y fractal), patrón estructural, orientación y actividad sísmica (SILVA *et al.*, 1992c; SILVA, 1994 y 1996b). Se puede subdividir en tres segmentos principales, Huercal Overa - Lorca (N35-45°E y 28,5km de longitud), Lorca-Alhama (N50-65°E y 27 km de longitud) y Alhama-Alcantarilla (N45-50°E y 26 km de longitud). La Hoja de Lorca se sitúa en su segmento central, que es el de mayor complejidad estructural y actividad sísmica, caracterizado por la ramificación de su zona de falla en dos. MARTÍNEZ DÍAZ (2000) propone la subdivisión del segmento central en dos subsegmentos uno Lorca-Totana (15,5 km) de mayor actividad en cuanto a desplazamientos,

magnitudes e Intensidades sísmicas, el cual abarca la zona cartografiada, y otro Totana-Alhama (13 km) de menor actividad situado ya en la hoja de Totana. También en la parte final de la Hoja aparece el tramo final del segmento de Huerca Overa-Lorca (al Sur del Guadalentín). Este se corresponde con el denominado Contraccional Duplex de Lorca (SILVA *et al.*, 1992c; SILVA *et al.*, 1994), abarcando la Sierra de Peña Rubia y el entorno urbano de Lorca, respondiendo en realidad al “límite de segmento de falla” más significativo de la FLA, ya que en él es donde se nuclea y producen los eventos sísmicos más importantes (SILVA *et al.*, 1994). Todas las trazas de falla incluidas dentro de la ZDP (Zona de Desplazamiento Principal) cartografiada pueden catalogarse como de actividad pleistocena, ya que afectan a materiales y/o formas pliocenas y/o propiamente pleistocenas. Algunas de ellas, tales como el Sistema Extensional de Campix la actividad puede adscribirse al Pleistoceno Superior y algunas de las trazas situadas al NE de La Hoya incluso al Holoceno (SILVA, 1994). Datos morfométricos (SILVA *et al.*, 2003) y paleosísmicos indican que estas trazas de falla activa están condicionadas por tasas de desplazamientos verticales superiores a 0.08 mm/año e incluso pueden alcanzar los 0.2 mm/año, mientras que las tasas de desplazamiento en la horizontal se sitúan entre 0.15 y 0.32 mm/año (MASANA *et al.*, 2003) para este segmento central de la falla. Como veremos los datos sísmicos permiten correlacionar muchos de los epicentros (históricos e instrumentales) con las trazas de ambas ramas de la falla, por lo que puede catalogárselas como fallas activas (SILVA *et al.*, 1992c; 2003; SILVA, 1994 y 1996b; BAENA *et al.*, 1994; MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2001a).

3.5.2. Sismicidad y Paleosismicidad

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra dentro de la provincia sismotectónica del SE Peninsular, la cual se extiende hasta el Maghreb en el Norte de África. Esta actividad sísmica está relacionada con el proceso de convergencia y colisión N-S de las placas Euroasiática y Africana, que según los datos más recientes convergen en dirección SE-NO a 4mm/año (ANDEWEG, 1999; CLOETHING *et al.*, 2002; STICH *et al.*, 2003). Dentro de la provincia sismotectónica del SE peninsular la distribución espacial de la sismicidad dibuja una importante alineación de dirección NE-SO que se extiende desde Almería hasta Alicante (MEZCUA y MARTÍNEZ SOLARES, 1983; BUFFORN *et al.*, 1990). Esta alineación sísmica, ya identificada por REY PASTOR (1951), puede correlacionarse con el denominado Corredor de Cizalla de las Béticas Orientales. Este, constituye una zona de cizalla de escala cortical (BANDA y ANSORGE, 1980; DE 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 Carboneiras, 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) y los más recientes de Mula (1999), 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 definen 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 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 FLA, siendo bastante escasa en el margen oriental de la falla de 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.*, 2000). El mismo esquema se observa en el segmento más meridional de la FLA el cual es presumiblemente asísmico (SILVA, 1994, SILVA *et al.*, 2000). Todo este conjunto de fallas pertenecen al sistema de desgarras sinistres 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 FLA y la costa de Cartagena la Corteza tiene un espesor de 25 km., y el Flujo Térmico es moderadamente elevado (100-85 Mw/m²), haciendo que la isograda de 300°C se sitúe 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 (MARTÍNEZ DÍAZ, 2000).

Los terremotos instrumentales más importantes catalogados por el IGN, corresponden a los de Lorca de los años 1977 y 1978, con magnitudes (mb) de 4,2 y 4,3 respectivamente en el entorno de la FLA, 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 (Falla Nor-Carrascoy). 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 (VII-VIII MSK), centrados en las localidades de Lorca (1579, 1674, y 1818: FLA) 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 VI grados MSK.

Las intensidades máximas registradas en este segmento central de la FLA, 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). Los de mayor intensidad ocurridos en la hoja corresponden a los de 1647 y 1818 donde se vieron afectadas numerosas edificaciones en Lorca (ECHALLIER, 1983) y hubo movimientos del Terreno entre Lorca y Totana (MARTÍNEZ DÍAZ *et al.*, 2001). No obstante en la zona de Totana, las intensidades máximas sentidas nunca han superado los VII MSK y las magnitudes máximas nunca han superado la mb 4.0. 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 la 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 presente hoja), Sur de Alhama-Librilla (en la Hoja de Alcantarilla) y una tercera en el entorno de la ciudad de Murcia, en el polígono definido por las localidades de Alquerías, El Plamar y La Ñora (Hoja de Murcia). En este último conjunto, denominado por SILVA (1994) Fuente Sísmica de Murcia, se registra la actividad más importante de las tres, con intensidades que alcanzan los VII MSK como es el caso del Terremoto de Murcia de 1743. Aunque muchos autores han correlacionado esta sismicidad con la prolongación N120°E de la SVF (LÓPEZ CASADO *et al.*, 1987; SANZ DE GALDEANO y LÓPEZ CASADO, 1988), también podría estar relacionada con las fallas N-S fosilizadas, detectadas por métodos geofísicos en los trabajos de GAYAU (1977), ECHALLIER *et al.*, (1978) y RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, (1989) señaladas en el Mapa Neotectónico de la Región de Murcia (BAENA *et al.*, 1994). Las otras dos fuentes sísmicas no producen sismos de importancia ni en intensidad (<IV MSK) ni en magnitud (< 2.0 mb), siendo todos ellos de época instrumental. Algunos de los eventos, relacionados con la Fuente sísmica del Sur de Alhama-Librilla, podrían relacionarse con la prolongación fosilizada de la rama sur de la FLA que se continua en superficie al otro margen de la Depresión como la NCF (Falla Nor-Carrascoy), tal y como proponen, y HERNÁNDEZ ENRILE y MARTÍNEZ-DÍAZ (2000). Los situados en la presente hoja son de difícil adscripción y delinear una alineación general NO-SE ortogonal a la FLA.

Datos paleosísmicos solo se encuentran disponibles para el sector de Lorca-Totana y su zona terminal en Huercal-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 MARTÍNEZ 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 1.048 listado en el Catálogo del IGN con Intensidad X MSK. Datos aportados por CALMEL-ÁVILA (2002) en la zona del Romeral (Sur de Librilla) permiten proponer la existencia de un Evento sísmico importante que afecta a depósitos de c.a. 4.300 años BP y se encuentra sellado por un paleosuelo de 3.885 ± 60 años BP perteneciente a la Edad del Bronce (SILVA *et al.*, 2003b). 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 FLA, 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 FLA (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 FLA, son del orden de 0.08-0.2 mm/año. Estos valores se asocian según diferentes relaciones empíricas a periodos de recurrencia de 1.750-2.600 años y 10.000-12.500 años para eventos de intensidad superior a VIII MSK (SILVA *et al.*, 2003b). No obstante los registros históricos (últimos 650 años) documentan 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 DÍAZ, 2001; SANTANACH, 2001).

La peligrosidad sísmica de la zona puede catalogarse como 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_g) 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.

3.5.3. Procesos gravitatorios y de ladera.

Los movimientos de laderas se producen sobre todo a lo largo de los frentes montañosos de falla que limitan la depresión y en la mayor parte de los casos responden a deslizamientos complejos. Los más importantes se sitúan en el Frente Montañoso de Espuña, así como en la Sierra de Las Estancias al Norte de Peña Rubia, donde desarrolla una lengua de deslizamiento de unos 900-1.000 m de longitud elaborada sobre niveles de argilitas y pizarras alpujárrides muy meteorizadas y fracturadas. En general tanto en este sector de Las Estancias, como a lo largo del Frente Montañoso de La Tercia, los procesos gravitacionales son activos siendo numerosas las formaciones de coluviones y piedemonte que se acumulan a lo largo del trazado de fallas activas. Todas estas zonas son catalogadas de peligrosidad alta y media alcanzándose pendientes medias de 8-15° y >15° respectivamente (ITGE-CARM, 1995). En estas zonas los procesos gravitatorios activos están generalmente ligados a los afloramientos de Calizas y dolomías Maláguides (Espuña y La Tercia), así como más comúnmente a las series pizarrosas y esquistosas Permo-triásicas del Alpujárride (Las Estancias).

Los desplomes son importantes en el interior de las ramblas encajadas de Torrealvilla, Casa de Los Panes y De La Rosa aunque también son importantes en las cabeceras de las ramblas que disectan el piedemonte de Espuña, especialmente en las de Totana y Lébor, así como en el margen Sur de la Rambla del Guadalentín aguas arriba de la Ciudad. Aguas abajo de esta localidad también es la margen derecha del cauce la que está sometida a los procesos más importantes de zapamiento e incluso piping. En estas zonas los movimientos más frecuentes son los desprendimientos y caídas. Los procesos de caída se forman a partir de grietas verticales y paralelas a los escarpes, y que individualizan losas o bloques verticales en los materiales encostrados superiores, los cuales comienzan a desplazarse mediante un deslizamiento lento (*glide block*) por la ladera o talud basal del escarpe. En raras ocasiones los bloques llegan a alcanzar grandes dimensiones, de tal modo que son capaces de deslizarse sin volcar o fracturarse, dando lugar a un deslizamiento de tipo traslacional cuya componente de movimiento principal es paralela a la ladera.

Dentro de los cascos urbanos que abarca la hoja, solo el de Lorca es catalogado de peligrosidad alta (ITGE-CARM, 1995), existiendo antecedentes de estudios de movimientos de laderas

con afección a canales de riego, vías de comunicación y viviendas, en respuesta a precipitaciones intensas durante la década de 1970-80.

3.5.4. Procesos de inundación y sedimentación.

Las vegas del Segura y del Guadalentín constituyen zonas de peligrosidad alta dentro del conjunto del territorio de la Región de Murcia. Murcia, Orihuela, Lorca y Cartagena han sido tradicionalmente las poblaciones más afectadas por las riadas y o crecidas de estos ríos o ramblas asociadas. En concreto las localidades de Lorca, Cartagena y todas las comprendidas entre Cieza y el mar a lo largo del Segura se encuentran catalogadas como áreas inundables de primer orden dentro del Libro Blanco del Agua de 1988 (CAMARASA BELMONTE, 2002). En la Historia del Clima de España (FONT TULLOT, 1988) y el Atlas inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) se documentan más de 200 episodios de avenidas, riadas, crecidas o inundaciones desde el año 1.482 dC, aunque existen referencias escritas desde el 1.258 dC. En más del 90% de los casos se hace mención explícita al Guadalentín, y al Segura así como a las ciudades de Lorca, Murcia y en menor medida Totana. De todos los eventos documentados son de especial importancia los de 1545, 1568 (El Diluvio), 1651 (Riada de San Calixto), 1802 (Rotura del Embalse de Puentes), 1879 (Riada de Santa Teresa), 1980-1891(Riada de los 43 días), 1973 y 1989, aunque estas últimas afectaron más notablemente a las zona de Puerto Lumbreras (Rambla del Nogalte) y de Mazarrón (Rambla de Las Moreras). De entre ellas destaca la de 1651 donde tuvo lugar la confluencia de las aguas del Guadalentín y Segura, desbordándose la zona del actual canal de derivación del Paretón al Sur de Totana (NAVARRO HERVÁS, 1992) y provocando un total de más de 1.000 víctimas entre Murcia y Lorca. También fue importante la riada del 30 de abril de 1802 ocasionada por la rotura de la presa del Embalse de Puentes, que ocasiono 680 muertos en la vega de Lorca. De especial actividad hídrica fue el último cuarto del Siglo XIX, durante el cual tuvieron lugar un total de 35 episodios de inundación en la Región de Murcia (FONT TULLOT, 1988), donde fueron importantes las ocurridas entre octubre y Noviembre de 1879 en Lorca y Murcia, en esta última localidad murieron 178 personas y 3300 casas fueron derruidas según el mismo autor. Estos episodios de inundación están controlados por fuertes precipitaciones de carácter estacional en las zonas de cabecera del Guadalentín y del Segura. En referencia al Guadalentín durante uno de los episodios de crecida importantes del cual se poseen datos numéricos corresponde a la Riada de Octubre de 1973 (HERAS, 1973) durante el cual el Guadalentín registró caudales máximos de hasta 3.090 m³/seg en su zona de cabecera, bajo unas precipitaciones de 286 mm. Aguas abajo de Lorca, donde la lámina de agua alcanzó una altura de 10m, se registraron caudales máximos cercanos a los 850 m³/seg. En el Canal de derivación del Paretón se registraron caudales máximos de 653 m³/seg durante el mismo evento. En Pto. Lumbreras, la rambla del Nogalte registró caudales máximos de 1974 m³/seg. Los hidrogramas resultantes de esta crecida dieron unos tiempos de respuesta que varían de cinco horas en la Rambla del Nogalte, hasta nueve horas en el Guadalentín a su paso por Lorca (NAVARRO HERVÁS, 1992). En los hidrogramas situados aguas abajo de Lorca se observa un doble repunte de máximos caudales ocasionados por la confluencia de las ondas de crecida procedentes de los sistemas de ramblas directos al Guadalentín.

Dentro de ellas las más importantes en la Hoja es la de Lébor. En detalle la localidad de Lorca ha sufrido decenas de procesos de inundación importantes que han llegado a causar centenares de víctimas y/o daños importantes en viviendas y cultivos (ITGE-CARM, 1995). Todos ellos están relacionados con el desbordamiento de la Rambla del Guadalentín y por tanto relacionado con episodios de lluvias torrenciales localizadas en su amplia zona de cabecera instalada en los relieves subbéticos aguas arriba de los embalses de Puentes y Valdeinfiernos. Estos a pesar de estar diseñados para laminar el agua de las crecidas del Guadalentín se han visto sobrepasadas (años 1900 y 1948) e incluso rotas (años 1648 y 1802), ocasionando inundaciones muy violentas en Lorca, apenas situado 14 km aguas abajo de la cerrada de Puentes, con lo que suponen un elemento de peligrosidad “artificial” difícil de catalogar ante eventos extraordinarios. La riada de 1802 abrió una abertura de 30,5 m de altura por 24 m de ancho en la cerrada de la presa de Puentes, por la que desaguaron unos 30 Hm³ de agua en tan solo una hora, estimándose un caudal medio de más de 8.000 m³/s (NAVARRO HERVÁS, 1992) ocasionando 682 muertes y la destrucción de 809 edificios en Lorca (ITGE-CARM, 1995).

En definitiva la peligrosidad por inundaciones en la zona está fuertemente ligada al carácter torrencial de los cursos de agua existentes y de las precipitaciones que los alimentan, siendo está máxima en las zonas axiales de las ramblas del Guadalentín y su continuación por la del Paretón-Las Moreras a través del actual Canal de derivación. Así mismo la peligrosidad es alta aguas abajo de la confluencia de las ramblas de Torrealvilla. Dentro de todas ellas la de mayor riesgo hidrológico (riesgo=peligrosidad + vulnerabilidad) es la de el Guadalentín así como el sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, que desvía el agua hacia la zona de El Campillo, aguas abajo de Lorca. Totana, siendo la última vez que se desbordó durante la riada de 1948 (NAVARRO HERVÁS, 1992). Por otro lado, Lorca constituye un núcleo urbano densamente poblado y por tanto altamente vulnerable, aunque según el Atlas-inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995) solo el 15% de su casco urbano es inundable.

Por otro lado, el resto de ramblas directas a la Depresión procedentes de Espuña, y en especial la de Lébor, poseen también un grado de peligrosidad alto-medio, al igual que todas las situadas en la vertiente oriental de La Tercia, y septentrional de Las Estancias. Por el contrario las que se alimentan del relieve de la Sierra de Hinojar, son las de Menor peligrosidad ya que poseen cabeceras muy reducidas. En todos estos sectores, zonas de especial peligrosidad son aquellas situadas en las bajadas aluviales, aguas abajo de los puntos de intersección de abanicos aluviales activos.

En general todo el sector central de la Depresión del Guadalentín posee un grado de peligrosidad medio, tal y como se indica en el Atlas -Inventario de riesgos naturales de la Región de Murcia (ITGE-CARM, 1995). No hay que olvidar que esta ha sido un área endorreica con puntos funcionales en la actualidad (humedales salinos y zonas de encharcamiento semi-endorreicas) que sufrió un proceso de drenaje natural y antrópico a partir de la edad del Bronce.

A estos procesos de inundación van obviamente ligados los procesos de sedimentación activa. Estos quedan cartográficamente representados por las bajadas distales activas de los sistemas de ramblas directas y por los depósitos de desbordamiento (tipo crevasse-splay) que se observan aguas abajo del ya mencionado sistema de ramblas-sangradores de La Tiata, funcional desde, al menos, la Edad de Bronce. La capacidad de carga de estos sistemas distales es muy importante, así durante la riada de 1973, de un caudal máximo de 1974 m³/s registrado en la Rambla del Nogalte, 813 m³ correspondieron a arrastres sólidos (cerca del 40%), que se depositaron en la desembocadura de esta Rambla en la Depresión, aguas abajo de la localidad de Pto. Lumbreras (HERAS, 1973).

4. TECTÓNICA

4.1. RASGOS ESTRUCTURALES DEL DCA (DOMINIO CORTICAL DE ALBORAN) EN EL ÁREA DE LORCA

4.1.1. Estructura de la Unidad Cortada

Las pelitas del Complejo Alpujárride se caracterizan por presentar una foliación de crenulación muy penetrativa (S_2) definida por mica blanca+cloritas+cuarzo+turmalina+grafito, a la que se superpone un clivaje de crenulación, (S_3), espaciado, con crecimiento de cloritas+calcita+cuarzo asociado. En dominios lenticulares rodeados por S_2 se conserva una foliación relictas (S_1) definida por mica blanca+cloritas+cuarzo.

En la Unidad Pintada, en algunas bandas hay una foliación protomilonítica sobrepuesta a las descritas anteriormente, desarrollada en facies de esquistos verdes. A techo de los mármoles de esta unidad la foliación es milonítica de orientación subhorizontal y contiene una lineación de estiramiento de dirección NNO-SSE. Estas milonitas parecen haberse formado por deformación coaxial, ya que los porfiroclastos incluidos en la foliación milonítica son simétricos.

La S_2 en los términos pelíticos tiene una geometría anastomosada, debido a la presencia de abundantes pliegues sinfoliares desraizados de cuarzo, por la existencia de frecuentes boudines de Qtz y de rocas calcosilicatadas y también por haberse generado superficies de cizalla dúctiles de tipo C' de bajo ángulo que cortan a la foliación principal (Fig 4.1). Estas estructuras ponen de manifiesto el carácter de aplastamiento de la foliación principal, formada a partir de un proceso de adelgazamiento de la corteza, con una componente importante de cizalla pura.

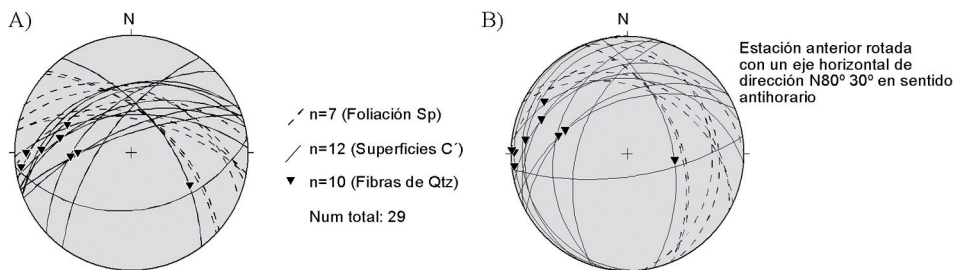


Figura 4.1. a) Diagrama de orientación de superficies C' frágiles, fibras de Qtz y de la foliación principal en la Unidad Cortada en Sierra de la Tercia. **b)** Mismos datos que A, rotados para deshacer la rotación producida por plegamiento Neógeno de dirección ENE-OSO. Proyección equiangular, hemisferio inferior.

La exhumación coetánea a la formación de la foliación S_2 se ha demostrado además a partir de datos de metamorfismo obtenidos en otras unidades alpujárrides de mayor grado metamórfico que indican que la S_2 se ha formado en condiciones de descompresión (AZAÑÓN *et al.* 1997; BALANYÁ *et al.*, 1993; BALANYÁ *et al.*, 1997; ARGLES *et al.*, 1999). Sobre esta foliación se desarrolla una lineación mineral grosera, marcada por filosilicatos y cuarzo de orientación de N-S a NO-SE en la Sierra de la Tercia, coincidente con la dirección de extensión marcada por los cuellos de boudines (Fig 4.2).

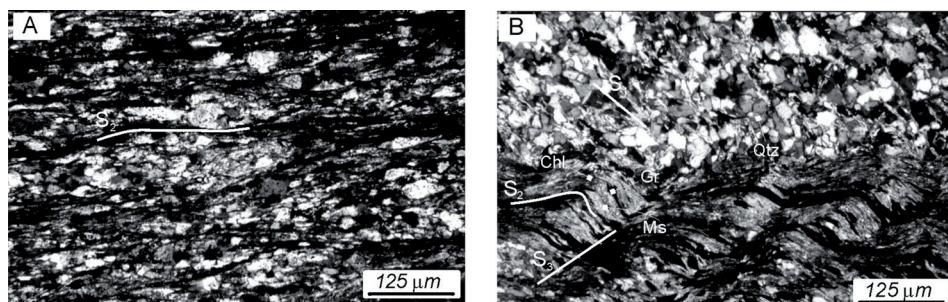


Figura 4.2. a) Esquisto grafitoso con foliación S_2 de carácter protomilonítico, de la Unidad Pintada. **b)** Esquisto grafitoso de grano fino de la Unidad Cortada donde se observa la relación entre las foliaciones S_1 y S_2 y el clivaje de crenulación espaciado S_3 .

A estas estructuras, en los términos pelíticos, se superponen superficies de cizalla extensionales, sobre las que han crecido fibras escalonadas de cuarzo, clorita y calcita, que corroboran su desplazamiento normal. El sentido de transporte es predominantemente hacia el O-ONO en la Sierra de la Tercia y hacia el N en Sierra de las Estancias (Figuras 4.3 y 4.4).

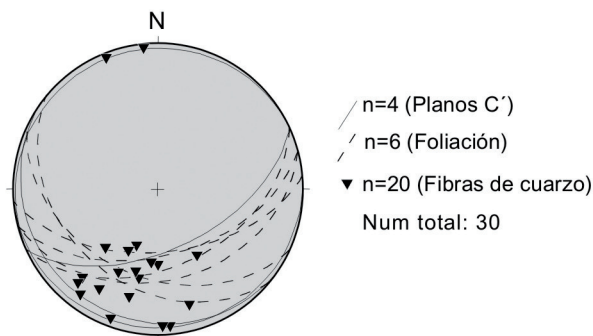


Figura 4. 3. Diagrama de orientación de superficies C' frágiles, fibras de cuarzo y de la foliación principal en la Unidad Cortada en Sierra de las Estancias. Proyección equiangular, hemisferio inferior

Hacia el techo de la secuencia se observan frecuentes zonas de falla definidas por harinas de falla afectando a los esquistos de grano fino, de forma que gran parte de las medidas de estructuras dúctiles se han realizado en cuerpos de roca lenticulares, rodeados de harinas de falla.

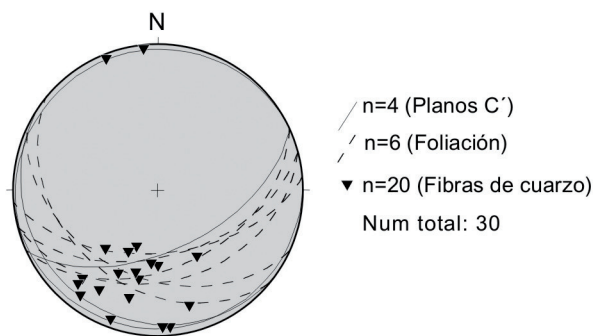


Figura 4. 4. Diagrama de la orientación de ejes de pliegues F_2 y de la foliación principal en la Unidad Cortada, Sierra de la Tercia (bloque de muro de la Falla de Tercia). Proyección equiangular, hemisferio inferior

- Pliegues

En el área se han diferenciado varias generaciones de pliegues, con distinta geometría, correspondientes a varios estadios de evolución tectónica del DCA. Estos pliegues tienen la particularidad de mostrar orientaciones diferentes según su posición estructural en una misma unidad (Figuras 4.5 y 4.6). También se observan cambios en la orientación de los elementos estructurales de pliegues entre las distintas unidades que forman la pila de cabalgamientos del DCA en el área de Lorca. Se ha atribuido este hecho a rotaciones posteriores a la formación de los pliegues. Esta hipótesis coincide con los datos sobre rotaciones paleomagnéticas

neógenas, del orden del centenar de grados, que afectan a las unidades del DCA que afloran en Sierra Espuña (LONERGAN, 1991) quizás en relación con las superficies de cizalla frágiles que actualmente limitan a las distintas unidades y formaciones del DCA en esta área.

Se han diferenciado las siguientes generaciones de pliegues:

- Pliegues previos y sincinemáticos a S_2

En los términos pelíticos hay abundantes pliegues desraizados, de los cuales se conservan especialmente las charnelas que afectaban a venas de cuarzo. Son isoclinales, conservándose generalmente sólo las charnelas englobadas por la foliación principal. En las formaciones cuarcíticas hay pliegues cuyo plano axial es paralelo a la foliación principal, así como sus flancos. Los ejes de estos pliegues son subparalelos a la lineación mineral presente en la foliación, de orientación NO-SE, generalmente inclinados hacia el NO en la Sierra de la Tercia y hacia el SO en la Sierra de las Estancias (Figuras 4.5 y 4.6). Estos pliegues deben de ser en parte sincinemáticos a la foliación principal y después haber sido aplastados y quizá rotados de forma que sus ejes sean paralelos a la lineación mineral.

- Pliegues posteriores a S_p

En este epígrafe se incluyen aquellos pliegues posteriores a la foliación principal, que no afectan al relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca y que, por tanto, son previos al Burdigaliense.

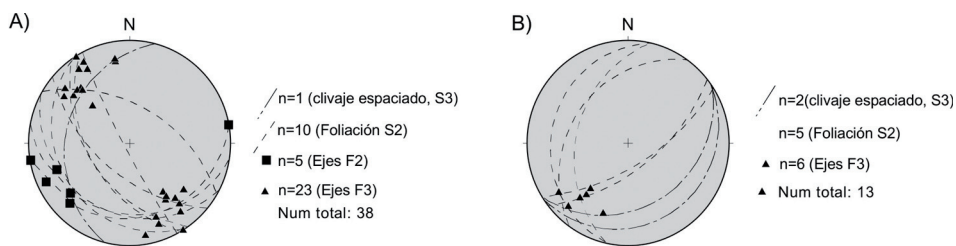


Figura 4. 5. a) Diagrama de la orientación de ejes de pliegues F_2 y F_3 y de foliación principal en la Unidad Cortada (bloque de techo del Despegue de Tercia). **b)** Orientación de elementos estructurales de pliegues F_3 , en un "horse extensional", a techo de la Unidad Cortada, Sierra de las Estancias Oriental. Proyección equiangular, hemisferio inferior

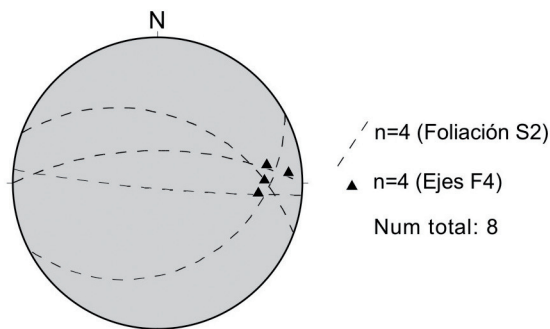


Figura 4. 6. Diagrama de orientación de ejes de pliegues F_4 y de la foliación S_p afectada. Proyección equiangular, hemisferio inferior

Se han observado dos tipos de pliegues:

- Pliegues F_3

Son pliegues asimétricos, con vergencia general hacia el NE, aunque en algunos sitios muestran orientaciones distintas (Figura 4.5). En el área de Lorca estos pliegues sólo han sido observados a escala de afloramiento. Desarrollan clivaje de crenulación en las zonas de charnela con crecimiento de $Chl+Cte+Qtz$ asociado. Se han correlacionado con los pliegues recumbentes F_3 descritos en el sector central de las Béticas y relacionados con un episodio de plegamiento con vergencia hacia el N (SIMANCAS y CAMPOS, 1993; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y BALANYÁ *et al.*, 1997; BOOTH REA *et al.*, 2005).

- Pliegues de orientación E-O (F_4)

Pliegues asimétricos, más abiertos que los anteriores, con vergencia hacia el N, no desarrollan clivaje de crenulación, los flancos inversos buzcan fuertemente (Figura 4.6).

4.1.2. Rasgos estructurales y metamórficos de las Unidades maláguides inferiores

4.1.2.1. Unidad de Aledo

Las pelitas de esta unidad se caracterizan por mostrar un clivaje pizarroso (S_2), de geometría anastomosada, marcado por concentración de minerales opacos (Figura 4.7). En las muestras más detríticas el clivaje es grosero, del orden de 2-3 mm. La pizarrosidad está producida fundamentalmente por mecanismos de disolución por presión y por rotación de filosilicatos previos. Prácticamente no hay crecimiento mineral, salvo en colas de presión de clastos de Qtz, donde crecen barbas de $Mus+Chl+Qtz+Cte$. En las muestras más cuarzosas hay un crecimiento mi-

neral mayor, definiendo la pizarrosidad. Esta pizarrosidad se ha generado como plano axial de pliegues similares, que han sido interpretados como coetáneos a ella (LONERGAN, 1991). Los pliegues similares muestran una orientación variable (Figura 4.4), aunque especialmente de dirección NE-SO. Los granos de cuarzo tienen bordes indentados y en algunas muestran una extinción ondulante incipiente sin que se hayan llegado a formar subjuntas.

La pizarrosidad S_2 afecta a una fábrica planar previa (S_1), que se puede observar en las láminas delgadas de la Figura 4.8, paralela a la laminación sedimentaria, definida por el crecimiento de cloritas y algunas micas y por rotación de micas detríticas previas, en relación a la cual no se han observado pliegues. Localmente se han observado pliegues angulares menores, afectando a la pizarrosidad, que desarrollan un clivaje de crenulación espaciado, definido por venas de calcita+cuarzo+filosilicatos. Los ejes de estos pliegues tienen una orientación ONO-ESE, con vergencia general hacia el NE.

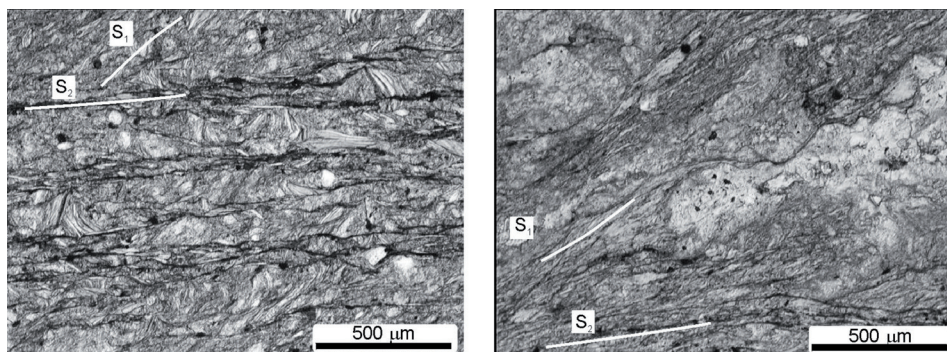


Figura 4.7. Láminas delgadas de pelitas de la Unidad Intermedia donde se observa la relación entre la foliación S_1 , paralela a la estratificación con crecimiento de mica y clorita asociada y el clivaje pizarroso S_2 , formado por mecanismos de disolución por presión y rotación de filosilicatos previos

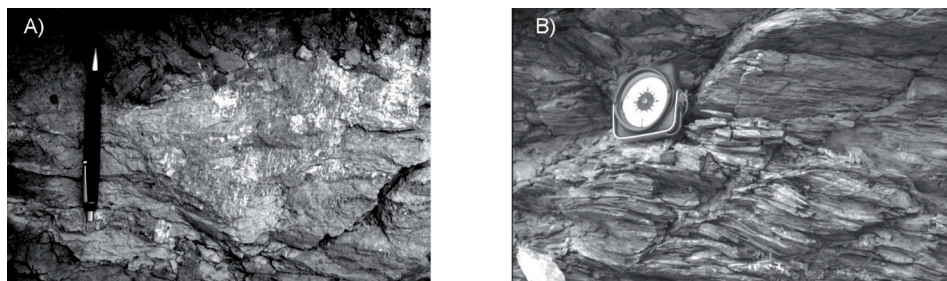


Figura 4.8. a) Foto de fibras de Qtz+Chl+Cte de orientación N-S creciendo sobre superficies C' en filitas de la Unidad de Aledo en Sierra Espuña. **b)** Clivaje extensional espaciado afectando a filitas de la Unidad de Aledo en Sierra Espuña. La orientación de fibras, superficies C' del clivaje extensional y de la foliación se han representado en la Figura 4.7 b

A las estructuras anteriores, en las pelitas, se superpone un clivaje extensional frágil con un espaciado decimétrico (Figura 4.8 b). Sobre las superficies C' y sobre la foliación crecen fibras de Qtz+Cte+Chl, de dirección fundamentalmente N-S y que indican transporte predominante hacia el S.

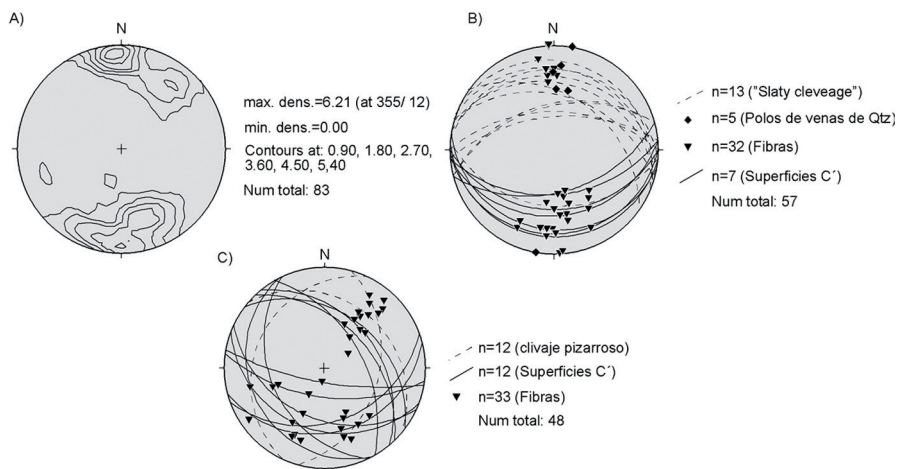


Figura 4.9. a) La orientación de las superficies C' y de las fibras que crecen sobre ellas ha sido ilustrada en la Figura 4.9. **b)** Elementos estructurales extensionales de la Unidad Intermedia A) Diagrama de contornos de densidad de la orientación de fibras de Qtz + Cte + Chl. B) y C) Diagramas de la orientación de superficies C' , fibras y clivaje pizarroso en pelitas de las Sierras de España y de las Estancias, respectivamente. Hemisferio inferior, proyección equiangular

En las litologías más cuarcíticas, en lugar de haber superficies C' , se observan venas verticales rellenas de cuarzo y calcita, que indican la misma dirección de extensión que el clivaje de crenulación extensional.

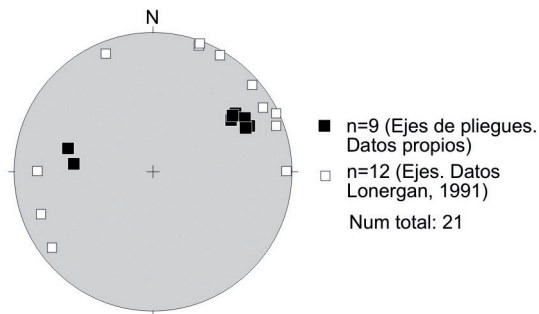


Figura 4.10. Diagrama de orientación de ejes de pliegues similares asociados a la pizarrosidad de la Unidad de Aledo, datos propios y de LONERGAN, 1991 recogidos en Sierra Espuña. Hemisferio inferior, proyección equiangular

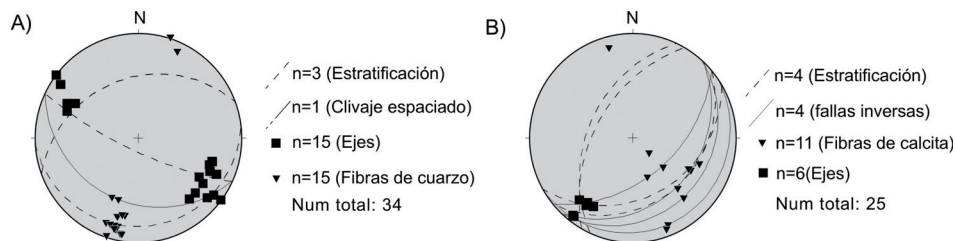


Figura 4.11. Diagramas estereográficos de elementos estructurales asociados a pliegues en la Unidad del Morrón Largo. **a)** Datos obtenidos en el extremo oriental de Sierra de las Estancias. **b)** Datos obtenidos en Sierra Espuña. Proyección equiangular en el hemisferio inferior

4.1.2.2. Imbricaciones superiores, Unidad del Morrón Largo

Estas unidades se caracterizan por tener un clivaje pizarroso grosero en los términos pelíticos y un clivaje espaciado en las cuarcitas. El clivaje es más penetrativo en la imbricación de posición inferior. Está definido por micas detríticas reorientadas y por concentración de minerales opacos, en algún caso se observan cristales de clorita creciendo en las superficies de clivaje. Este clivaje está asociado a pliegues recumbentes con vergencia hacia el NO en Sierra Espuña, Figura 4.8b (LONERGAN, 1991 y 1993). En el extremo oriental de la Sierra de las Estancias estos pliegues tienen vergencia hacia el NNE, Figura 4.8a. Sobrepuesto a este clivaje en los términos pelíticos hay un clivaje de crenulación extensional frágil, sobre el que crecen fibras de cuarzo, calcita y filosilicatos. En las litologías cuarcíticas hay abundantes venas de cuarzo y calcita subverticales con fibras transversas a sus paredes (Figura 4.13). Muchas de las fibras medidas crecen sobre los planos de estratificación, con la misma orientación que las de las

superficies C' (Figura 4.12). Este cortejo de estructuras indica transporte mayoritariamente hacia el SO.

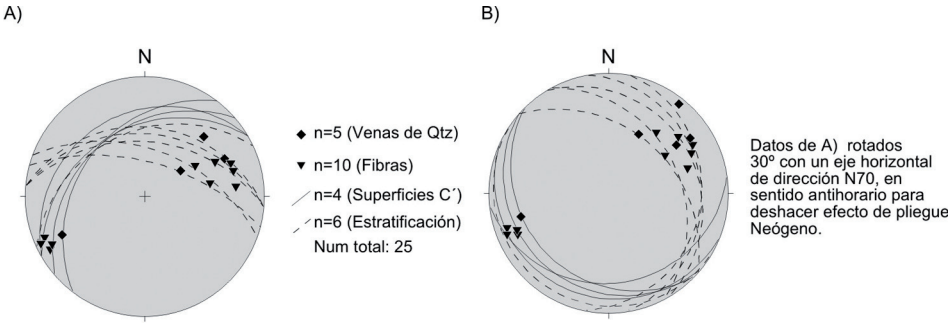


Figura 4. 12. a) Diagrama de orientación de venas de cuarzo, fallas y estrías en la Unidad del Morrón Largo (Sierra de la Tercia). **b)** Mismos datos que en a), rotados 30° en el sentido contrario de las agujas del reloj con un eje horizontal de acimut N70 para deshacer el pliegue Neógeno que afecta a la Sierra de la Tercia



Figura 4.13. Aspecto de la deformación extensional en cuarcitas de la Unidad de Morrón Largo en Sierra de la Tercia. Obsérvense las venas de cuarzo subverticales, zonas de brecha de falla paralelas a los contactos estratigráficos y la morfología boudinada de los bancos de cuarcita

chas de falla cementadas, procedentes de los términos más competentes (conglomerados), véase fotografía de porfiroclasto de conglomerados en la Figura 4.15 A.

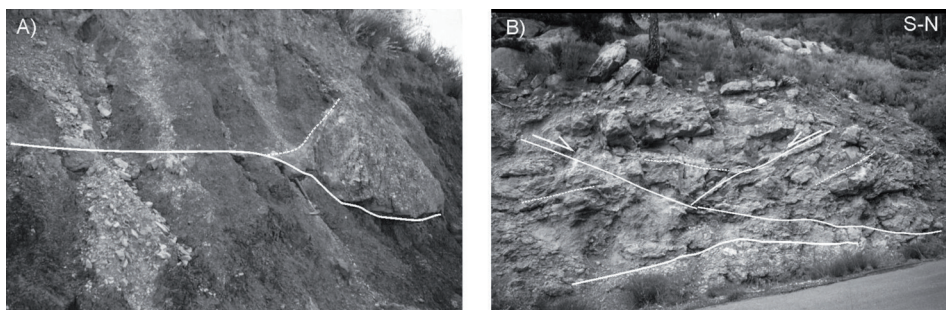


Figura 4.15. a) Porfiroclasto conglomerático en el seno de arcillitas cataclastizadas de la Formación Permo-Triásica de una Unidad Maláguide Superior (Sierra de la Tercia). **b)** FNBA (Falla Normal de Bajo Ángulo) menores afectando a calizas de la Formación Triásica de las unidades maláguides superiores (Sierra Espuña).

La orientación de las estructuras extensionales observadas en las Unidades Maláguides Superiores (Fig 4.15b) muestran tres direcciones de extensión principales: NNO-SSE, NO-SE y otro con transporte fundamentalmente hacia el SO. Estas estructuras han sido representadas en el diagrama estereográfico de la Figura 4.16.

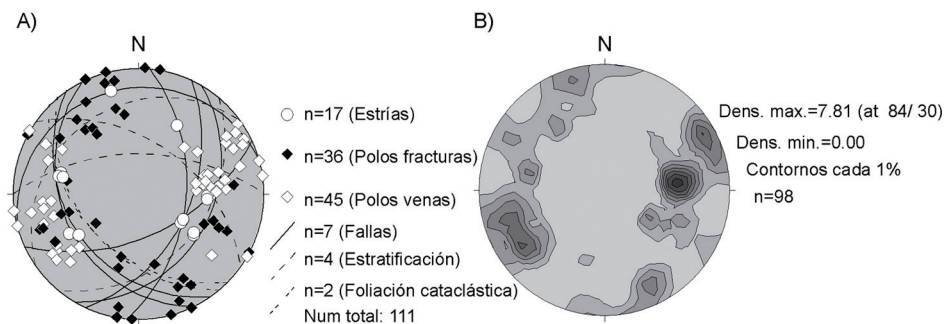


Figura 4.16. a) Diagrama de orientación de fallas normales, estrías y estratificación medido en las Unidades Maláguides Superiores en la Sierra de la Tercia. No se han corregido rotaciones posteriores como las producidas por el plegue neógeno que afecta a esta Sierra. **b)** Diagrama de contornos de la orientación de estrías y polos de diaclasas verticales en las Unidades Maláguides Superiores. Proyección equiangular en el hemisferio inferior

4.1.4. Relación tectónica entre las unidades del DCA en el sector de Lorca (fallas normales de bajo ángulo)

Una de las características más peculiares de las unidades tectónicas del DCA aflorantes en la Hoja de Lorca es su geometría lenticular, formada bajo condiciones de deformación frágiles. Todas las unidades y formaciones están afectadas por cambios laterales de espesor y frecuentes omisiones estratigráficas (MÄKEL y RONDEEL, 1979). Además, las láminas cabalgantes son muy delgadas, a veces no cartografiables a escala 1:50.000.

Las unidades del DCA de posición inferior tienen una geometría interna dúctil que no guarda relación con las superficies de falla frágiles que las limitan, ya que estas fallas son secantes a las superficies de referencia internas (foliaciones o estratificación). Por ejemplo, en Sierra Espuña, la formación Permo-Triásica de la Unidad del Morrón Largo (Fig 4.17) tiene geometría interna de anticlinal recumbente con facing hacia el N, sin embargo, el contacto con la formación triásica de esta unidad es una zona de cizalla frágil que corta al plano axial de dicho pliegue en sentido descendente hacia el SO, de forma que la formación carbonatada en posición de flanco normal llega a situarse sobre el flanco inverso de la formación Permo-Triásica.

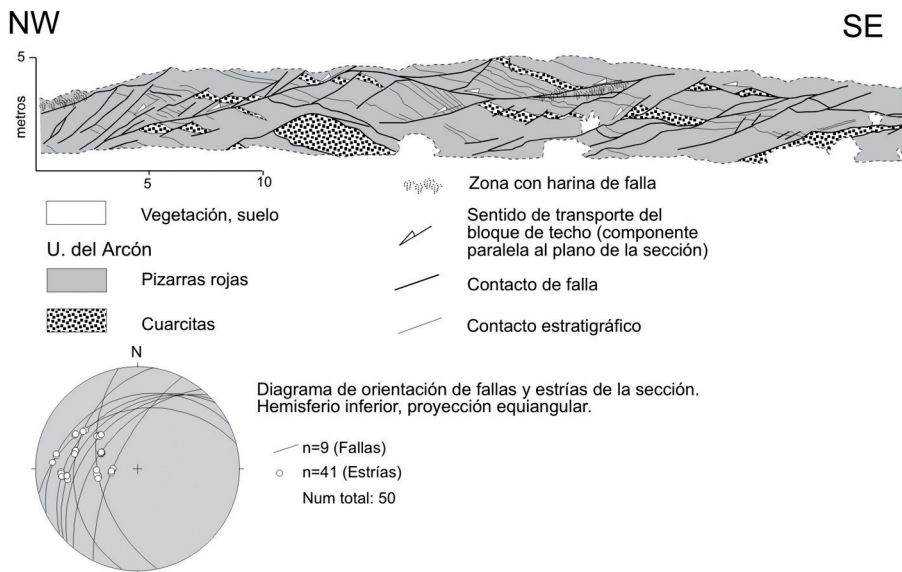


Figura 4.17. Sección tomada de fotografías del núcleo de Sierra de la Tercia (área de la Casa del Made-ro). Fallas menores de bajo ángulo afectando a la formación Permo-Triásica de la imbricación superior de la Unidad del Morrón Largo

Las zonas de falla que separan a las unidades del DCA cortan a la foliación y estratificación de dichas unidades de forma descendente hacia el sentido de transporte. Estas zonas de falla actualmente son superficies de bajo ángulo, con una distribución anastomosada (BOOTH REA *et al.*, 2002a; 2004a). A lo largo de las fallas más importantes se producen saltos en el grado metamórfico: de facies de esquistos verdes a anquizona alta entre la Unidad Cortada y la Unidad de Aledo; desde anquizona alta a anquizona baja entre las unidades de Aledo y del Morrón Largo y desde anquizona baja a diagénesis entre las Unidades Maláguides Inferiores y las Superiores. La potencia actual entre la Unidad Cortada y las Unidades Maláguides Superiores es de aproximadamente 850 m en Sierra Espuña, de 500 m en algunos puntos de Sierra de la Tercia y de menos de 50 m en el extremo oriental de Sierra de las Estancias.

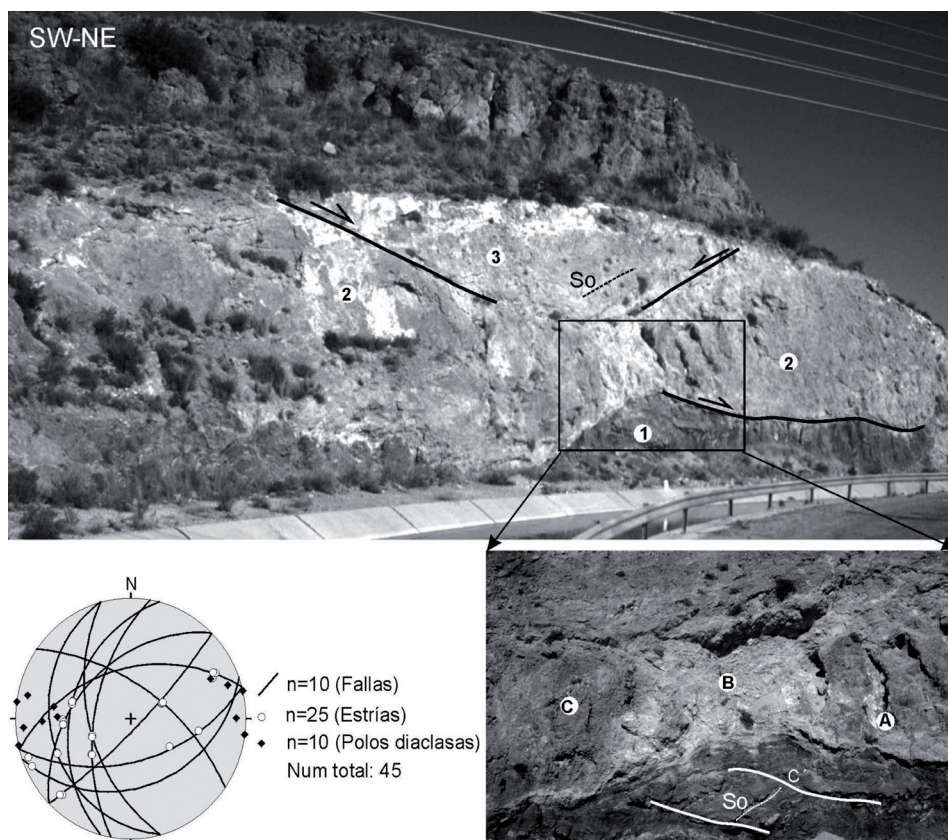


Figura 4.18. Estructuras extensionales en el contacto entre las formaciones Triásica y Permo-Triásica de la Unidad de Morrón Largo, en el km 16,5 del Canal Tajo Segura. Obsérvese la morfología boudinada de los cuerpos dolomíticos limitados por fallas y como éstas se hacen asintóticas al contacto por despegue entre ambas formaciones. **1)** Brechas y harinas de falla afectando a pizarras y cuarcitas Permo-Triásicas;

2) Dolomías masivas; **3)** Dolomías tableadas (Triásico). **A)** Diaclasas abiertas transversas al transporte tectónico; **B)** harina de falla inyectada en el cuello entre boudines; **C)** Brecha dolomítica cohesiva dilatante. En el diagrama estereográfico están representadas las fallas medidas en este afloramiento, notar algunas fallas de alto ángulo con estrías en dirección, que han funcionado como rampas laterales del sistema extensional

Asociadas a las fallas normales de bajo ángulo hay todo un cortejo de rocas de falla frágiles (SIBSON, 1977, WISE *et al.*, 1984): cataclasitas, ultracataclasitas, brechas no cohesivas, brechas implosivas (SIBSON, 1986), brechas cementadas, harinas de falla, Grauwackas (LEINE, 1968 y WARRAK, 1974), milonitas de yeso, rocas de falla foliadas (CHESTER *et al.*, 1985; TANAKA, 1992) y otras desorganizadas. Se observa una evolución en las rocas de falla (Fig 4.18), de forma que las cataclasitas y brechas cementadas suelen formar cuerpos lenticulares cortados por rocas de características más frágiles como brechas incohesivas o harinas de falla. Se han observado cuerpos de geometría lenticular a diversas escalas, desde cartográfica a escala de afloramiento. Los cuellos entre lentes coinciden con fallas lístricas que terminan asintóticamente sobre fallas de bajo ángulo situadas a la base de las lentes. En algunos casos el desplazamiento del cuerpo lenticular es superior a la longitud de la falla lístrica que lo corta, formándose riders de alta extensión (GIBBS, 1984). Estas lentes extensionales están constituidas especialmente por las formaciones de comportamiento reológico más competente, como son las dolomías triásicas (BOOTH REA *et al.*, 2004a).

Normalmente las fallas lístricas son sintéticas con el sentido de transporte de la FNBA (Falla Normal de Bajo Ángulo) basal, de forma que las lentes son asimétricas, por ejemplo, en la formación carbonatada de la Unidad de Aledo. El límite superior de las lentes coincide con superficies de falla más antiguas que han sido basculadas por fallas lístricas. La dirección del transporte del bloque de techo de las lentes frecuentemente no coincide con el de la falla basal. Por ejemplo, en la Sierra de la Tercia, el despegue a techo de la formación carbonatada de la Unidad de Aledo tiene sentido de transporte dominante hacia el SSO, sin embargo, en el despegue basal con la Unidad Cortada el transporte es hacia el OSO.

Los criterios cinemáticos asociados a estas fallas son estructuras S-C' frágiles en cataclasitas foliadas, colas asimétricas de porfiroclastos rotados en brechas y harinas foliadas, y "slic-kensides" sobre superficies de falla. En la Sierra de la Tercia se han observado tres direcciones de transporte principales. Dos de las direcciones de desplazamiento se han medido a veces sobre la misma superficie de falla, sobre la cual hay dos juegos de "slickenlines", uno más penetrativo indicando sentido de transporte del bloque de techo hacia el SO-SSO y otro con transporte hacia el ONO (BOOTH REA *et al.*, 2002a; 2004a). La tercera familia de estrías y fibras se ha medido sobre fallas con buzamientos fuertes y especialmente en el contacto entre las Unidades Maláguides Superiores e Inferiores. Esta familia tiene dirección N-NO/S-SE. El sentido de transporte predominante es hacia el N-NO, aunque se han observado desplazamientos contrarios. Estas fallas están siempre cortadas por las FNBA (Falla Normal de Bajo Ángulo) con desplazamiento del bloque de techo hacia el SO-SSO. Si se deshace el basculamiento producido por las fallas más recientes, las anteriores son también de bajo ángulo.

Su carácter extensional no está tan claro como en el de las fallas más recientes, ya que los afloramientos donde afloran son poco extensos y están más fragmentados. Sin embargo, el cortejo de estructuras que tienen asociadas, como venas de tensión verticales abiertas, fallas normales lístricas menores, así como el salto metamórfico asociado a estas fallas, de anqui-metamorfismo bajo a diagénesis unido al poco espesor de estas unidades parece indicar que son FNBA (Falla Normal de Bajo Ángulo).

A continuación se describirán las características de las zonas de falla que separan a los distintos grupos de unidades diferenciadas en el área.

4.1.4.1. Zona de falla situada a la base de las Unidades Maláguides Superiores

Esta zona de falla ha sido estudiada en las proximidades del Cortijo de la Jurramienta, en la cabecera del barranco Hondo del Pozuelo, en la Sierra de la Tercia y en el Collado de la Zarza en Sierra Espuña. Separa grauwackas devono-carboníferas (MÄKEL y RONDEEL, 1979) de la Unidad Maláguide Superior en el bloque de techo de argilitas y cuarcitas rojas permo-triásicas de la Unidad de Morrón Largo en el bloque de muro. Entre ambas formaciones, hay cuerpos de morfología lenticular de dolomías y calizas triásicas, que no superan los 10 m de potencia como es el caso de Sierra de la Tercia o con varias decenas de metros de espesor en Sierra Espuña.

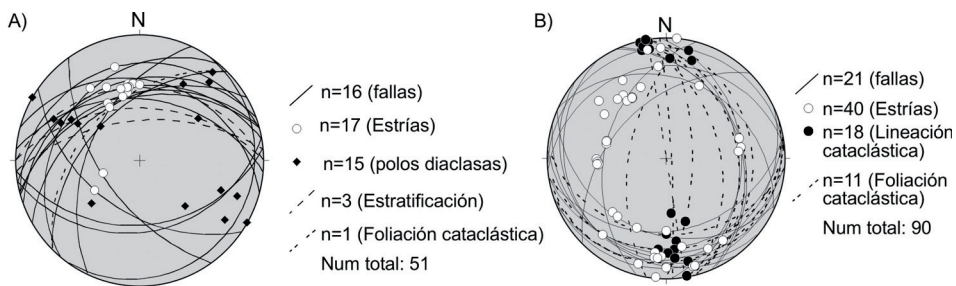


Figura 4.19. Diagramas de orientación de microestructuras asociadas a la zona de falla entre las unidades maláguides superiores e inferiores. **a)** En Sierra de la Tercia. **b)** En Sierra Espuña. Proyección equiangular, hemisferio inferior

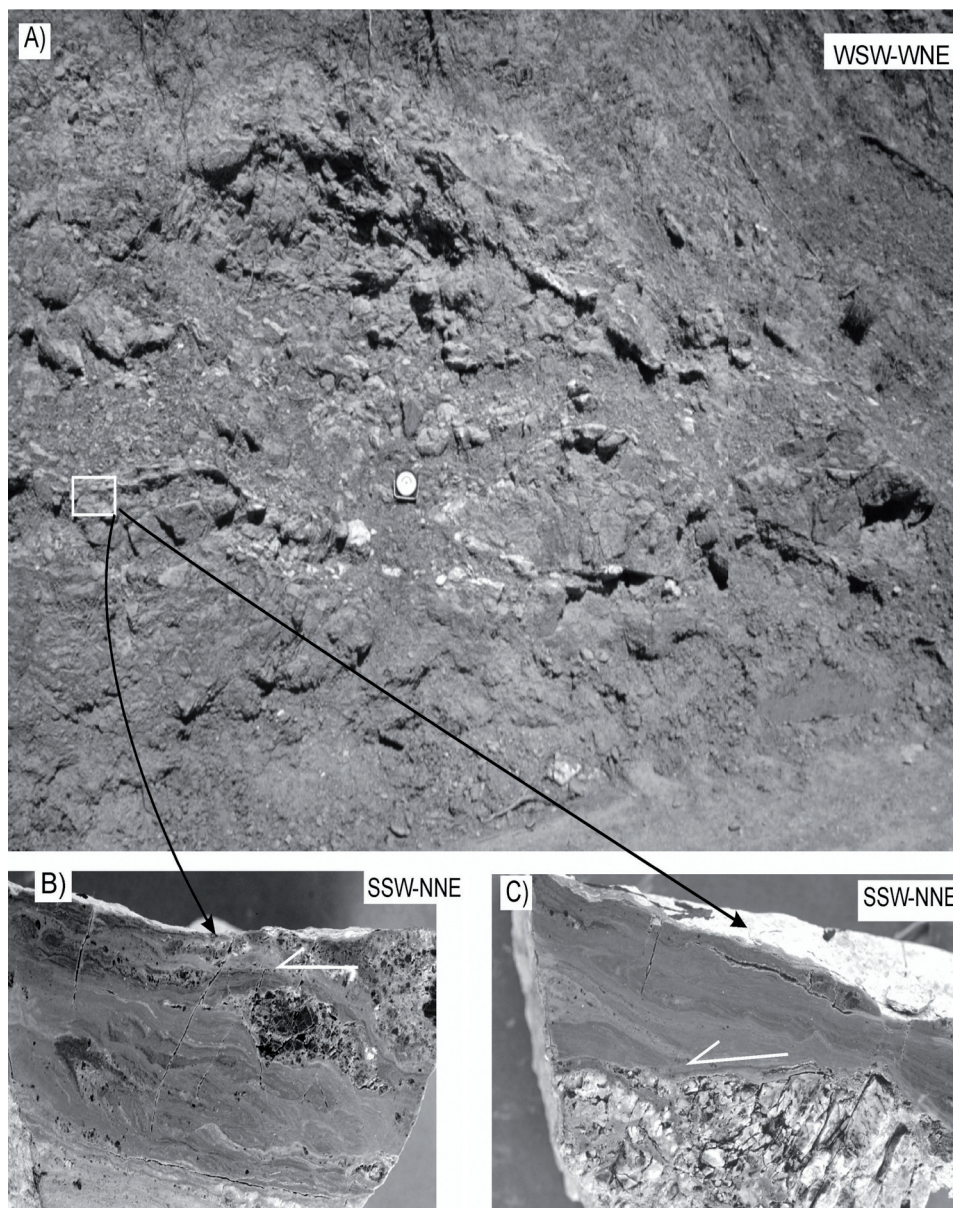


Figura 4. 20. a) Zona de falla entre las Unidades Maláguides Inferiores y Superiores en Sierra Espuña, constituida por brechas y harinas de falla con porfiroclastos de cataclasitas cementadas. **b)** y **c)** Secciones pulidas, paralelas a la lineación de cataclasitas foliadas cementadas procedentes de la trituración de

dolomías, incluidas en la zona de falla a). **b)** En esta sección se observa un porfiroclasto rotado con colas de tipo sigma, que indica transporte hacia el SSO. **c)** En esta muestra la relación angular entre la foliación cataclástica y la superficie C' que corta al porfiroclasto de dolomía a la base de la muestra indica también transporte hacia el SO

Además de las fallas con dirección de transporte NO-SE, hay fallas lítricas sobrepuestas a ellas con transporte del bloque de techo hacia el SO, que dan lugar a la geometría lenticular de los cuerpos carbonáticos, con cuellos de dirección NO-SE (Fig 4.19). En las zonas de cuello, parte de la rotación producida por estas fallas lítricas es compensada por fallas menores contrarias, de geometría lítrica que se despegan en superficies de estratificación previas produciendo un deslizamiento entre capas.

En Sierra Espuña el contacto entre las Unidades Maláguides Superiores e Inferiores es muy similar al descrito en la Sierra de la Tercia, con un desarrollo importante de cataclasitas carbonatadas foliadas y milonitas de yeso con una lineación de estiramiento de orientación NNE-SSO y N-S (Figura 4.20). Porfiroclastos dolomíticos rotados presentes en las cataclasitas foliadas indican transporte hacia el SSO. En Sierra Espuña también se observan fallas posteriores de bajo ángulo que cortan a estas zonas de falla, produciendo extensión de dirección E-O.

4.1.4.2. *Cizalla extensional a la base de la Unidad de Morrón Largo*

Este despegue extensional se caracteriza por presentar un espesor considerable de rocas de falla dúctiles generadas bajo condiciones de deformación frágiles, RUTTER (1992). Entre estas rocas de falla destacan milonitas de yeso y brechas cohesivas foliadas de composición carbonatada (LONERGAN y PLATT, 1995), (Grauwackas de LEINE, 1968). Las milonitas de yeso muestran una foliación milonítica penetrativa, que contiene una lineación mineral definida por fibras de yeso. Rodeados por la foliación milonítica hay frecuentes porfiroclastos dolomíticos muy fracturados de geometría planolineal, que poseen sombras de presión de yeso. Las grauwackas muestran una foliación cataclástica penetrativa, sobre la que se puede identificar una lineación cataclástica (TANAKA, 1992) de orientación NO-SE. Las colas de porfiroclastos rotados en las grauwackas y las sombras de presión en los porfiroclastos de las milonitas de yeso indican transporte fundamentalmente hacia el NO en Sierra Espuña y hacia el SSO en Sierra de la Tercia. (Fig 4.21).

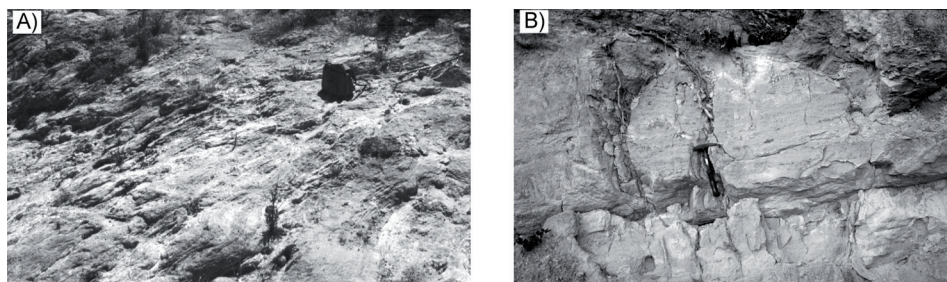


Figura 4. 21. Despegue extensional a la base de la Unidad del Morrón Largo. **a)** Milonitas de yeso con lineación de estiramiento NO-SE, con porfiroclastos dolomíticos. Obsérvese el basculamiento hacia el ESE por acción de fallas normales más tardías con transporte hacia el O. Los datos microestructurales medidos en este afloramiento están representados en el diagrama estereográfico de la Figura 4. 22a. **b)** Cataclasitas foliadas carbonatadas (Grauwackas) desarrolladas en la misma zona de despegue que a (martillo como escala)

4.1.4.3. Cizalla a la base de la Unidad de Morrón Largo en Sierra de la Tercia

La estación elegida en la Sierra de la Tercia a la base del Cerro del Arcón es una zona de falla de geometría neutra. Se caracteriza por presentar dos bandas de brecha de falla foliada, cementada, de composición carbonatada, de color amarillento, con un espesor medio de metro y medio cada una, aunque frecuentemente desaparecen lateralmente o superan los 2 m de espesor (Figura 4.23.). Estas rocas serían equivalentes a grauwackas polimícticas definidas por LEINE, 1968. La brecha de falla tiene frecuentes porfiroclastos con colas de trituración de litologías variadas (dolomías, pizarras verdosas y rojizas) de tamaños diversos, desde métricos a microscópicos, muy fracturados por diaclasas verticales abiertas de orientación ONO-ESE que no afectan a la matriz (Figura 4.22 A).

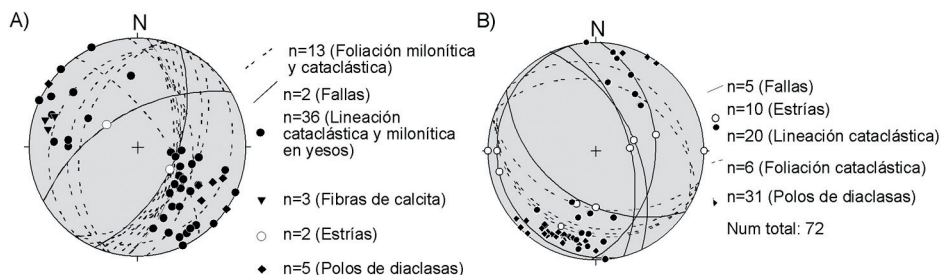


Figura 4.22. a) Diagrama de orientación de elementos microestructurales en la zona de falla a la base de la Unidad del Morrón Largo, en Sierra Espuña. **b)** Diagrama de orientación de elementos microestructurales en la zona de falla a la base de la Unidad del Morrón Largo (Sierra de la Tercia). Hemisferio inferior, proyección equiangular.

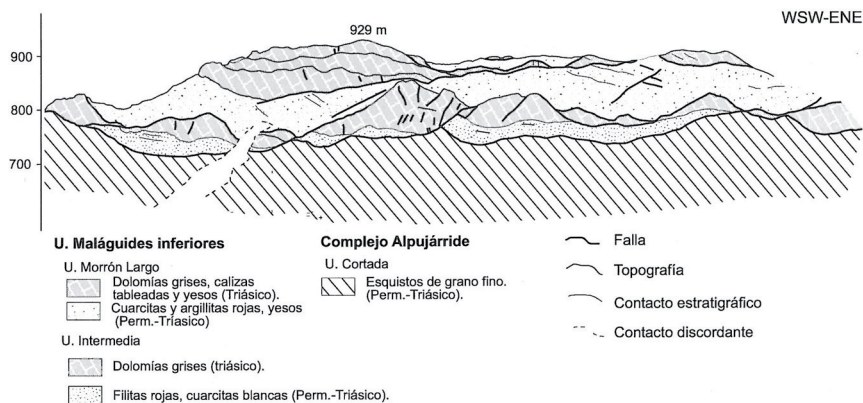


Figura 4.23. Ilustración basada en un montaje fotográfico de la estructura que presentan las Unidades Maláguides Inferiores en la Sierra de la Tercia. Obsérvese la geometría lenticular de las formaciones carbonatadas de dichas unidades

Los niveles de brechas tienen un bandeado de orden menor definido por variaciones en el grado de trituración de la roca, que se podría definir como una foliación cataclástica. Sobre esta foliación hay una lineación cataclástica grosera (TANAKA, 1992), marcada por la alineación de porfiroclastos estirados en el plano de la foliación. La lineación cataclástica tiene una orientación NNE-SSO, coincidente con la orientación de los polos de las diaclasas que afectan a los porfiroclastos (Figura 4.22b). Las colas de los porfiroclastos indican sentido de transporte hacia el SSO (Figura 4.24).



Figura 4.24. Montaje fotográfico de la zona de falla a la base de la Unidad de Morrón Largo en la Sierra de la Tercia. **a)** Brecha dolomítica procedente de la trituración de la formación dolomítica de la imbricación maláguide inferior, **b)** Cataclasita carbonatada foliada, **c)** Harina de falla micacea procedente de la trituración de pizarras de la unidad del Morrón Largo. La orientación de estas estructuras ha sido representada en el diagrama estereográfico b) de la Figura 4.22

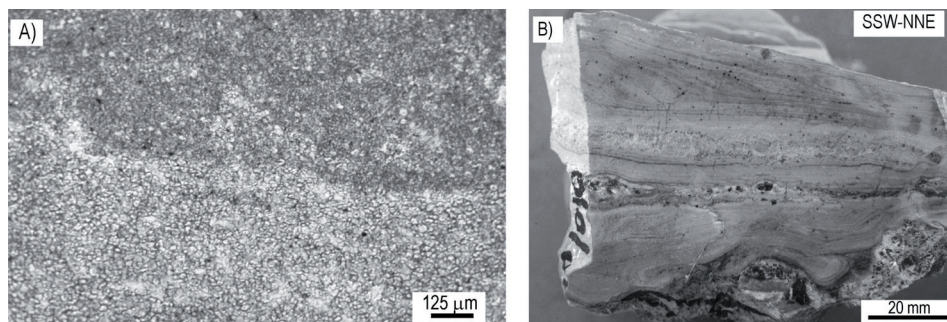


Figura 4.25. a) Lámina delgada de ultracataclasita carbonatada, notar el tamaño uniforme de los granos de calcita, así como su morfología redondeada. **b)** Sección pulida de una ultracataclasita foliada carbonatada obtenida al techo de la formación Triásica de la Unidad de Aledo, en el talud ilustrado en la Figura 4.24. Muestra micropliegues asimétricos que indican transporte del bloque de techo hacia el SSO

La foliación cataclástica y la banda de falla en general tiene una geometría de rellano respecto al bloque de muro y al de techo. A la base del bloque de techo, hay una banda de espesor decimétrico de harinas de falla no consolidadas procedente de la trituration de pizarras violáceas.

El bloque de muro está formado por dolomías de la Unidad de Aledo. La parte superior de esta formación está intensamente fracturada, con algunos niveles centimétricos de brechas de falla foliadas, paralelas a la estratificación. En el contacto con los términos pelíticos de la formación suprayacente se ha desarrollado una banda centimétrica de ultracataclasitas foliadas (CHESTER *et al.*, 1985) de composición dolomítica, con algunos porfiroclastos de dolomía, extremadamente alargados (véase fotografía de ultracataclasitas en la Figura 4.25).

Sobrepuestas a la brecha foliada hay una serie de fallas menores, que cortan a las brechas, individualizando cuerpos de geometría lenticular. Gran parte de estas fallas tienen una cinemática ligeramente diferente a la de la brecha indicando extensión de dirección ENE-OSO (diagrama B de la Figura 4.22). Asociadas a estas fallas se generan harinas y brechas de falla no consolidadas. Algunas de las fallas que cortan a la brecha foliada parecen ser fuera de secuencia, del mismo sistema que generó la brecha, ya que tienen la misma cinemática que ésta. Al tener geometría neutra, en principio no se puede saber si esta zona de falla es contractiva o extensional. Sin embargo, el hecho de que las diaclasas asociadas sean verticales, que las fallas menores tardías sean normales, que la deformación evolucione de condiciones de mayor a menor fragilidad, nos ha inclinado a considerarla como extensional.



Figura 4.26. Falla lítrica menor con transporte hacia el SSO, asociada al despegue basal de la Unidad de Aledo, obsérvese la rotación de la foliación principal y superficies de cizalla frágiles subparalelas a la foliación cortada

4.1.4.4. Zona de falla a muro de las Unidades Maláguides Inferiores

Esta zona de falla separa pizarras y cuarcitas rojas de la Unidad de Aledo de esquistos grises de grano fino, de la Unidad Cortada. Localmente se conservan lentes de tamaño métrico de dolomías y yesos, que podrían constituir restos de la Formación carbonatada Triásica de la Unidad Cortada. La zona de falla está jalonada por varios metros de espesor de harina de falla foliada de color gris-azulado procedente de la trituración de los esquistos de grano fino. Los criterios cinemáticos indican transporte fundamentalmente hacia el S-SSO (véanse Figuras 4.28, 4. 29 y 4.30).

Sin embargo, en los cuerpos lenticulares de dolomías y yesos se ha observado una foliación milonítica afectando a los niveles de yeso, con buzamientos fuertes hacia el NNE y un diaclasado muy penetrativo en las dolomías, y perpendicular a la foliación milonítica. Estas estructuras junto con las estrías indican extensión de dirección NO-SE en las coordenadas geográficas actuales (ver Figura 4.29).



Figura 4.27. Pliegues menores afectando a harinas de falla procedentes de la trituration de la formación Permo-Triásica de la Unidad de Aledo en el despegue entre esta unidad y la Unidad Cortada. La vergencia de estos pliegues, hacia el SO, coincide con el sentido de transporte asociado al propio despegue que tienen a su base y al de la FNBA (Falla Normal de Bajo Ángulo) que los limita a techo. Esto parece indicar que son pliegues formados en relación con la interacción de dos fallas extensionales coetáneas

En el bloque de muro se han observado fallas menores, lístricas, de muy bajo ángulo (15°) con transporte hacia el SSO, como la ilustrada en la Figura 4.26, que cortan a fallas previas casi paralelas a la foliación S_2 , con buzamientos fuertes hacia el NE y estrías y fibras de Qtz en dirección (Fig 4.27). Si se deshace la rotación asociada a las fallas lístricas, que afecta a las fallas de alto ángulo se obtienen fallas de bajo ángulo con transporte hacia el ONO.

Por tanto, el contacto entre la Unidad de Aledo y la Unidad Cortada ha tenido una evolución compleja, con al menos dos sentidos de transporte diferentes. El desplazamiento no se ha realizado necesariamente sobre los mismos planos de falla ya que los datos más antiguos se encuentran dentro de cuerpos lenticulares rodeados y cortados por superficies de falla más recientes. De hecho las direcciones de transporte previas pueden haber sido rotadas por el movimiento posterior, de modo que no sean representativas de la dirección de extensión real.

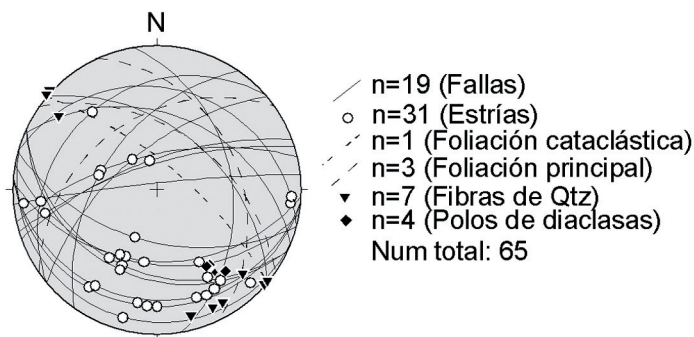


Figura 4.28. Diagrama de orientación de fallas, estrías, y otros elementos de la zona de falla a la base de la Unidad de Aledo. Hemisferio inferior, proyección equiangular

4.1.5. Fallas fuera de secuencia en el borde Occidental de Sierra de la Tercia

En el borde meridional de la Sierra de la Tercia hay una serie de fallas de bajo ángulo, que sitúan a la Unidad del Morrón Largo sobre la Unidad Cortada, omitiendo a la Unidad de Aledo. Tienen geometría de rampa tanto en el bloque de techo como en el de muro. El sentido de transporte es predominantemente hacia el SSO, (Figura 4.29). La falla fuera de secuencia principal tiene un buzamiento actual de 35° , lo cual la hace ser de bajo ángulo. Hay una serie de fallas normales satélites que se despegan en la principal, con buzamientos de $45-55^\circ$. Este cortejo de fallas corta a otras con sentidos de transporte similares pero de menor ángulo, del orden de 25° (BOOTH-REA, 2004; BOOTH-REA *et al.*, 2004a).

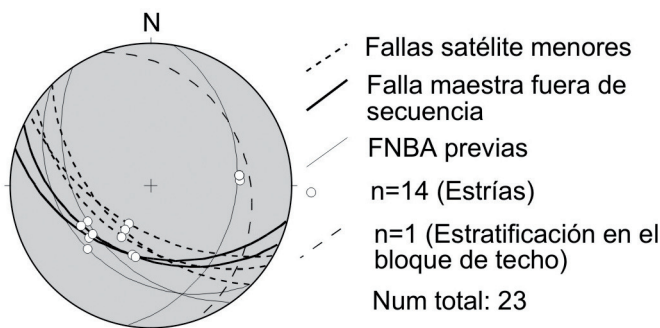


Figura 4. 29. Diagrama de orientación de fallas, estrías y estratificación en el borde meridional de Sierra de la Tercia. Hemisferio inferior, proyección equiangular

La roca de falla asociada a estas fallas son brechas cementadas en el bloque de techo de litología fundamentalmente cuarcítica y harinas de falla foliadas en el bloque de muro, donde la litología es más pelítica. En el bloque de techo, hay dos zonas de falla previas, de menor ángulo que coinciden con límites litológicos, la más profunda limita cuarcitas de pizarras y la superior se encuentra entre dolomías y cuarcitas.

4.2. EXTENSIÓN VS COMPRESIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR-CUATERNARIO EN EL SECTOR DE LORCA. RELACIÓN ENTRE TECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN.

Desde el Tortoniense hasta la actualidad el Dominio Cortical de Alboran (DCA) ha sido afectado por estructuras extensionales y compresivas, coetáneas al depósito de las unidades sedimentarias diferenciadas. La deformación ocurrida durante este periodo ha configurado la geometría y distribución de las unidades sedimentarias así como las discordancias que las limitan, lo cual ha permitido realizar un estudio integrando datos estratigráficos y estructurales para conocer la evolución tectónica de este área durante el Mioceno Superior y el Plio-Cuaternario. Se ha puesto un énfasis especial en el estudio de la dinámica de sistemas de fallas normales, fallas de salto de dirección y la relación de estas últimas con los pliegues neógenos observados en el área.

En general todos los trabajos previos realizados en esta área describen una evolución tectónica contractiva desde el Mioceno Medio hasta la actualidad, en un campo de esfuerzos cambiante entre contracción NNE-SSO y NO-SE. Por ejemplo, OTT D'ESTEVOU y MONTENAT (1985); DE LAROUZIERE *et al.* (1987) y MONTENAT *et al.* (1987) diferencian un periodo de contracción con una orientación NO-SE durante el Tortoniense que rota a NNE-SSO durante el Tortoniense terminal-Plioceno Medio y vuelve a NO-SE durante el Plio-Cuaternario. Este modelo de evolución tectónica contrasta con otros que consideran que el campo de esfuerzos durante el Tortoniense estuvo dominado por extensión N-S, ARMIJO, 1977 y LONERGAN y SCHREIBER, 1993. Trabajos más recientes como MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE (1991) describen hasta seis campos de esfuerzos diferentes sólo desde el Messiniense hasta la actualidad. Estos trabajos están basados generalmente en el estudio de la orientación de estructuras menores a partir de las cuales se han obtenido los correspondientes campos de paleoesfuerzos.

Como indican GAPAIS *et al.* (2000) en una situación donde las fallas van acumulando deformaciones progresivas y rotaciones rígidas, los datos de deslizamiento sobre fallas pueden ser complejos y variables en el espacio no siendo representativos del campo de esfuerzos bajo el cual se generaron. De hecho en las Béticas Sur-orientales se han medido rotaciones paleomagnéticas importantes de hasta 48° en rocas volcánicas Messinienses, ligadas a la actividad de fallas de salto en dirección, CALVO *et al.* (1994, 1996 y 1997). En la Hoja de Lorca se ha observado que muchas de las fallas normales son de geometría lítrica, produciendo rotaciones de eje horizontal medibles en los sedimentos afectados y que además algunas de ellas muestran varias generaciones de estrías poniendo de manifiesto una evolución compleja, por lo que en principio habría que desconfiar de los datos de paleoesfuerzos.

En esta memoria se han diferenciado distintos grupos de estructuras con un origen común que se han datado mediante el estudio de discordancias progresivas o por la edad de los sedimentos que las sellan. Además, se ha establecido su cinemática y en el caso de estructuras que acumulan deformación de forma episódica como el caso de pliegues se ha estudiado su evolución a lo largo del tiempo. Se han diferenciado las estructuras siguientes:

4.2.1. Pliegues neógenos en el sector de Lorca

El antifforme que define la Sierra de la Tercia muestra un eje de dirección aproximada N 60° E. El flanco N de este pliegue es estructuralmente más claro ya que el flanco SE se encuentra cortado por la falla transcurrente de Alhama de Murcia (BOUSQUET y MONTENAT, 1974; BOUSQUET, 1979; MONTENAT *et al.*, 1987; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992; SILVA *et al.*, 1997; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; MARTÍNEZ-DÍAZ, 2002).

Este pliegue se puede datar con precisión, al haberse formado simultáneamente a la sedimentación de la Cuenca de Lorca, produciendo discordancias angulares, subparalelas al eje del pliegue, en el relleno sedimentario. La primera discordancia se encuentra a la base de las calciruditas del Tortonense Superior (Formación Manilla, PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992), que se depositaron sobre diversos sedimentos previos o directamente sobre el basamento (MONTENAT *et al.*, 1990). Las calciruditas tortonienses localmente sellan buzamientos del orden de 70° en los sedimentos precinemáticos con respecto al pliegue (e.g. en la Cortejada del Pozuelo). Esta discordancia es coetánea a la discordancia “intra-Tortonense” descrita por ESTÉVEZ *et al.* (1982) en las Béticas centrales.

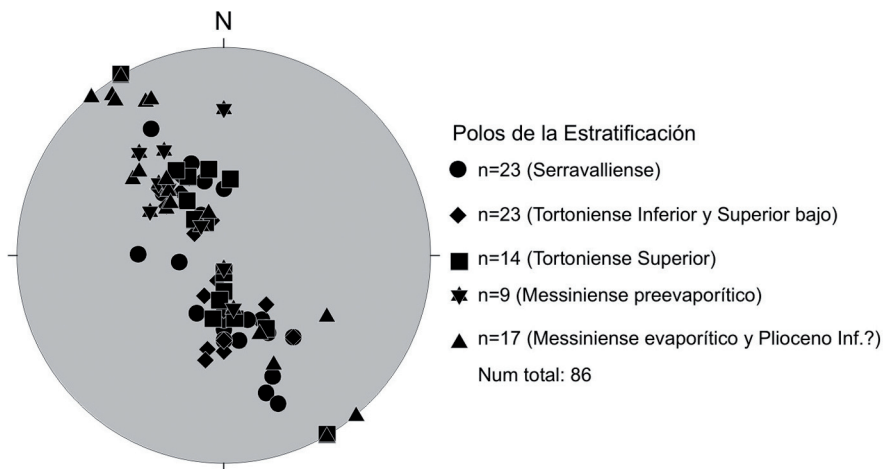


Fig 4.30. Diagrama de orientación de los polos de la estratificación de los sedimentos Neógenos plegados en la Sierra de la Tercia y en la Depresión del Guadalentín, afectados por la falla de salto en dirección de Alhama de Murcia. Hemisferio inferior, proyección equiangular

Una segunda discordancia angular se observa entre margas del Tortoniense Superior (Formación Carivete, PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992) y las calciruditas o evaporitas Messinienses (Formaciones Aledo y Serrata, PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992). En este caso el ángulo formado entre los sedimentos Tortonienses y los Messinienses es suave, aproximadamente 10-20°. Esta discordancia, de edad Tortoniense terminal o Messiniense basal, tiene la misma edad que la descrita por WEIJERMARS *et al.* (1985) y BOOTH-REA *et al.* (2003b; 2004b), relacionada con la formación del anticlinal de Sierra Alhamilla-Sierra Cabrera, al Sur del área estudiada.

Durante el Plioceno-Cuaternario se habría producido el plegamiento final de los yesos y cherts messinienses, que presentan un buzamiento actual de aproximadamente 15°. Estos datos son coherentes con los diagramas de paleoesfuerzos que indican convergencia de N-S a NO-SE durante el Tortoniense (MONTENAT *et al.*, 1987; MONTENAT y OTT D'ESTEVOU; MARTÍNEZ-DÍAZ, 1998; MARTÍNEZ-DÍAZ, 2002). En algunos puntos de Sierra de la Tercia el flanco N del pliegue tiene dirección E-O en los sedimentos de la USD III y en las margas de la Formación Carivete (USD IV). Como se puede observar en el diagrama en rosa de los polos de la estratificación (4.32), hay dos direcciones de acortamiento, una de dirección N155°E y otra en torno a N5°E. (Fig 4.31).

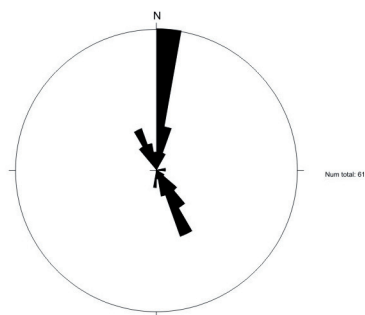


Figura 4.31. Diagrama en rosa de la orientación de los polos de la estratificación en las unidades sedimentarias II, III y IV

4.2.2. Tectónica extensional

El plegamiento Plio-Cuaternario del relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca permite observar una sección de dirección ENE-OSO de la estructura de la cuenca. De este modo se observan las fallas listricas que afectan a los sedimentos tortonienses (especialmente las que producen extensión en el plano transversal al eje del plegamiento), y la influencia que tienen sobre la distribución de espesores de los sedimentos (véase el corte I-I' de la Hoja de Lorca).

Se ha prestado una especial atención a las fallas normales que pueden ser datadas con precisión. Ya sea por qué han sido selladas por sedimentos de edad conocida o por qué en relación

con su geometría lítrica han dado lugar a discordancias angulares intraformacionales de ejes transversos a la dirección de extensión. En los bordes SO y SE de Sierra Espuña se han encontrado discordancias de este tipo. En el borde SO de dicha sierra, se ha desarrollado un abanico lítrico de fallas con transporte tectónico de componente SO (corte 3-3' y vectores cinemáticos, Fig. 4.32). Estas fallas producen una discordancia angular en el seno de las calciruditas del Tortoniense. Además, se observan variaciones de espesor, entre los bloques de muro y techo de las fallas, en las margas de la Formación Carivete, de edad Tortoniense (PÉREZ LORENTE *et al.*, 1992) (corte 3-3', Fig. 4.32). Estas fallas están selladas por calciruditas Messinienses cerca de la localidad de Aledo (Fig. 4.32), y por evaporitas Messinienses hacia el O. A 3 km de distancia del abanico lítrico de Aledo, en el borde Sur-Oriental de Sierra Espuña, fallas normales con transporte tectónico de componente N-S cortan a las calciruditas y conglomerados del Tortoniense, haciendo que estos sedimentos se distribuyan en terrazas, más altas hacia el núcleo de Sierra Espuña (ver vectores cinemáticos en Fig. 4.32). Las fallas tienen saltos del orden de 250 m. Su carácter sinsedimentario durante el Tortoniense ha sido analizado por LONERGAN y SCHREIBER (1993). La mayoría de las fallas son lítricas, produciendo basculamientos sistemáticos en los sedimentos a los que afectan, hacia el N, NE o NO. En el borde occidental de Sierra Espuña se han restituido estas fallas normales obteniéndose un factor de extensión β de 1,2 (BOOTH-REA, 2004 y BOOTH-REA y AZAÑÓN, 2003). Las fallas del borde SO de Sierra Espuña cortan al pliegue de Tercia. El cierre perianticlinal descrito por las calciruditas tortonienses, muestra una inmersión de 20° hacia el NE, basculado por las fallas.

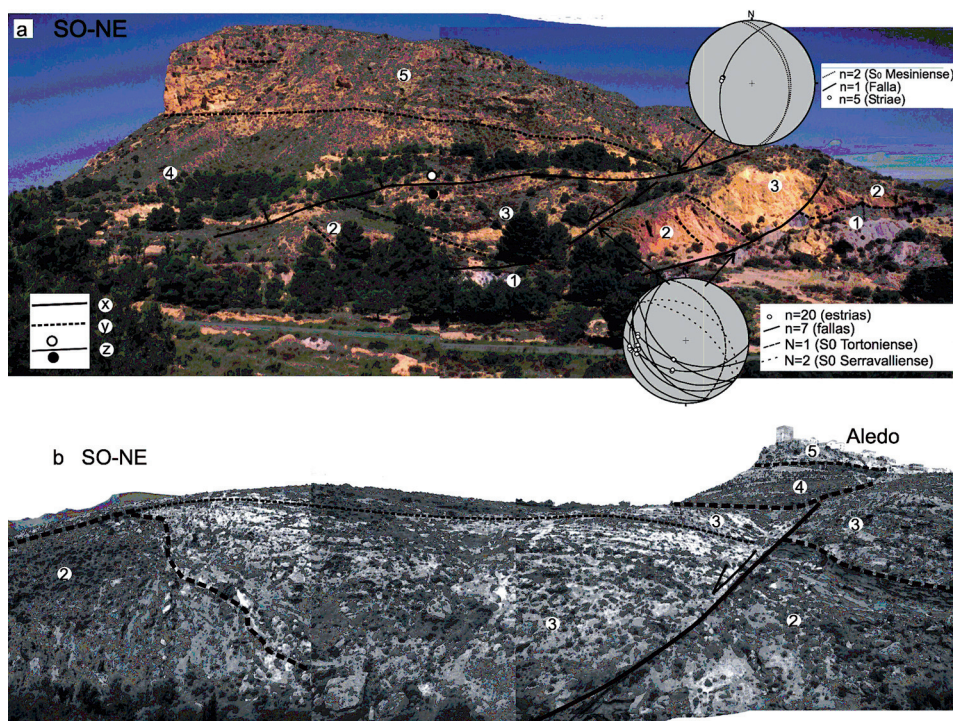


Figura 4. 32. a) Fotomosaico de fallas rotacionales en el borde O de Sierra Espuña. Orientación de las fallas y estrias representada en diagramas estereográficos. El diagrama superior representa una falla con transporte hacia el O que corta a calciruditas messinienses. Diagrama inferior, fallas con transporte hacia el SSO que cortan y rotan a las formaciones Carralaca y Tercia y a fallas más tendidas en el basamento con transporte hacia el O. Proyección equiareal en el hemisferio inferior. **1)** Cataclasitas foliadas procedentes de esquistos de grano fino de la Unidad Cortada, **2)** Conglomerados continentales de Carralaca, **3)** Calcarenitas de la Formación Tercia (Tortonienne Superior), **4)** Margas de Carivete (Tortonienne Superior), **5)** Calciruditas de Aledo (Messiniense). **A)** Falla; **B)** Contacto estratigráfico; **C)** El círculo relleno indica transporte tectónico hacia el observador. **b)** Falla listrica de crecimiento con transporte hacia el SO, en el borde occidental de Sierra Espuña, bajo la localidad de Aledo. **2)** Conglomerados rojos de la Formación Carralaca (USD II), **3)** Calciruditas de la Formación Tercia (USD IV), **4)** Margas de la Formación Carivete (Tortonienne Superior, USD IV), **5)** Calciruditas de la Formación Aledo (Messiniense, USD V). Obsérvese la discordancia progresiva en el seno de calciruditas de la Formación Tercia y la discordancia erosiva en el extremo suroccidental afectando a conglomerados de la Formación Carralaca. **c)** Representación estereográfica de fallas normales activas durante el Tortonienne Superior en el entorno de Aledo utilizadas para obtener el tensor de paleoesfuerzos situado a la derecha. Proyección equiangular, hemisferio inferior. Corte 3-3' del depocentro oriental de la Cuenca de Lorca.

4.2.3. Paleoesfuerzos

Se han determinado los campos de esfuerzos responsables de la tectónica extensional activa durante el Tortoniense Superior, utilizando el método de redes de búsqueda de GALINDO ZALDÍVAR y LODEIRO (1988). Para aplicar este método se han seleccionado aquellas fallas menores consideradas como no rotacionales, aflorantes en el entorno de Aledo (estereograma A, Fig. 4.34). Prácticamente toda la población de fallas estudiadas, se pueden haber generado bajo un mismo campo de esfuerzos que produciría extensión radial, ya que el elipsoide de esfuerzos obtenido muestra una geometría “prolata” con una razón áxica próxima a 0 (estereograma B, Fig. 4.34). Esta extensión de carácter radial explicaría las discrepancias entre los paleoesfuerzos extensionales calculados por autores previos que habían determinado elipsoides con el eje menor de dirección N-S (ARMIJO, 1977 y LONERGAN, 1991) o de dirección NO-SE (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998). La coexistencia de procesos extensionales y contractivos durante un periodo de tiempo muy breve, desarrollados en un contexto general de convergencia sugieren que la extensión pudiera tener un carácter sin-orogénico, equilibrando excesos locales de energía potencial alcanzados durante la convergencia. El carácter sin-orogénico de la extensión Miocena explicaría las discrepancias entre la cantidad de extensión y el espesor actual de la corteza, próxima a los 40 Km (MÉZCUA y MARTÍNEZ-SOLARES, 1983), en absoluto concordante con el espesor de una corteza extendida.

4.3. TECTÓNICA TRANSCURRENTE EN EL SECTOR DE LORCA, FALLA DE SALTO EN DIRECCIÓN DE ALHAMA DE MURCIA (FAM)

El estudio de esta zona de falla, definida por BOUSQUET y MONTENAT (1974), ha generado el mayor número de publicaciones y tesis doctorales en el área. Prácticamente todos los autores centran sus trabajos en esta falla, utilizándola como hilo conductor, causante de las deformaciones que afectan a los cuerpos sedimentarios en el área desde el Mioceno Medio o desde la formación de la Cuenca de Lorca hasta la actualidad, por ejemplo (MONTENAT, 1977; MONTENAT *et al.*, 1987; MONTENAT *et al.*, 1990; MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; RODRÍGUEZ ESTRELLA *et al.*, 1992; MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; GUILLÉN MONDÉJAR, 1994; GUILLÉN MONDÉJAR *et al.*, 1995). Según estos autores la Cuenca de Lorca sería una cuenca “pull-apart” formada por relevo trastensivo entre la FAM y el contacto entre el dominio Sudibérico (DSI) y el DCA, considerado como una falla sinistral. Sin embargo, el contacto entre el DCA y el DSI es un retrocabalgamiento con transporte hacia el SE, activo durante el Burdigaliense, (LONERGAN *et al.*, 1994) y la FAM (Figura 4.33) es una falla sinistral postmiocena como se discutirá a continuación.

Otros autores han considerado que la actividad la FAM comienza con posterioridad al Tortoniense al considerar que el elipsoide de esfuerzos obtenido para el Tortoniense (extensión N-S) es incompatible con este tipo de fallas (LONERGAN, 1991). Los datos propios, de orientación de estructuras, expuestas en los apartados anteriores también muestran una incompatibilidad de los campos de esfuerzos existentes durante el Tortoniense (extensión radial y contracción

NO-SE) con la orientación N55° y cinemática sinistral de la FAM que requiere una dirección de acortamiento principal de NNE-SSO a N-S.



Figura 4. 33. Segmento de la Falla de Alhama de Murcia que pasa por el límite N de la localidad de Lorca, donde corta a sedimentos detríticos rojos de la USD II del Langhiense-Serravalliense. La zona de falla incluye lentes de rocas del basamento cataclastizadas. Al fondo se observan las torres del Castillo de Lorca

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

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

La Formación de los Secanos (USD IVb) muestra sentidos de paleocorrientes contrarios a ambos lados de la Depresión del Guadalentín, con transporte hacia el NO al S de Sierra de la Tercia y hacia el SE en el borde meridional de la Depresión (MONTENAT *et al.*, 1990 y DE LAROUZIERE y OTT D'ESTOU, 1990). Esta distribución de las paleocorrientes, unido al hecho de que los conglomerados transgredieron directamente sobre el basamento ha sido el argumento utilizado por estos autores para considerar que entre los afloramientos al N y S de la depresión del Guadalentín habría durante el Tortoniense Superior relieve emergido.

Todas las unidades sedimentarias descritas son correlacionables a ambos lados de la FAM presentando prácticamente las mismas facies, excepto las que han sido erosionadas durante el Tortoniense, en relación con la formación del pliegue. Durante el Messiniense, la procedencia de los cantos cambia pasando de ser alpujárrides procedentes del SE a ser subbéticos procedentes del N. Los cantos subbéticos se encuentran en la USD VI a ambos lados de la Sierra de la Tercia indicando que durante su depósito esta sierra habría sido colmatada.

El único periodo durante el cual la falla de Alhama de Murcia condiciona la topografía del área y se producen discordancias progresivas relacionadas con su actividad es a partir del Plioceno. También durante el Pleistoceno-Holoceno la sedimentación en la Depresión del Guadalentín está condicionada por la actividad de esta falla (BAENA *et al.*, 1993; BOUSQUET, 1979; BOUSQUET y MONTENAT, 1974; DE LAROUZIERE y OTT D'ESTOU, 1990, SILVA *et al.*, 1992a; 1992e; SILVA, 1994; SILVA *et al.*, 1997 y MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

Por estas razones se ha considerado que la FAM habría sido activa desde el Plioceno hasta la actualidad, siendo en gran medida responsable de la topografía actual del área y de la elevación desde el Plioceno Superior de la Sierra de la Tercia, cuyo basamento comienza a aportar cantos a la Cuenca de Lorca en el Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior por primera vez desde el Tortoniense. La FAM además de ser una falla de dirección sinistral, tiene una componente de falla inversa de alto ángulo, produciendo una elevación topográfica importante del bloque N respecto al Corredor del Guadalentín (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998), con una diferencia topográfica actual de hasta 600 m. Junto a la FAM hay otras fallas asociadas a ella; fallas conjugadas,

dexas de dirección aproximada N120°E, ver diagrama en la Figura 4.34. como la Falla de las Viñas, en el borde NE de la Sierra de las Estancias, en las proximidades de Lorca, activa durante el Pleistoceno (MARTÍNEZ DÍAZ, 1998).

Para determinar la orientación del tensores de paleoesfuerzos en el sector de Lorca se ha aplicado el método de redes de búsqueda de GALINDO ZALDÍVAR y LODEIRO (1998) a una población de fallas que afectan a sedimentos messinienses y pliocenos del borde S del anticlinal de Sierra de la Tercia. Se han obtenido dos elipsoides distintos, el primero de ellos muestra una compresión meridiana con una razón áxica de 0,7, que sería responsable de la actividad sinistral de la falla de Alhama de Murcia y de la actividad de fallas dexas-normales de orientación ONO-ESE.

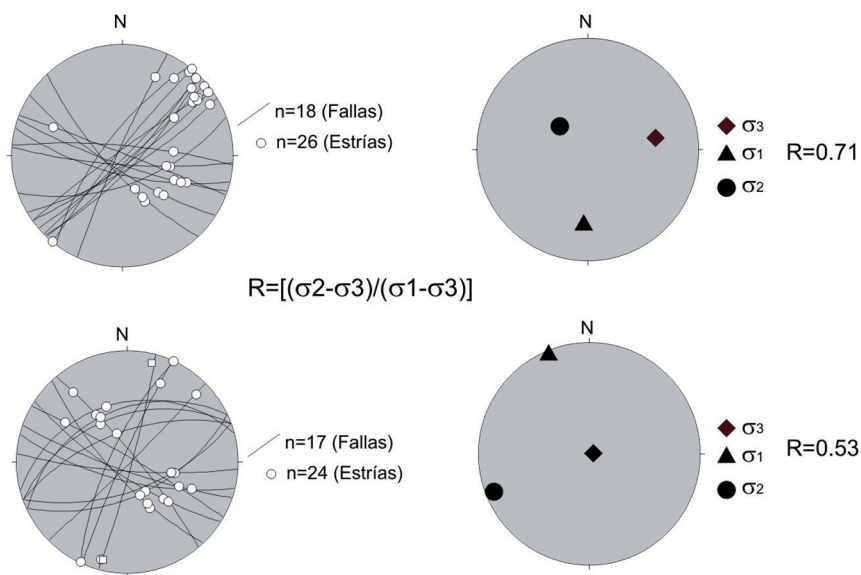


Figura 4. 34. Diagramas de orientación de fallas, estrías y fibras de yeso medidas al S de Sierra de la Tercia, que dan lugar a escarpes de falla, junto con los diagramas de paleoesfuerzos obtenidos a partir de ellos. Hemisferio inferior, proyección equiangular

El segundo elipsoide obtenido se caracteriza por una compresión de orientación NO-SE con una razón áxica de 0.5 y es compatible con la actividad inversa de la Falla de Alhama de Murcia y con fallas sinistras de dirección N10-N30°E. Estos datos apoyan la idea generalmente aceptada de que desde el Messiniense hasta la actualidad se han alternado dos direcciones de acortamiento una de dirección NNE-SSO y otra de dirección NNO-SSE que se han ido alternando en el tiempo (ARMUJO, 1977; OTT D'ESTEVOU *et al.*, 1985, MARTÍNEZ DÍAZ y HERNÁNDEZ ENRILE, 1992, MARTÍNEZ DÍAZ, 1998) y datos propios (Figura 4.34) haciendo que la

FAM haya tenido una actividad alternante como falla sinistral e inversa, como lo demuestra la existencia de estrías y fibras de yeso coherentes con ambos desplazamientos sobre superficies de falla de dirección N55°E.

5. ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

5.1. METAMORFISMO

5.1.1. Metamorfismo en la Unidad Cortada

La Unidad Cortada ha sufrido metamorfismo en facies de esquistos verdes, con asociaciones minerales de cuarzo+fengita+clorita±sudaíta±pirofilita±paragonita±apatita±turmalina±alanita±grafito±ilmenita±hematita, durante el desarrollo de las foliaciones relictas S_1 y principal, S_2 . Para establecer las condiciones P-T alcanzadas por estas rocas, se han seleccionado muestras de los esquistos de grano fino de la Unidad Cortada en Sierra de la Tercia y en el extremo oriental de Sierra de las Estancias. Estas muestras se caracterizan por presentar varias generaciones de fengitas y cloritas, formadas durante la evolución tectonometamórfica de la Unidad Cortada, definiendo la foliación principal, S_2 , la esquistosidad S_1 y el clivaje espaciado S_3 .

5.1.1.1. *Termobarometría de multiequilibrios locales*

La posibilidad de obtener temperaturas y presiones se puede mejorar cuando se aumenta el número de miembros extremos (EM) usados para definir la variabilidad composicional de las fases presentes en una paragénesis mineral. De este modo, el número de reacciones independientes (IR) que se pueden calcular en un sistema con C componentes independientes viene dado por la ecuación $IR=EM-C$. Si se conocen las propiedades termodinámicas de los miembros extremos así como las propiedades termodinámicas de las soluciones sólidas de cada fase mineral, y se alcanza equilibrio termodinámico, entonces todas las reacciones independientes se intersectarán en un punto en el espacio P-T. Esta es la base del método de multiequilibrio (BERMAN, 1991). El hecho de que las reacciones calculadas intersequen en un punto, confirmaría la previa suposición de equilibrio entre las fases. De este modo se pueden determinar puntos de equilibrio P-T, donde la petrología clásica utilizando un miembro extremo por fase determinaba un campo de estabilidad (e.g. VIDAL Y PARRA, 2000; VIDAL *et al.*, 2001; TROTET *et al.*, 2001). Por ejemplo, las condiciones P-T para la paragénesis fengita+clorita+cuarzo+agua encontrada en las metapelitas de Cortada (Fig 5.1), se pueden calcular usando 8 miembros extremos (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudaíta y clinocloro) en el sistema de cinco componentes (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , H_2O). Se pueden calcular 14 reacciones, tres de las cuales son independientes. Los resultados se obtienen con el programa TWEEQU 1.02 (BERMAN, 1991) y su base de datos asociada JUN92 junto con las propiedades termodinámicas de la Mg-amesita, Mg-sudaíta, Mg-celadonita, y los modelos de solución sólida para micas y cloritas de VIDAL *et al.*, (1994; 1999), VIDAL Y PARRA (2000) y VIDAL *et al.*, (2001).

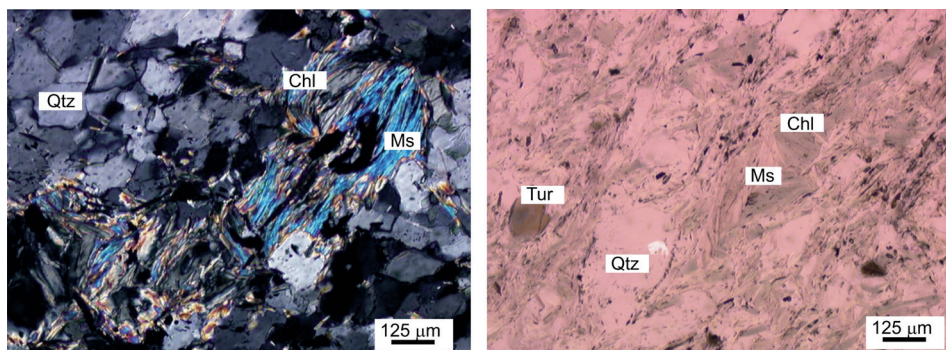


Figura 5.1. Pares mica-clorita utilizados para determinar las condiciones P-T sufridas por los esquistos de grano fino de la Unidad Cortada

5.1.1.2. *Cristaloquímica*

Se han realizado aproximadamente 150 análisis en cada muestra con la microsonda electrónica camebax de la Universidad París VI (15 kV, 10 nA, metodología de corrección PAP) usando los patrones Fe_2O_3 (Fe), MnTiO_3 (Mn, Ti), diópsido (Mg, Si), CaF_2 (F), ortoclasa (Al, K), anortita (Ca) y albita (Na). Las fórmulas estructurales se han calculado en base a 14 oxígenos para la clorita (anhidra) y 11 oxígenos para la mica.

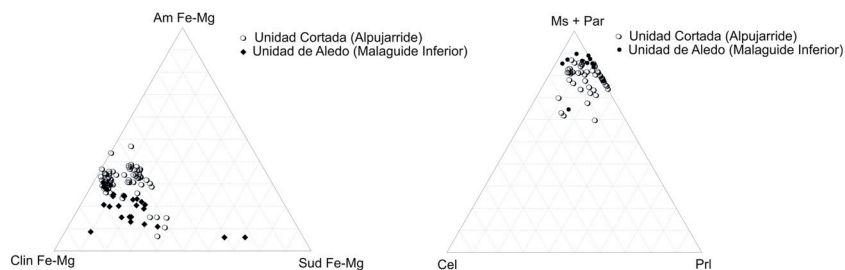


Figura 5.2. Variabilidad composicional de las micas y cloritas analizadas. La composición de las cloritas se ha proyectado en el campo composicional definido por los términos extremos amesita, clinoclorodafnita y sudoita; mientras que de las fengitas se ha proyectado su contenido en celadonita, pirofilita y moscovita-paragonita

Cloritas: Muestran un contenido en Si variable entre 2,57 y 2,75 a.p.f.u.; XMg varía de 0,73 a 0,49. Según VIDAL Y PARRA (2000), VIDAL *et al.* (2001) y TROTET *et al.* (2001), estas variaciones se pueden explicar en términos de las siguientes sustituciones 1) FeMg_{-1} entre los miembros extremos dafnita ($\text{Fe}^{2+}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) y clinocloro ($\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$),

2) sustitución tschermak ($\text{Al}_2\text{R}^{2+}_{-1-1}\text{Si}_{-1}\text{:TK}$) entre clinocloro/dafnita y amesita ($(\text{Fe,Mg})_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), y 3) sustitución di-trioctaédrica ($\text{Al}_2\text{R}^{2+}_{-3}\text{:DT}$) entre daphnita/clinocloro y sudoita ($(\text{Fe,Mg})_2\text{Al}_4\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) (Fig 5.2). La extensión de estas sustituciones depende de las condiciones metamórficas y de la composición química global, y a condiciones de P y T fijas, de la asociación mineral (JENKINS Y CHERNOSKY, 1986; MCPHAIL *et al.*, 1990; DE CARITAT *et al.*, 1993; MASSONNE Y SZPURKA, 1997; LEONI *et al.*, 1998; HOLLAND *et al.*, 1998; VIDAL Y PARRA, 2000). Estas dependencias de las condiciones P y T conducen a una disminución de amesita y aumento de sudoita con un descenso de la temperatura (CATHELINEAU Y NIEVA, 1985; HILLIER Y VELDE, 1991; VIDAL Y PARRA, 2000). El efecto de la presión corresponde a una disminución de Si y de (Fe+Mg), a favor de un incremento en Al^{IV} , Al^{VI} y vacancias (LEONI *et al.*, 1998; VIDAL Y PARRA, 2000; VIDAL *et al.*, 2001).

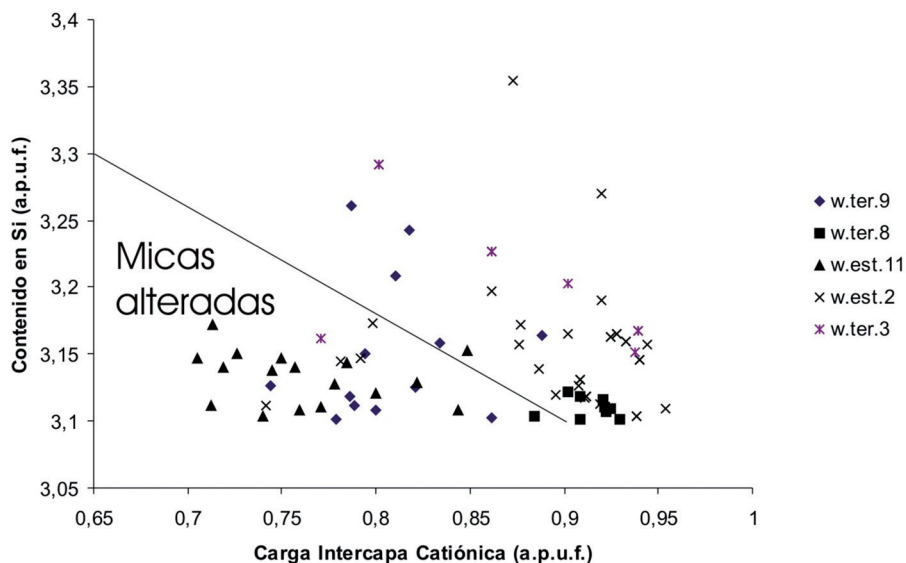


Figura 5.3. Diagrama SHC que muestra la variabilidad composicional de las fengitas de la Unidad Cortada. Cabe destacar la escasa conservación de micas con contenidos elevados en Si (3,25-3,35 a.p.f.u.), formadas bajo condiciones metamórficas de alta presión y baja temperatura. En las micas con contenidos bajos en Si (3,10-3,15 a.p.f.u.) se alcanzan los valores más elevados de carga en la intercapa cationica sugiriendo un calentamiento a bajas presiones en los esquistos de la Unidad Cortada. Por último, se observa una gran cantidad de micas cuya composición no se puede construir con los términos extremos moscovita, celadonita y pirofilita, que tienen un bajo contenido en Si y en elementos alcalinos. Estas micas probablemente han sido retrogradadas parcialmente a esmectita por circulación de fluidos y retrometamorfismo (Nieto *et al.*, 1994)

Fengitas: Muestran un contenido de Si variable entre 3,10 y 3,35 a.p.u.f. La variación en Si se interpreta comúnmente en términos de la sustitución "tschermak" solamente (entre los términos extremos celadonita y moscovita), que se ve favorecida por un incremento de la presión (MASSONNE Y SCHREYER, 1987; MASSONNE, 1995). Sin embargo, las fengitas muestran también una variación en el contenido catiónico de la intercapa. Deficiencias en la carga de la intercapa (contenido catiónico entre 0,70 y 0,95 en las muestras estudiadas) se han atribuido a la sustitución entre pirofilita y moscovita ($K^{XII}_{-1}Al^{IV}_{-1}Si^{IV}Mg^{XII}$), que depende de la temperatura (LEONI *et al.*, 1998; VIDAL Y PARRA, 2000; AGARD *et al.*, 2001; TROTET *et al.*, 2001) (Fig 5.3). La composición de la mayoría de las micas analizadas, especialmente aquellas ubicadas en venas de cuarzo tardías, no se puede explicar con los componentes descritos anteriormente, teniendo un déficit de Si y de carga en la intercapa, sugiriendo procesos de alteración tardíos (probablemente alteración a esmectitas, como han descrito NIETO *et al.* (1994) en rocas de Sierra Espuña). Frecuentemente las micas muestran un contenido en Na superior al esperado por la curva de inmiscibilidad entre paragonita y moscovita, sugiriendo la existencia de intercrecimientos submicroscópicos de micas de Na y K.

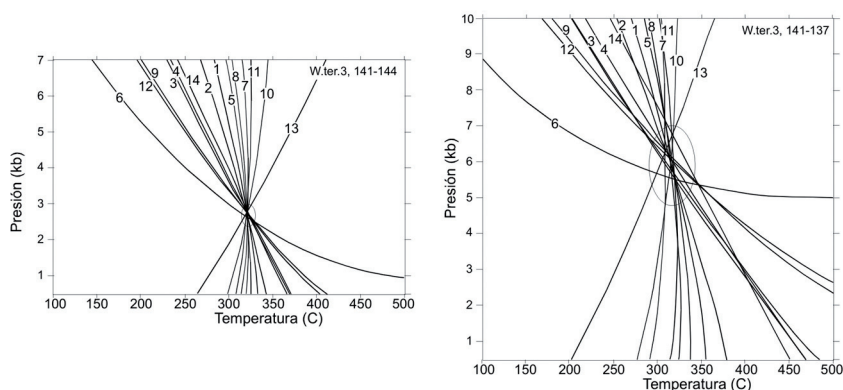


Figura 5.4. Diagrama obtenido con TWEEQU para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), Al-celadonita (Atd), moscovita (Ms), pirofilita (Apr), sudoita (Sud), amesita (AmV) y clinocloro (Chl) para las muestras w.ter.3 correspondiente a esquistos de grano fino de la Unidad Cortada. Las reacciones representadas son las siguientes: **1:** 2 sud+4 aQz = 2 Apr+AmV+2 W; **2:** 5 sud + 23 aQz = 8 Apr + 2 Chl + 4 W; **3:** 2 Atd+4 Apr = 15 aQz+2 Ms +sud; **4:** 2 Chl+4 Apr = 15 aQz+2 AmV+sud; **5:** 26 sud+8 Chl = 14 Apr+23 AmV+30 W; **6:** 4 Chl+6 Apr = 26 aQz+5 AmV+2 W; **7:** 3 sud+2 Chl = 7 aQz+4 AmV+4 W; **8:** 26 sud+8 Atd = 14 Apr+8 Ms+15 AmV+30 W; **9:** 4 Atd+6 Apr = 26 aQz+4 Ms+AmV+2 W; **10:** 3 sud+2 Atd = 7 aQz+2 Ms+2 AmV+4 W; **11:** 26 sud+23 Atd = 14 Apr+23 Ms+15 Chl+30 W; **12:** 5 Atd+6 Apr = 26 aQz+5 Ms+Chl+2 W; **13:** 3 sud+4 Atd = 7 aQz+4 Ms+2 Chl+4 W; **14:** Chl+Ms = Atd+AmV. Las asociaciones de la izquierda son estables en el campo de valores más bajos de la variable Y o en el campo de los valores más bajos de la variable X para las reacciones verticales

En la mayoría de los casos, el análisis de las condiciones de equilibrio para los pares mica-clorita analizados indicaba que los minerales analizados no estaban en equilibrio, que los datos termodinámicos no sean correctos o que los análisis con la microsonda fueran imprecisos (Fig 5.4). Sin embargo, algunos de los pares analizados muestran condiciones de equilibrio y las reacciones intersecan en la proximidad de un punto. Uno de los equilibrios probados entre micas y cloritas que ha dado resultado se ha ilustrado en la Figura 5.5.

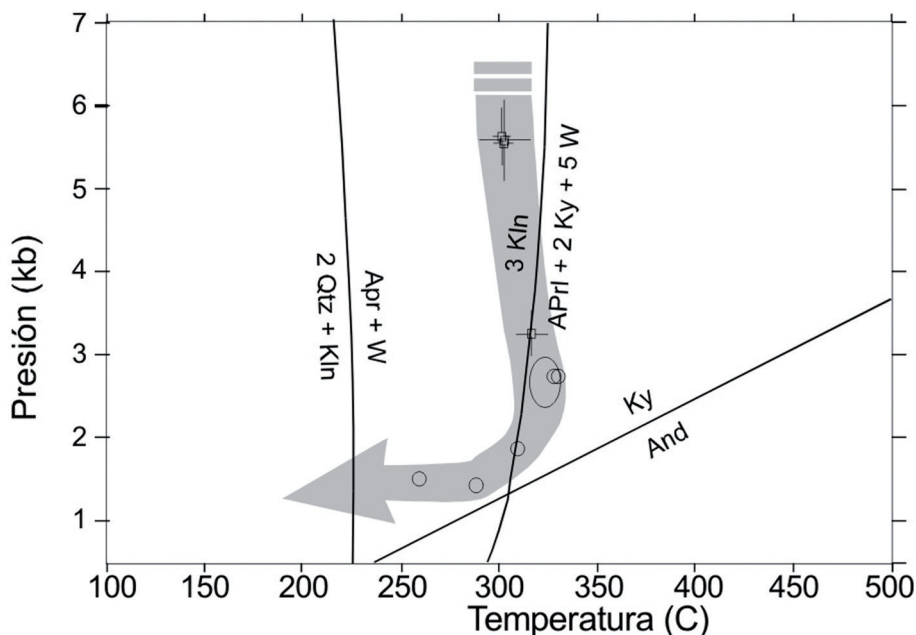


Figura 5.5. Trayectoria P-T para los esquistos de grano fino de la Unidad Cortada. Los círculos representan puntos P-T determinados para el equilibrio entre pares de clorita y fengita. Reacciones univariantes representadas a partir de la base de datos termodinámicos de BERMAN (1988)

Se han obtenido tres poblaciones de datos termobarométricos, la primera de ellas está constituida por equilibrios a presiones en torno a 5,5 kbar y 305 °C, la segunda población corresponde a condiciones de entre 2 y 3 kbar y 325 °C y finalmente se obtienen algunos datos con presiones intermedias entre 1 y 2 kbar y temperaturas por debajo de los 300 °C que podrían corresponder a la trayectoria retrógrada que han seguido estas rocas. En general se observa una descompresión con un ligero calentamiento del orden de 20 °C desde 5,5 hasta 2,5 kbar y finalmente las rocas se enfrían a presiones muy bajas de aproximadamente 1,5 kbar. Si se supone una densidad media para las pelitas de 2,67 gr/cm³ estas rocas habrían alcanzado el máximo térmico a 8-9 km y se habrían enfriado a 6-7 km de profundidad lo cual supone

unas condiciones de flujo térmico anómalamente altas, típicas de un contexto extensional post-orogénico.

5.1.2. Metamorfismo en la Unidad de Aledo

El estudio de la cristalinidad de la illita indica que la imbricación inferior del Complejo Malaguide ha sufrido anquimetamorfismo alto (LONERGAN, 1991 y NIETO *et al.*, 1994). Además, se ha reconocido un episodio de retrometamorfismo regional, a minerales de la arcilla (esmectitas) en Sierra Espuña (NIETO *et al.*, 1994; ABAD *et al.*, 2003).

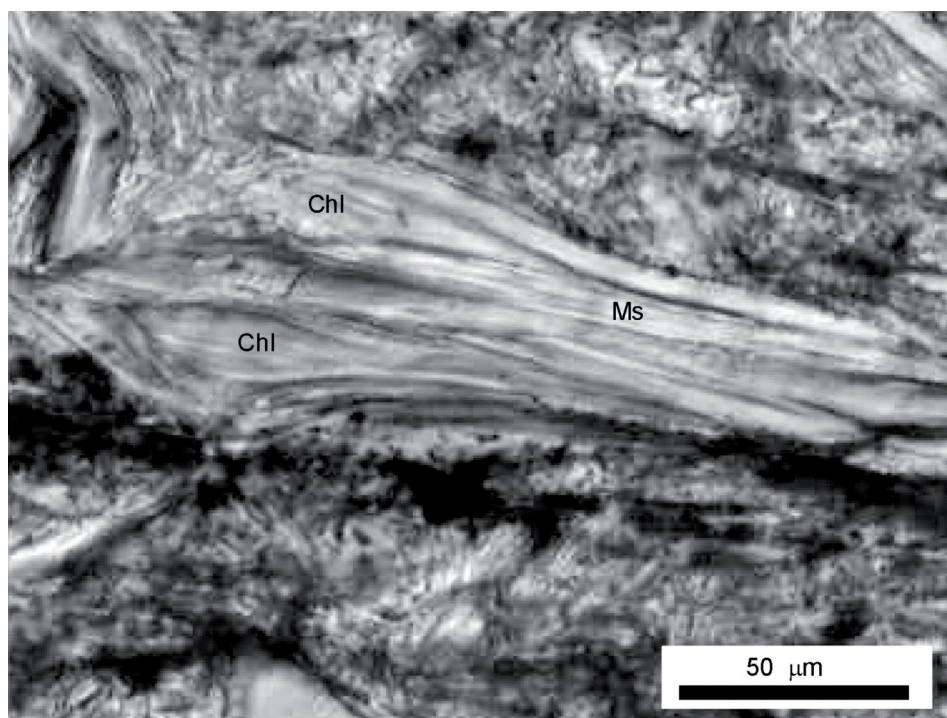


Figura 5.6. a) Pares de mica clorita en la muestra W. Est.3 utilizados para calcular condiciones termobarométricas de la Unidad Intermedia.

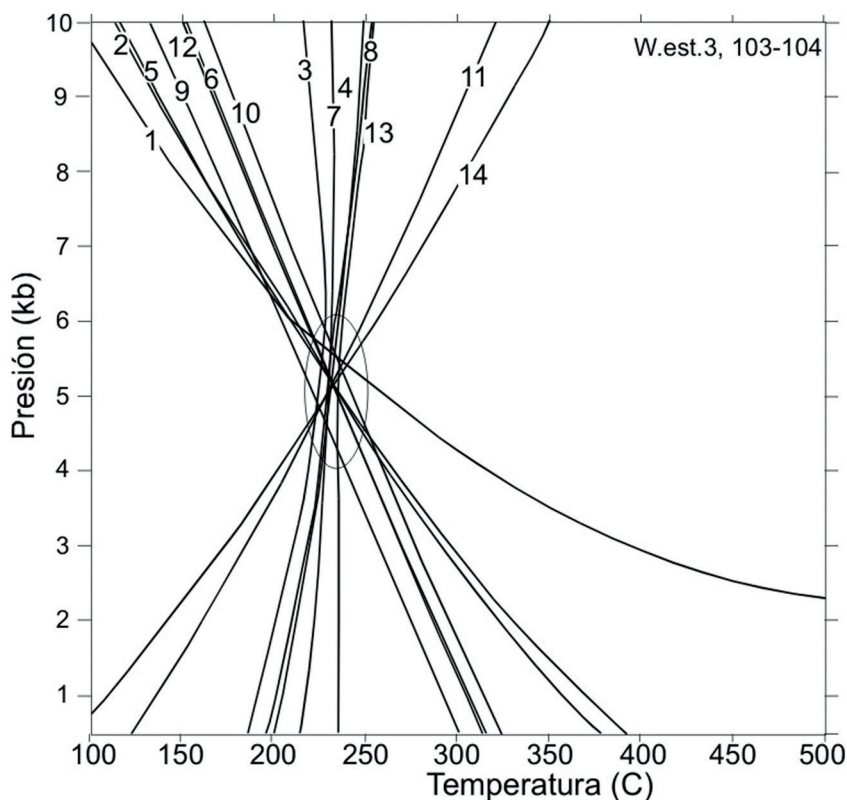


Figura 5.6. b) Diagrama P-T obtenido con TWEEQU para el equilibrio entre las fases agua (W), cuarzo (aQz), Al-celadonita (ATd), moscovita (Ms), pirofilita (Apr), amesita (AmV), Clinocloro (Chl) y kaolinita (Kln) en la muestra w.est.3, correspondiente a la Imbricación Inferior de las UMI. Las reacciones representadas son las siguientes: **1:** 4 Chl+6 Apr = 26 aQz+5 AmV+2 W; **2:** 4 ATd+6 Apr = 26 aQz+4 Ms+AmV+2 W; **3:** 2 aQz+Kln = Apr+W; **4:** Chl+Ms = ATd+AmV; **5:** 5 ATd+6 Apr = 26 aQz+5 Ms+Chl+2 W; **6:** 4 Chl+8 Apr = 2 Kln+30 aQz+5 AmV; **7:** 4 Chl+13 Kln = 7 Apr+5 AmV+15 W; **8:** 4 Chl+6 Kln = 14 aQz+5 AmV+8 W; **9:** 4 ATd+8 Apr = 2 Kln+30 aQz+4 Ms+AmV; **10:** 4 ATd+13 Kln = 7 Apr+4 Ms+AmV+15 W; **11:** 4 ATd+6 Kln = 14 aQz+4 Ms+AmV+8 W; **12:** 5 ATd+8 Apr = 2 Kln+30 aQz+5 Ms+Chl; **13:** 5 ATd+13 Kln = 7 Apr+5 Ms+Chl+15 W; **14:** 5 ATd+6 Kln = 14 aQz+5 Ms+Chl+8 W

Al igual que en la Unidad Cortada, se han analizado pares de cloritas y fengitas en pelitas de la Unidad de Aledo, para determinar las condiciones P-T que ha alcanzado. Sin embargo, sólo se han obtenido dos pares de fengita-clorita que muestren condiciones de equilibrio (Figura 5.6 a y Figura 5.6 b), bajo condiciones de aproximadamente 5 kbar y 240 °C. El valor de la

temperatura coincide con el obtenido mediante un geotermómetro de clorita independiente desarrollado por ZANG y FYFE, 1995. Este geotermómetro se basa en la dependencia entre la cantidad de Al (IV) y la temperatura en la clorita. Fue ideado por CATHELINÉAU y NIEVA, (1985) que observaron una correlación lineal entre la proporción de Al (IV) y la temperatura de formación de cloritas en el sistema geotermal de Los Azufres (Méjico). Posteriormente ha sido modificado por ZANG y FYFE, 1995 corrigiendo el valor de Al (IV) para tener en cuenta su variación en función de la fracción molar Fe/(Fe+Mg) obteniendo la siguiente ecuación:

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

Utilizando este geotermómetro se obtienen temperaturas para las cloritas de la imbricación inferior de las unidades maláguides inferiores comprendidas entre 163 y 267 °C con una media de 245.2 °C. Las temperaturas obtenidas mediante el estudio de inclusiones fluidas en venas de cuarzo de estas rocas se encuentran entre 180 y 200°C, NIETO *et al.*, 1994. (Fig 5.7 a 5.10).

Unidad Cortada;

Mineral	CLORITA								
Muestra Análisis	W.Est.2 69	W.Est.2 70	W.Est.2 73	W.Est.2 76	W.Est.2 79	W.Est.2 81	W.Est.2 83	W.Est.2 85	W.Est.2 86
SiO ₂	27.55	27.03	27.52	26.93	26.88	26.47	26.93	27.59	26.93
TiO ₂	0.09	0.01	0.11	0.08	0.01	0.06	0.06	0.09	0.02
Al ₂ O ₃	22.84	23.06	23.38	23.32	22.53	22.91	23.54	22.66	22.92
FeO	15.79	15.17	15.60	15.97	15.00	15.93	15.33	14.67	16.47
MnO	0.08	0.19	0.19	0.11	0.09	0.08	0.20	0.04	0.07
MgO	22.38	22.08	22.04	0.21.68	21.44	20.78	22.55	22.41	21.39
Sum.	88.85	87.56	88.95	88.16	86.02	86.35	88.69	87.53	87.84
Si	2.710	2.691	2.700	2.674	2.722	2.685	2.651	2.736	2.690
Ti	0.006	0.001	0.008	0.006	0.001	0.004	0.004	0.007	0.001
Al	2.648	2.706	2.704	2.728	2.689	2.740	2.731	2.649	2.698
Al IV	1.284	1.308	1.292	1.321	1.277	1.310	1.345	1.257	1.309
Al VI	1.364	1.398	1.412	1.408	1.412	1.429	1.386	1.392	1.389
Fe ²⁺	1.299	1.263	1.280	1.326	1.271	1.352	1.262	1.217	1.376
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.007	0.016	0.016	0.009	0.008	0.007	0.017	0.003	0.006
Mg	3.282	3.277	3.224	3.208	3.237	3.143	3.309	3.314	3.185
R2+	4.587	4.555	4.520	4.543	4.516	4.501	4.587	4.534	4.567
Oct. Sum	5.966	5.956	5.948	5.962	5.935	5.947	5.984	5.935	5.964
X _{Mg}	0.716	0.722	0.716	0.708	0.718	0.699	0.724	0.731	0.698

Mineral	CHLORITE									
Muestra Análisis	W.Est.2 88	W.Est.2 89	W.Est.2 91	W.Est.2 93	W.Est.2 95	W.Est.2 96	W.Est.2 97	W.Est.2 99	W.Est.2 107	W.Est.2 110
SiO ₂	26.67	26.98	25.92	026.85	27.13	26.34	26.60	25.63	27.17	26.98
TiO ₂	0.02	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.39	22.79	22.47	23.27	22.85	21.91	22.84	22.35	22.88	22.78
FeO	16.31	16.66	14.96	15.65	15.82	14.91	16.53	15.17	15.02	15.77
MnO	0.09	0.00	0.10	0.29	0.22	0.13	0.04	0.16	0.00	0.01
MgO	21.09	21.32	21.43	21.33	21.21	20.46	21.27	20.62	21.99	22.17
Sum.	86.64	87.85	84.95	87.55	87.24	83.80	87.33	84.13	87.18	87.77
Si	2.702	2.696	2.664	2.684	2.719	2.741	2.675	2.668	2.712	2.688
Ti	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	2.673	2.684	2.722	2.741	2.698	2.687	2.708	2.742	2.692	2.674
Al IV	1.296	1.298	1.336	1.316	1.281	1.259	1.324	1.332	1.287	1.312
Al VI	1.377	1.385	1.387	1.425	1.418	1.428	1.383	1.410	1.405	1.362
Fe ²⁺	1.382	1.393	1.287	1.308	1.326	1.298	1.390	1.320	1.254	1.314
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.008	0.000	0.009	0.024	0.019	0.011	0.004	0.014	0.000	0.001
Mg	3.185	3.177	3.285	3.178	3.169	3.174	3.189	3.200	3.274	3.292
R2+	4.575	4.569	4.580	4.511	4.513	4.483	4.583	4.534	4.528	4.606
Oct. Sum	5.961	5.958	5.977	5.955	5.931	5.920	5.972	5.972	5.950	5.978
X _{Mg}	0.697	0.695	0.719	0.708	0.705	0.710	0.696	0.708	0.723	0.715

Unidad Cortada										
Mineral	CLORITA									
Muestra Analisis	W.Terc.3 121	W.Terc.3 124	W.Terc.3 127	W.Terc.3 131	W.Terc.3 134	W.Terc.3 136	W.Terc.3 142	W.Terc.3 144	W.Terc.3 145	W.Terc.3 147
SiO ₂	26.73	26.88	26.66	24.18	24.77	25.22	24.75	26.53	24.56	24.91
TiO ₂	0.05	0.03	0.08	00.00	00.06	0.08	0.00	00.00	00.07	00.08
Al ₂ O ₃	22.52	22.20	22.99	22.91	21.68	21.45	22.20	23.96	21.89	21.90
FeO	14.47	15.40	14.36	26.07	26.20	25.81	25.11	23.44	25.43	26.27
MnO	0.07	0.10	0.00	00.19	0.37	0.08	0.30	0.16	0.31	00.09
MgO	22.12	21.47	21.55	14.08	14.42	14.83	0.13.97	12.87	13.88	14.12
Sum.	85.994	86.172	85.701	87.49	87.60	87.58	86.390	87.74	86.20	87.40
Si	2.702	2.725	2.700	2.567	2.632	2.668	2.647	2.754	2.641	2.646
Ti	0.003	0.002	0.006	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.005	0.007
Al	2.683	2.652	2.744	2.867	2.715	2.674	2.799	2.931	2.774	2.743
Al IV	1.295	1.273	1.294	1.433	1.363	1.326	1.353	1.246	1.354	1.347
Al VI	1.388	1.379	1.450	1.434	1.352	1.349	1.446	1.684	1.421	1.395
Fe ²⁺	1.223	1.306	1.216	2.315	2.328	2.284	2.247	2.034	2.287	2.334
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.006	0.008	0.000	0.017	0.033	0.007	0.027	0.014	0.028	0.008
Mg	3.333	3.245	3.252	2.228	2.285	2.339	2.228	1.991	2.225	2.237
R2+	4.562	4.559	4.468	4.559	4.646	4.631	4.502	4.039	4.540	4.579
Oct. Sum	5.957	5.952	5.926	6.001	6.008	5.998	5.959	5.837	5.973	5.978
X _{Mg}	0.732	0.713	0.728	0.490	0.495	0.506	0.498	0.495	0.493	0.489

Mineral	CHLORITE									
Muestra Analisis	Terc.3 97	Terc.3 99	W.Terc.3 107	W.Terc.3 110	W.Terc.3 112	W.Terc.3 114	W.Terc.3 116	W.Terc.3 117	W.Terc.3 120	
SiO ₂	26.60	25.63	27.17	26.98	26.50	26.42	26.86	26.50	26.65	
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.11	0.00	0.04	0.04	
Al ₂ O ₃	22.84	22.35	22.88	22.78	22.69	22.55	23.37	23.09	23.00	
FeO	16.53	15.17	15.02	15.77	16.66	15.77	15.75	15.06	14.68	
MnO	0.04	0.16	0.00	0.01	0.00	0.00	0.22	0.02	0.10	
MgO	21.27	20.62	21.99	22.17	20.94	21.07	21.58	22.26	21.69	
Sum.	87.33	87.60	87.58	86.390	87.74	86.20	87.40	87.010	86.208	
Si	2.675	2.668	2.712	2.688	2.681	2.690	2.674	2.655	2.689	
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.008	0.000	0.003	0.003	
Al	2.708	2.742	2.692	2.674	2.706	2.706	2.742	2.726	2.735	
Al IV	1.324	1.332	1.287	1.312	1.314	1.302	1.326	1.342	1.308	
Al VI	1.383	1.410	1.405	1.362	1.391	1.404	1.416	1.385	1.427	
Fe ²⁺	1.390	1.320	1.254	1.314	1.410	1.343	1.312	1.262	1.239	
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mn	0.004	0.014	0.000	0.001	0.000	0.000	0.018	0.001	0.009	
Mg	3.189	3.200	3.274	3.292	3.157	3.198	3.203	3.325	3.263	
R2+	4.583	4.534	4.528	4.606	4.567	4.541	4.533	4.589	4.510	
Oct. Sum	5.972	5.972	5.950	5.978	5.963	5.952	5.957	5.982	5.943	
X _{Mg}	0.696	0.708	0.723	0.715	0.691	0.704	0.709	0.725	0.725	

Figura 5.7. Composiciones y fórmulas estructurales de cloritas analizadas en la Unidad Cortada

Unidad Cortada

Mineral	FENGITA								
Muestra Analisis	W.Est.2 68	W.Est.2 71	W.Est.2 80	W.Est.2 82	W.Est.2 84	W.Est.2 87	W.Est.2 90	W.Est.2 92	W.Est.2 94
SiO ₂	47.80	47.88	46.35	47.76	47.60	47.85	5150	48.76	48.02
TiO ₂	0.20	0.12	0.23	0.15	0.12	0.13	0.12	0.07	0.13
Al ₂ O ₃	33.74	33.66	33.40	34.62	33.56	33.27	30.88	33.24	33.39
FeO	3.32	3.57	3.68	3.09	3.16	3.40	3.04	3.30	3.71
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.14	1.16	1.17	1.05	0.91	1.20	1.23	1.33	1.14
CaO	0.01	0.03	0.06	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00
Na ₂ O	0.93	0.84	0.90	1.10	1.03	0.71	0.81	0.80	0.83
K ₂ O	9.77	9.11	9.30	9.16	9.59	9.30	9.26	9.03	9.46
F	0.00	0.00	0.10	0.10	0.24	0.33	0.98	0.39	0.23
Sum.	96.91	96.376	95.094	96.971	95.973	95.845	96.857	96.592	96.689
Si	3.145	3.157	3.113	3.126	3.157	3.172	3.355	3.197	3.165
Ti	0.010	0.006	0.012	0.007	0.006	0.006	0.006	0.003	0.006
Al	2.616	2.616	2.644	2.670	2.624	2.599	2.371	2.569	2.593
Al IV	0.845	0.837	0.876	0.866	0.837	0.822	0.640	0.799	0.829
Al VI	1.771	1.779	1.768	1.804	1.787	1.777	1.732	1.770	1.764
Fe ²⁺	0.183	0.197	0.207	0.169	0.175	0.189	0.166	0.181	0.204
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.112	0.114	0.117	0.102	0.090	0.118	0.120	0.130	0.112
Ca	0.000	0.002	0.004	0.003	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000
Na	0.119	0.108	0.118	0.139	0.133	0.091	0.102	0.101	0.106
K	0.820	0.766	0.797	0.765	0.811	0.786	0.770	0.755	0.796
sum oct	2.067	2.090	2.092	2.076	2.053	2.084	2.017	2.081	2.081
vac	0.933	0.910	0.908	0.924	0.947	0.916	0.983	0.919	0.919
fe+mg+mn	0.295	0.311	0.324	0.271	0.265	0.307	0.286	0.311	0.317
ox	9.550	9.481	9.460	9.486	9.339	9.575	208.391	9.771	9.440
alcalinos	0.940	0.876	0.919	0.908	0.944	0.877	0.873	0.861	0.902
Oxygen Sum	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000
pri=+1- alcalins	0.060	0.124	0.081	0.092	0.056	0.123	0.127	0.139	0.098
tri=+1-vac cel=(R2+- 3*tri)	0.067	0.090	0.092	0.076	0.053	0.084	0.017	0.081	0.081
musc=(Altot al-2pri-tri- cel)/3	0.096	0.041	0.048	0.045	0.108	0.055	0.234	0.067	0.073
sum	0.778	0.746	0.781	0.789	0.784	0.738	0.622	0.715	0.748
XK	1.000	1.001	1.001	1.001	1.000	1.000	1.000	1.002	1.000
Ln(Fe/Mg)	0.873	0.877	0.871	0.846	0.859	0.897	0.883	0.882	0.882
	0.488	0.543	0.566	0.505	0.661	0.467	0.325	0.333	0.598

Unidad Cortada

Mineral	FENGITA									
Muestra Analisis	W.Ter.3 137	W.Ter.3 138	W.Ter.3 141	W.Ter.3 82	W.Ter.3 84	W.Ter.3 87	W.Ter.3 90	W.Ter.3 92	W.Ter.3 94	W.Ter.3 98
SiO ₂	47.81	47.26	46.34	47.76	47.60	47.85	51.50	48.76	48.02	46.49
TiO ₂	0.17	0.15	0.33	0.15	0.12	0.13	0.12	0.07	0.13	0.15
Al ₂ O ₃	30.96	31.14	31.82	34.62	33.56	33.27	30.88	33.24	33.39	33.65
FeO	4.42	4.21	4.39	3.09	3.16	3.40	3.04	3.30	3.71	3.29
MnO	0.10	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
MgO	1.48	1.45	1.19	1.05	0.91	1.20	1.23	1.33	1.14	1.25
CaO	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.01
Na ₂ O	0.57	0.68	0.62	1.10	1.03	0.71	0.81	0.80	0.83	1.12
K ₂ O	9.13	9.39	9.86	9.16	9.59	9.30	9.26	9.03	9.46	9.46
F	0.00	0.531	0.702	0.098	0.244	0.326	0.975	0.390	0.225	0.294
Sum.	0.946	94.479	94.556	96.971	95.973	95.845	96.857	96.592	96.689	95.467
Si	3.227	3.203	3.151	3.126	3.157	3.172	3.355	3.197	3.165	3.109
Ti	0.009	0.007	0.017	0.007	0.006	0.006	0.006	0.003	0.006	0.008
Al	2.463	2.487	2.550	2.670	2.624	2.599	2.371	2.569	2.593	2.652
Al IV	0.765	0.790	0.832	0.866	0.837	0.822	0.640	0.799	0.829	0.883
Al VI	1.698	1.698	1.718	1.804	1.787	1.777	1.732	1.770	1.764	1.769
Fe ²⁺	0.249	0.239	0.250	0.169	0.175	0.189	0.166	0.181	0.204	0.184
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.005	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.149	0.147	0.121	0.102	0.090	0.118	0.120	0.130	0.112	0.125
Ca	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.001
Na	0.075	0.090	0.082	0.139	0.133	0.091	0.102	0.101	0.106	0.146
K	0.786	0.812	0.856	0.765	0.811	0.786	0.770	0.755	0.796	0.807
sum oct	2.102	2.095	2.088	2.076	2.053	2.084	2.017	2.081	2.081	2.080
vac	0.898	0.905	0.912	0.924	0.947	0.916	0.983	0.919	0.919	0.920
fe+mg+mn	0.404	0.397	0.370	0.271	0.265	0.307	0.286	0.311	0.317	0.311
ox	9.632	9.669	9.355	9.486	9.339	9.575	208.391	9.771	9.440	9.684
alcalin	0.862	0.902	0.937	0.908	0.944	0.877	0.873	0.861	0.902	0.954
Oxygen Sum	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000
prl=+1-alcalins	0.138	0.098	0.063	0.092	0.056	0.123	0.127	0.139	0.098	0.046
tri=+1-vac	0.102	0.095	0.088	0.076	0.053	0.084	0.017	0.081	0.081	0.080
cel=(R2+-3*tri)	0.098	0.112	0.106	0.045	0.108	0.055	0.234	0.067	0.073	0.072
musc=(Altot al-2prl-tri-cel)/3	0.662	0.695	0.744	0.789	0.784	0.738	0.622	0.715	0.748	0.803
sum	1.000	1.000	1.000	1.001	1.000	1.000	1.000	1.002	1.000	1.000
XK	0.913	0.901	0.913	0.846	0.859	0.897	0.883	0.882	0.882	0.847
Ln(Fe/Mg)	0.514	0.486	0.727	0.505	0.661	0.467	0.325	0.333	0.598	0.391

Unidad Cortada								
Mineral	FENGITA							
Muestra	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3	W.Ter.3
Analisis	100	102	106	109	115	118	119	123
SiO ₂	46.74	49.23	48.11	47.73	46.55	44.22	47.32	46.84
TiO ₂	0.12	0.23	0.24	0.11	0.21	0.39	0.16	0.23
Al ₂ O ₃	33.97	30.49	34.30	33.15	33.28	31.57	32.83	32.47
FeO	3.49	3.50	3.84	3.56	3.17	3.91	3.33	3.60
MnO	0.09	0.02	0.03	0.01	0.15	0.02	0.08	0.00
MgO	0.94	2.04	1.08	1.22	1.59	1.27	1.32	1.00
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00
Na ₂ O	1.07	0.22	0.95	0.66	0.88	1.11	0.73	0.92
K ₂ O	9.08	10.52	9.50	9.93	9.30	8.78	9.83	9.37
F	0.483	1.160	1.160	0.210	0.244	0.631	0.631	0.174
Sum.	95.499	96.251	98.045	96.356	95.147	91.291	95.594	94.425
Si	3.117	3.270	3.131	3.163	3.118	3.104	3.160	3.165
Ti	0.006	0.011	0.012	0.005	0.011	0.020	0.008	0.012
Al	2.670	2.387	2.630	2.589	2.627	2.612	2.584	2.586
Al IV	0.877	0.719	0.858	0.832	0.871	0.876	0.832	0.823
Al VI	1.793	1.668	1.773	1.757	1.756	1.736	1.752	1.763
Fe ²⁺	0.195	0.195	0.209	0.197	0.178	0.229	0.186	0.203
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.005	0.001	0.002	0.000	0.008	0.001	0.004	0.000
Mg	0.093	0.202	0.105	0.120	0.159	0.133	0.132	0.101
Ca	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000
Na	0.138	0.028	0.120	0.084	0.114	0.150	0.095	0.120
K	0.772	0.891	0.788	0.839	0.795	0.786	0.838	0.808
sum oct	2.086	2.065	2.088	2.075	2.101	2.100	2.074	2.066
vac	0.914	0.935	0.912	0.925	0.899	0.900	0.926	0.934
fe+mg+mn	0.293	0.397	0.315	0.318	0.345	0.364	0.322	0.304
ox	9.254	10.547	9.321	9.571	10.130	9.514	9.771	9.322
alcalin	0.911	0.920	0.908	0.924	0.911	0.938	0.932	0.928
Oxygen	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000
Sum								
prl=+1- alcalins	0.089	0.080	0.092	0.076	0.089	0.062	0.068	0.072
tri=+1-vac	0.086	0.065	0.088	0.075	0.101	0.100	0.074	0.066
cel=(R2+- 3*tri)	0.034	0.202	0.051	0.093	0.042	0.065	0.101	0.105
musc=(Altot al-2prl-tri- cel)/3	0.790	0.653	0.769	0.757	0.769	0.775	0.758	0.757
sum	1.000	1.000	1.000	1.000	1.001	1.001	1.000	1.000
XK	0.848	0.969	0.868	0.909	0.874	0.839	0.898	0.870
Ln(Fe/Mg)	0.738	-0.035	0.689	0.496	0.113	0.546	0.345	0.704

Figura 5.8. Composiciones y fórmulas estructurales de micas blancas analizadas en la Unidad Cortada

Unidad de Aledo								
Mineral	FENGITA							
Muestra Analisis	W.Est.7 ms3est	W.Est.7 ms4est	W.Est.7 ms5est	W.Est.7 ms6est	W.Est.3 98	W.Est.3 100	W.Est.3 104	W.Est.3 110
SiO ₂	46.77	49.30	46.86	45.98	47.61	45.99	47.64	47.71
TiO ₂	0.26	0.21	0.57	0.24	0.90	2.86	0.59	0.39
Al ₂ O ₃	35.04	29.79	34.47	35.36	35.80	35.35	35.26	34.86
FeO	1.47	2.16	1.25	1.39	1.62	1.84	1.74	1.80
MnO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.73	2.46	1.12	0.60	0.95	0.97	1.67	1.92
CaO	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
Na ₂ O	0.77	0.14	0.74	0.60	0.38	0.39	0.62	0.54
K ₂ O	10.23	9.73	10.38	10.13	10.13	9.66	10.06	9.68
F	0.01	0.09	0.18	0.02	0.00	0.00	0.70	0.10
Sum.	0.95	93.83	95.42	94.31	97.38	97.10	97.59	96.89
Si	3.109	3.318	3.113	3.085	3.090	3.005	3.092	3.111
Ti	0.013	0.010	0.029	0.012	0.044	0.140	0.029	0.019
Al	2.745	2.363	2.699	2.796	2.739	2.722	2.697	2.679
Al IV	0.878	0.672	0.859	0.903	0.865	0.854	0.879	0.870
Al VI	1.867	1.691	1.840	1.893	1.873	1.868	1.818	1.809
Fe ²⁺	0.082	0.122	0.069	0.078	0.088	0.100	0.095	0.098
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.072	0.247	0.111	0.060	0.091	0.095	0.162	0.187
Ca	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000
Na	0.099	0.018	0.095	0.078	0.048	0.050	0.078	0.068
K	0.868	0.836	0.880	0.867	0.839	0.805	0.833	0.805
sum oct	2.022	2.060	2.021	2.032	2.053	2.063	2.074	2.094
vac	0.978	0.940	0.979	0.968	0.947	0.937	0.926	0.906
fe+mg+mn	0.154	0.368	0.181	0.138	0.179	0.195	0.257	0.285
ox	9.941	208.442	11.383	9.670	10.184	9.802	11.637	12.055
alcalin	0.967	0.858	0.976	0.945	0.887	0.858	0.912	0.873
Oxygen Sum	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000	11.000
prl=+1- alcalins	0.033	0.142	0.024	0.055	0.113	0.142	0.088	0.127
tri=+1-vac	0.022	0.060	0.021	0.032	0.053	0.063	0.074	0.094
cel=(R2+- 3*tri)	0.089	0.190	0.118	0.043	0.022	0.006	0.033	0.003
musc=(Altot al-2prl-tri- cel)/3	0.856	0.610	0.837	0.871	0.813	0.789	0.804	0.776
sum	1.000	1.001	1.000	1.000	1.000	1.001	1.000	1.000
XK	0.898	0.979	0.902	0.918	0.946	0.942	0.914	0.922
Ln(Fe/Mg)	0.123	-0.708	-0.470	0.265	-0.040	0.059	-0.537	-0.644

Figura 5.9. Composiciones y fórmulas estructurales de micas blancas analizadas en la Unidad de Aledo

Unidad de Aledo (Maláguide Inferior)										
Mineral	CLORITA									
Muestra Analisis	W.est.7 chl1est	W.est.7 chl6est	W.est.7 chl5est	W.est.7 chl2est	W.est.7 chl3est	W.est.7 chl4est	W.est.7 chl7est	W.est.7 chl8est	W.est.7 chl9est	W.est.7 chl10est
SiO ₂	37.54	28.00	28.59	27.98	54.71	29.05	28.97	28.14	30.22	27.92
TiO ₂	0.23	0.06	0.06	0.00	0.06	0.05	0.09	0.04	0.07	0.02
Al ₂ O ₃	34.25	22.15	21.76	18.95	21.99	22.41	22.59	22.17	23.43	21.73
FeO	6.25	18.21	17.54	22.12	4.98	17.13	17.50	18.13	16.51	17.77
MnO	0.06	0.11	0.13	0.31	0.01	0.09	0.10	0.13	0.09	0.12
MgO	6.40	18.59	18.58	17.01	5.67	18.41	18.39	19.72	16.86	20.23
Sum.	86.60	87.66	87.34	86.63	89.12	88.07	88.38	88.53	88.69	87.98
Si	3.443	2.828	2.887	2.928	4.709	2.900	2.884	2.807	2.980	2.801
Ti	0.016	0.004	0.005	0.000	0.004	0.004	0.007	0.003	0.005	0.001
Al	3.703	2.636	2.589	2.338	2.231	2.637	2.651	2.607	2.723	2.570
Al IV	0.541	1.168	1.109	1.071	-0.713	1.096	1.109	1.190	1.015	1.197
Al VI	3.162	1.468	1.480	1.266	2.944	1.540	1.541	1.417	1.708	1.372
Fe ²⁺	0.479	1.538	1.481	1.937	0.359	1.431	1.457	1.513	1.361	1.491
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.005	0.010	0.011	0.028	0.001	0.007	0.008	0.011	0.007	0.010
Mg	0.875	2.799	2.797	2.655	0.727	2.740	2.730	2.933	2.479	3.026
R2+	1.359	4.346	4.289	4.619	1.086	4.178	4.195	4.457	3.847	4.527
Oct. Sum	4.833	5.885	5.857	5.918	4.313	5.838	5.831	5.897	5.748	5.925
X _{Mg}	0.646	0.645	0.654	0.578	0.670	0.657	0.652	0.660	0.645	0.670

Mineral	CLORITA									
Muestra Analisis	W.est.7 chl11est	W.est.7 chl12est	W.est.3 95	W.est.3 109	W.est.3 102	W.est.3 103	W.est.3 105	W.est.3 107	W.est.3 109	W.est.3 111
SiO ₂	32.00	29.44	27.59	26.66	28.22	27.35	29.68	28.96	26.66	28.45
TiO ₂	0.13	0.04	0.07	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	23.26	22.29	22.93	22.55	23.72	22.36	23.83	23.55	22.55	24.19
FeO	15.24	17.03	19.19	21.78	19.52	20.35	18.53	18.71	21.78	18.68
MnO	0.09	0.12	0.00	0.11	0.04	0.04	0.00	0.03	0.11	0.03
MgO	16.38	18.58	17.97	18.19	17.41	17.97	17.01	16.84	18.19	17.23
Sum.	88.75	88.42	88.27	89.37	89.49	88.30	89.64	89.14	89.37	89.19
Si	3.119	2.923	2.779	2.691	2.800	2.769	2.911	2.875	2.691	2.817
Ti	0.010	0.003	0.005	0.003	0.002	0.000	0.002	0.001	0.003	0.000
Al	2.672	2.609	2.722	2.683	2.774	2.669	2.754	2.755	2.683	2.823
Al IV	0.871	1.074	1.216	1.306	1.197	1.231	1.087	1.124	1.306	1.183
Al VI	1.801	1.535	1.506	1.377	1.577	1.438	1.667	1.631	1.377	1.639
Fe ²⁺	1.243	1.414	1.617	1.838	1.620	1.723	1.520	1.553	1.838	1.547
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.007	0.010	0.000	0.009	0.003	0.004	0.000	0.003	0.009	0.003
Mg	2.380	2.750	2.698	2.737	2.575	2.713	2.487	2.492	2.737	2.544
R2+	3.630	4.174	4.315	4.584	4.199	4.440	4.007	4.048	4.584	4.093
Oct. Sum	5.640	5.828	5.890	5.969	5.846	5.908	5.744	5.809	5.969	5.811
X _{Mg}	0.657	0.660	0.625	0.598	0.614	0.612	0.621	0.616	0.598	0.622

Figura 5.10. Composiciones y fórmulas estructurales de cloritas analizadas en la Unidad de Aledo

5.2. ROCAS ÍGNEAS

En la Sierra de las Estancias se han encontrado abundantes diques de diabasas y algunas rocas volcánicas (traquitas y queratófidos, KAMPSCHUUR *et al.*, 1972). Las traquitas son alcalinas con una gran proporción de feldespato potásico y muestran grandes amígdalas rellenas por minerales secundarios, principalmente calcita y clorita (KAMPSCHUUR *et al.*, 1972). Los que-

ratófidos son ferríferos, amigdalares y están compuestos por cristales de plagioclasa y mineral de hierro intergranular. Las amígdalas están rellenas de carbonatos.

Las diabasas se encuentran cortando a los complejos Maláguide y Alpujárride. Muestran una textura subofítica, de grano fino a grueso (1mm), formadas por cristales tabulares de plagioclasa, entre los cuales se sitúa el componente máfico (clinopiroxeno, hornblenda, olivino). Los minerales máficos han sido alterados fuertemente por actinolita, clorita y esfena. Las plagioclasas se encuentran alteradas en menor medida a mica blanca, epidota y carbonatos. Frecuentemente, los diques se encuentran cortados por fallas normales o intruyeron en zonas de falla. Según PLATZMAN Y PLATT (2005) los diques muestran una rotación paleomagnética horaria media de aproximadamente 50 ° sobre un eje inclinado hacia el SSO.

Las diababas muestran afinidades geoquímicas propias de toleitas subalcalinas de arco de Islas (FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2003, Figura 5.11). Rocas similares en las Béticas occidentales muestran edades radiométricas comprendidas entre 30 y 17 Ma (TORRES ROLDÁN *et al.*, 1986; TURNER *et al.*, 1999).

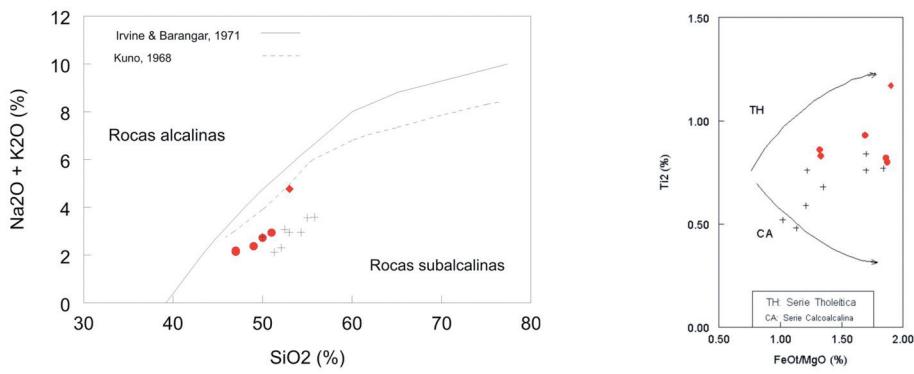


Figura 5.11. Diagramas de SiO₂ versus Na₂O+K₂O y FeO/MgO versus Ti de los diques de diababas aflorantes en la Sierra de las Estancias (tomado de FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2003). Las cruces corresponden a diques aflorantes en Málaga (TORRES-ROLDÁN *et al.*, 1986) y los círculos rojos a las muestras analizadas de la Sierra de las Estancias

6. HISTORIA GEOLÓGICA

En este capítulo se pretende realizar un análisis sintético de los datos presentados en los capítulos anteriores, para proponer un modelo de evolución tectónica del DCA durante el Cenozoico con especial énfasis en el Neógeno-Cuaternario.

6.1. COLISIÓN CONTINENTAL Y METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN (EVENTO D1)

La colisión del Complejo Alpujárride bajo el Maláguide debió de realizarse en un estadio muy temprano de la evolución del Dominio Cortical de Alborán (DCA), siendo el primer evento que ha quedado reflejado en la estructura de las unidades permo-triásicas de ambos complejos; desarrollándose en el Complejo Alpujárride la foliación (S_1) de la que actualmente sólo quedan restos en el interior de porfiroclastos y en dominios lenticulares de la foliación S_2 . Durante este episodio de engrosamiento cortical crecieron las asociaciones minerales de alta presión con carfolite conservadas en venas de cuarzo de las pelitas permo-triásicas del Complejo Alpujárride, algunas de las cuales alcanzaron presiones de 10-13 kbar a temperaturas relativamente bajas de 400-450°C (e.g. AZAÑÓN y GOOFÉ, 1997; BOOTH-REA *et al.*, 2003a) y se inició el metamorfismo en facies de anquizona que afecta a las Unidades Maláguides Inferiores (LONERGAN, 1993). El orógeno generado en relación con esta subducción de tipo A debió de alcanzar un espesor de al menos 65 km, equivalente a los 18 kbar de presión (utilizando una densidad de 2,8 gr/cm³) registrados por eclogitas en cuerpos lenticulares básicos situados a la base de la Unidad de Jubrique (MICHARD *et al.*, 1997).

La edad del evento D1 ha sido muy discutida, con propuestas que van desde el Oligoceno Inferior (LONERGAN y WHITE, 1997 y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000) hasta edades Paleógenas (DE JONG, 1991; ZECK, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997 y PLATT *et al.*, 1998), sin embargo el hecho de que se hayan obtenido edades pre-Oligocenas para el metamorfismo que afecta al Complejo Alpujárride (36 Ma, SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998) indica que el periodo de engrosamiento D1 debió de ser previo a esta edad. Sobre el Complejo Maláguide, que ejerció como bloque de techo durante la colisión, hay un registro sedimentario marino prácticamente continuo desde el Paleógeno hasta el Mioceno Inferior (MARTÍN MARTÍN, 1996), el cual debió de registrar este evento contractivo. De hecho, se observa una discordancia erosiva Ypresiense (MARTÍN MARTÍN, 1996) en relación con la cual se ha erosionado gran parte de la sucesión estratigráfica Paleógena del Maláguide, que podría estar relacionada con el evento D1. Esta edad temprana de la subducción explicaría la ausencia de sedimentos terciarios pinzados entre las unidades del DCA. Dataciones Ar-Ar recientes de mica blanca de los esquistos de grano fino del Complejo Alpujárride (48 Ma, PLATT *et al.*, 2005) confirman una edad Eoceno Inferior para el evento de engrosamiento cortical que implicó a los complejos Alpujárride y Maláguide. Como sugiere LONERGAN (1993) el sentido de transporte de los cabalgamientos responsables de este primer evento contractivo sería de componente NO en las coordenadas geográficas actuales, sin embargo, deshaciendo las rotaciones paleomagnéticas miocenas que afectan a la cobertera permotriásica de las Unidades Maláguides Superiores (ALLERTON

et al., 1993) en sentido antihorario, prácticamente 200°; el transporte original sería de componente S-SE (LONERGAN, 1993).

6.2. APLASTAMIENTO DÚCTIL Y EXHUMACIÓN DE LAS UNIDADES SUPERIORES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D2)

Siguiendo esta hipótesis, se ha considerado que tras el evento D1 los Complejos Alpujárride y Maláguide formaron una porción de corteza continental solidaria, la parte inferior de la cual (Complejo Alpujárride) sufrió un aplastamiento coaxial (D2) que dio lugar a la formación de su foliación principal (S_2) siguiendo una trayectoria metamórfica de descompresión prácticamente isotérmica. Este evento ha sido reconocido en todas las rocas del Alpujárride, obteniéndose un valor de descompresión equivalente a un factor de adelgazamiento β del orden de 3, similar al obtenido por BALANYÁ *et al.* (1993; 1997) para las rocas de la Unidad de Jubrique en las Béticas occidentales.

Para conocer mejor las posibles estructuras resultantes de este aplastamiento en rocas que ocupaban una posición elevada en la pila de unidades alpujárride-maláguide se ha tratado de profundizar en el conocimiento del comportamiento térmico y reológico de esta porción de corteza continental. Para realizar este análisis se compararán dos áreas donde se observan las relaciones estructurales entre los Complejos Alpujárride y Maláguide, actualmente separadas más de 300 km, correspondientes a las Hojas de Álora y de Lorca en las Béticas occidentales y nororientales, respectivamente. En ambas zonas se ha reconocido el carácter extensional de los contactos entre ambos Complejos y entre las unidades diferenciadas y se han observado grandes parecidos litoestratigráficos entre las rocas correspondientes al Complejo Maláguide (MARTÍN-ALGARRA, 1987; ALDAYA *et al.*, 1991; BOOTH REA *et al.*, 2003c; 2004a). Sin embargo, las rocas del Alpujárride han alcanzado condiciones metamórficas distintas, de forma que las unidades alpujárrides que afloran en las Sierras de la Tercia o de Espuña muestran un grado metamórfico menor que las rocas equivalentes presentes en las Béticas occidentales.

Para comprobar si las rocas del Complejo Alpujárride podrían corresponder a una misma unidad como propusieron AZAÑÓN *et al.* (1994) se ha realizado un análisis cuantitativo a partir de sus trayectorias metamórficas, calculando las posibles geotermas existentes durante el climax bárico y al final de la descompresión que dio lugar a la formación de la foliación principal (S_2) para determinar, primero, si estas rocas que muestran distinto grado metamórfico podrían haber pertenecido a una misma sección cortical y segundo, el grado de aplastamiento sin-metamórfico que han sufrido, para poder después calcular el adelgazamiento producido mediante mecanismos de deformación frágiles. Si el metamorfismo se debió a la superposición inicial del Complejo Maláguide sobre el Alpujárride, la evolución térmica de la corteza, posterior a D₁, debió de ser común para ambos complejos y por tanto la geoterma calculada para las rocas de las Unidades Cortada y Jubrique debería de ser válida también para niveles corticales más someros en el Complejo Maláguide.

Para calcular las geotermas se ha utilizado la ecuación siguiente, de Ranalli (1987):

$$T_z = T_o + [(q_o - q_m)h/K] [1 - \exp(-z/h)] + (q_n/K)z$$

En ella, T_z corresponde a la temperatura a una profundidad z determinada, T_o a la temperatura en la superficie terrestre que se ha considerado de 298°K; q_o es el flujo térmico en la superficie terrestre. K es el coeficiente de conductividad térmica, que se ha considerado como 2.5 W/mK, valor medio normal para la corteza terrestre (SCLATER *et al.* 1980) y también para las rocas de las Béticas (FERNÁNDEZ *et al.*, 1998); q_m o flujo de calor reducido es el flujo térmico que procede del manto y h es la profundidad donde la generación de calor radioactiva (F) es igual a $F_o \exp(-1)$ siendo F_o el calor radiactivo generado en la superficie terrestre. El valor de h , correspondiente al espesor de corteza radiogénica, ha ido cambiando a lo largo del tiempo, para el evento D_1 se ha considerado un espesor de corteza radiogénica de 65 km y para el evento D_2 de 20 km. Finalmente para la geoterma D_2 (z) calculada a partir de las condiciones P-T alcanzadas por las granulitas situadas a la base de la Unidad de Jubrique se ha utilizado un espesor de 17 km, profundidad a la cual se equilibraron estas rocas al final de la trayectoria de descompresión.

Las geotermas se han calculado por ensayo-error, utilizando distintos valores del flujo térmico superficial hasta obtener geotermas que alcanzan las condiciones de temperatura adecuadas a las profundidades requeridas por los datos termobarométricos de las Unidades Cortada y Jubrique para el episodio D_1 y para el D_2 . Las presiones se han transformado a profundidades suponiendo una densidad media para las rocas de la corteza (superior) de 2,7 gr/cm³. Las geotermas resultantes han sido representadas en la Figura 6.1.

Para el evento D_1 se ha obtenido una geoterma típica de zonas de subducción, con un flujo térmico de 32 mW/m², algo más bajo que el actual en la Costa Pacífica de Estados Unidos (MORGAN y GUSWOLD, 1989). Para el episodio D_2 en la unidad de tipo A, alpujárride, se obtiene una geoterma propia de áreas extendidas como el Basin y Range en Estados Unidos (MORGAN y GUSWOLD, 1989) o como en zonas del Mar de Alborán actual (POLIYAK *et al.*, 1996), con un flujo térmico de 93 mW/m².

Para las granulitas existentes en la base de la Unidad de Jubrique que al final de la descompresión registran condiciones termobarométricas de 760°C y 4 kbar según ARGLES *et al.* (1999) se obtiene una geoterma más tendida (D_2 (Z6)) con un flujo de calor superficial de 130 mW/m². Las rocas de menor grado de la Unidad de Jubrique no se adaptan a este gradiente tan extremo, lo cual se puede deber a que una vez avanzado el proceso extensional, los mecanismos de transmisión de calor ya no fuesen sólo conductivos sino que se podrían haber formado células convectivas asociadas a un sistema hidrotermal activo a favor de los sistemas de fallas extensionales frágiles. Evidencias de actividad hidrotermal son manifiestas en el sector de Álora donde la roca de falla asociada a algunas de las fallas frágiles, especialmente las más profundas está alterada por procesos hidrotermales. La base de estos sistemas se podría encontrar en la transición entre deformación plástica y frágil.

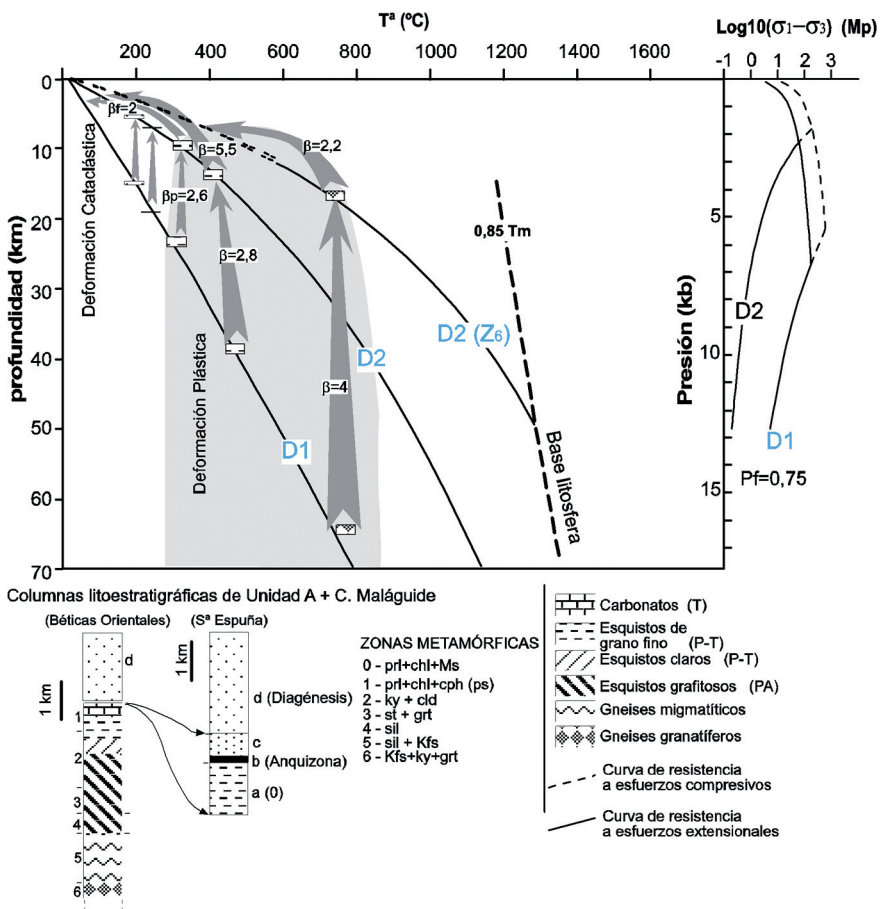


Figura 6.1. Geotermas calculadas para la "corteza superior" Alpujarride-Maláguide durante el evento de engrosamiento cortical D1 y al final del evento extensional D2. Los rectángulos representan el espesor actual de las unidades diferenciadas. Los datos de metamorfismo para la Unidad de Jubrique o de tipo A según AZAÑÓN *et al.* (1994) han sido tomados de ARGLES *et al.* (1999) y de AZAÑÓN y CRESPO-BLANC (2000).



169

(1992); MONIÉ *et al.* (1994); SÁNCHEZ RODRÍGUEZ (1998); SOSSON *et al.* (1998); PLATT y WHITEHOUSE (1999); SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER (2000); PLATT *et al.* (2005) y edades de Fission Track de JOHNSON *et al.* (1997); LONERGAN y JOHNSON (1998); HURFORD *et al.* (1999); SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER (2000)

A partir de las geotermas se han calculado curvas de resistencia a esfuerzos diferenciales para la corteza superior (Figura 6.1). Se ha empleado una presión de fluidos de 0,75 y una velocidad de deformación para el cálculo de la resistencia al flujo plástico de 10^{-15} S^{-1} . Según estos diagramas la transición entre deformación plástica y cataclástica pasó desde 20 a 9 km de profundidad durante la trayectoria entre D1 y D2, aunque debido al carácter isotérmico de la trayectoria esta transición se encontró siempre sobre la Unidad Cortada (Figura 6.1). Para la geoterma (D2 (Z6), Fig. 6.1.) calculada a partir de las condiciones termobarométricas de las granulitas se obtiene una transición entre deformación plástica y cataclástica situada entre 6 y 7 km de profundidad dependiendo fundamentalmente de la presión de fluidos considerada. Esta geoterma intersecta a la curva de $0,85 \times$ la temperatura de inicio de fusión del manto a 50 km de profundidad, lo cual coincide aproximadamente con la profundidad a la que se equilibró el frente de recristalización presente en las Peridotitas de Ronda (1,5 Gpa) según LENOIR *et al.* (2001) el cual podría representar la transición litosfera-astenosfera existente al final de la descompresión isotérmica que afectó a la Unidad de Jubrique, indicando que tras el evento D2 la litosfera tenía un espesor similar al propuesto por TORNÉ *et al.* (2000) para las zonas más adelgazadas del Mar de Alborán actual (Figura 6.2).

Las condiciones termobarométricas alcanzadas por los esquistos de grano fino de Jubrique y Cortada durante los episodios deformacionales D1 y D2 se pueden situar sobre dos geotermas comunes, una para el evento D1 y otra correspondiente al D2. Con lo cual sería posible que ambas unidades se hubiesen encontrado en una misma o próxima vertical durante D2 y posteriormente se hubiesen separado geográficamente mediante cizallamiento simple plástico (BALANYÁ *et al.*, 1997) y frágil posterior. Las condiciones termobarométricas de 240°C y 5 kbar determinadas para la Unidad de Aledo, de las Unidades Maláguides Inferiores, en el área de Lorca también se ajustan a la geoterma establecida para el episodio D1. La base del Maláguide debía de corresponder a esta unidad o a una unidad situada entre ésta y la Unidad Cortada y por tanto este complejo tendría una potencia de aproximadamente 20 km, algo menos que los 30 km propuestos por BALANYÁ *et al.* (1997) y estaba constituido por la repetición de al menos 5 imbricaciones, en gran parte formadas por rocas Permo-Triásicas, aunque localmente se preserva una suela de rocas paelozoicas en todas las imbricaciones del Maláguide (especialmente en Sierra de las Estancias).

Durante el evento extensional D2 no se llegaron a exhumar rocas del Complejo Alpujárride, las cuales se mantuvieron siempre en el campo de las deformaciones plásticas, sin embargo, durante la formación de la foliación principal, por aplastamiento con un factor de adelgazamiento B de 2,5-3, en el Alpujárride, el Complejo Maláguide debería de estar extendiéndose bajo condiciones de deformación cataclástica, por lo que algunas de las fallas normales de bajo ángulo diferenciadas en las Béticas orientales deben de ser coetáneas a la formación de

dicha foliación y por tanto serían, como se discutirá más adelante, fallas del Eoceno Superior-Oligoceno, edades de fission track más antiguas de apatitos de las rocas maláguides incluidas en sedimentos oligocenos del DCA (LONERGAN y JOHNSON, 1998) y periodo durante el cual se produce una importante subsidencia en la cuenca que se encontraba sobre el Complejo Maláguide según MARTÍN MARTÍN (1996).

Esta extensión probablemente tuvo un carácter post-orogénico en el Oligoceno Superior-Aquitaniense, caracterizado por intrusión de diques subalcalinos con una evolución característica de toleitas de arco isla (TURNER *et al.*, 1999; FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, 2002), por la generación de un frente de recristalización en la base de la litosfera continental (LENOIR *et al.*, 2001) y por un posible calentamiento tardío a bajas presiones en las unidades Alpujárrides de tipo A (ARGLES *et al.*, 1999; SOTO y PLATT, 1999; PLATT *et al.*, 2003; BOOTH-REA *et al.*, 2005).

6.3. REORGANIZACIÓN CONTRACTIVA DE LAS UNIDADES DEL DOMINIO CORTICAL DE ALBORÁN (EVENTO D3)

Tras el episodio extensional D2 es necesario un episodio de acortamiento cortical para poder explicar las inversiones que se producen en el grado metamórfico entre las unidades de los Complejos Alpujárride y Nevado-Filábride así como el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda. Los pliegues recumbentes F_3 y el clivaje de crenulación S_3 del Complejo Alpujárride se han relacionado con este episodio contractivo. Estas estructuras contractivas muestran una distribución muy dispar dependiendo de la posición estructural en la pila Alpujárride-Maláguide; de modo que en las Unidades Maláguides y en las alpujárrides de tipo A, que ocupan la posición superior de esta pila prácticamente no se observan este tipo de estructuras. Sin embargo, en las unidades infrayacentes como la Unidad de Ojén o de tipo B estas estructuras son ubicuas. Por ejemplo, la Unidad de Ojén muestra una geometría de sinclinal recumbente vergente hacia el N con núcleo en los mármoles de esta unidad, que se ha relacionado con el emplazamiento intracortical de las Peridotitas de Ronda que se encuentran sobre él (BALANYÁ *et al.*, 1997 y 1998, SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997 y TUBÍA *et al.*, 1997).

Según SÁNCHEZ GÓMEZ (1997) la Unidad de Ojén registra un incremento de presión y de temperatura de 2-3 kbar y 200°C en relación con este evento. La naturaleza contractiva de este evento ha sido muy discutida, ya que generalmente no se ha observado un aumento de presión y temperatura relacionado con él, y diversos autores han argumentado que los pliegues asociados se podrían haber producido en un contexto extensional (OROZCO *et al.*, 1998; PLATT *et al.*, 1998; PLATT, 1998; OROZCO *et al.*, 2004) por cizallamiento simple de marcadores previos inclinados siguiendo un modelo como el propuesto por FROITZHEIM (1992) en los Alpes. Sin embargo, las condiciones termobarométricas bajo las cuales se desarrollaron los pliegues en el Complejo Alpujárride eran todavía metamórficas (450°C y aproximadamente 2 kbar en los esquistos grafitosos con granate, AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005) mientras que las fallas normales con trans-

porte hacia el N que supuestamente habrían generado los pliegues (según OROZCO *et al.*, 1998 y 2004) se formaron bajo condiciones frágiles y sin crecimiento mineral. Además, la presencia de unidades tectónicas más metamórficas sobre otras menos metamórficas y las inversiones en el grado metamórfico ligadas a pliegues recumbentes son un rasgo general en las Béticas tanto en el Complejo Alpujárride como en el Nevado-Filábride; en este último las superposiciones son del orden de la centena de km, (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, 1986a; PLATT y BEHRMANN, 1986; GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988 a, b; DE JONG, 1991, 1993a y b y DE JONG *et al.*, 1992; AZAÑÓN *et al.*, 1996; AZAÑÓN y ALONSO CHÁVEZ, 1996; AZAÑÓN *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1997; BALANYÁ *et al.*, 1998; AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH REA *et al.*, 2003a; 2005; AUGIER *et al.*, en prensa) y parece imposible atribuirlos a un proceso tectónico que no fuese contractivo.

La vergencia y el transporte tectónico asociado a este episodio contractivo muestran siempre una componente N en el Complejo Alpujárride, en las coordenadas geográficas actuales. Sin embargo, las zonas de cizalla plásticas situadas entre unidades del Complejo Nevado-Filábride muestran cizallamiento de componente ONO (e.g. GARCÍA-DUEÑAS *et al.*, 1988a; DE JONG, 1992; GONZÁLEZ CASADO *et al.*, 1995). La práctica ausencia de metamorfismo progrado asociado a este evento se ha explicado de diversos modos, primero debido a la extrema delgadez de las láminas de corteza cabalgantes tras el episodio de aplastamiento previo; segundo, a que en algunos casos la superposición de unidades más calientes sobre otras más frías produciría un enfriamiento de las unidades más calientes si posteriormente no se dieran las condiciones para reestablecer el equilibrio térmico (p.e. por extensión sinorogénica en niveles estructurales más someros); y tercero a la posibilidad de que estas unidades hubiesen formado durante este evento un dúplex con los horsts buzando hacia el retropaís, de forma que sobre una misma vertical no se encontraban todas las unidades superpuestas. En el caso de un "hinterland dipping" duplex la extensión Miocena posterior habría aumentado el grado de superposición de las unidades alpujárrides. Sólo en las unidades donde se produjo una inversión dúctil de las isogradas metamórficas junto con una superposición mayor de corteza (incluyendo las peridotitas de Ronda) se pudo producir un aumento del grado metamórfico como en la Unidad de Ojén o de tipo B (SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997).

Para este evento se han propuesto diversidad de edades desde Eoceno Superior-Oligoceno Inferior, AZAÑÓN *et al.* (1997) hasta Mioceno Inferior (AZAÑÓN y CRESPO-BLANC, 2000; BOOTH-REA *et al.*, 2005). El enfriamiento producido en relación con la subducción de unidades Alpujárrides más frías bajo otras más calientes en relación con este episodio debió de producir el cierre isotópico en las rocas Alpujárrides. Las edades radiométricas obtenidas en rocas del Complejo Alpujárride indican que el cierre del sistema isotópico en micas se produjo entre 24 y 19 Ma (PRIEM *et al.*, 1979; MONIÉ *et al.*, 1991 a y b; 1994; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, 1998; SOSSON *et al.*, 1998; PLATT y WHITEHOUSE, 1999; SÁNCHEZ RODRÍGUEZ y GEBAUER, 2000; PLATT *et al.*, 2003). Por tanto, los cabalgamientos tardimetamórficos se debieron de producir durante o con posterioridad a esta edad.

6.3.1. Formación del Arco de Gibraltar y rifting del dominio cortical de Alborán en el retroarco (evento D4)

El evento D3 coincide en el tiempo con el inicio de la formación del Arco de Gibraltar durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (BOULLIN *et al.*, 1986; BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1987 y 1988; GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992; CRESPO-BLANC y CAMPOS, 2001). El frente de este arco migró hacia el oeste, cabalgando primero sobre las Unidades de la Dorsal en el Oligoceno Superior y posteriormente sobre unidades Predorsalianas y las unidades de los Flyschs durante el Mioceno Inferior (BOUILLIN *et al.*, 1986), consumiendo un área constituida por corteza muy adelgazada o incluso oceánica al oeste (DURAND DELGA *et al.*, 2000) y colisionando con el Margen Sudibérico y Magrebí al N y al S respectivamente. Esta coincidencia entre la edad de formación del Arco de Gibraltar y la edad de los cabalgamientos tardimetamórficos en el Dominio de Alborán sugiere que dichos cabalgamientos representaban el área de “thick skinned tectonics” del prisma de acreción del Arco de Gibraltar. De este modo el Dominio de Alborán actuaría como contrafuerte, necesario para la propagación de los cabalgamientos en el Dominio Subbético durante el Mioceno Inferior.

Parte del Dominio Sudibérico subdujo bajo el edificio contractivo del DCA desarrollando metamorfismo en facies de Prehnita-Pumpellita (3-4 kbar y aproximadamente 300 °C, como muestran los afloramientos de metabasitas incluidas en rocas subbéticas en Antequera (MORATA CÉSPEDES, 1993 y AGUIRRE *et al.*, 1995) o en la Unidad de Almagro en las Béticas orientales (SÁNCHEZ VIZCAINO *et al.* (1991). La subducción del Dominio Sudibérico bajo el DCA debió de ocurrir entre el Aquitaniense y el Burdigaliense Inferior, edad de formación de abundantes olistostromas en el Subbético (COMAS, 1978 y DE SMET, 1984). Se puede obtener una estimación tentativa del grosor de este edificio orogénico durante el Mioceno Inferior sumando al espesor actual de corteza, que según MEDIALDEA *et al.* (1986) y BANDA y ANSORGE (1980) es de 25-30 km en los afloramientos de Subbético metamorfozido, la potencia de corteza equivalente al valor de presión alcanzado por estas rocas, obteniéndose una corteza continental de 40-45 km.

Durante el Burdigaliense Superior se generan cabalgamientos retrovergentes hacia la parte interna del arco, en las Béticas orientales rocas del subbético cabalgan hacia el SE sobre sedimentos que cubren al DCA (LONERGAN *et al.*, 1994) y en las Béticas occidentales retrocabalgan unidades de la Predorsal, que entran en forma de olistolitos en la cuenca de Alborán dando lugar al Complejo de Alozaina (BALANYÁ y GARCÍA DUEÑAS, 1986) en áreas actualmente emergidas o a la Unidad VI de COMAS *et al.* (1992) en el Mar de Alborán. Concomitantemente a la migración hacia el oeste del Arco de Gibraltar se inició la formación en el interior del arco de las cuencas Ligur y Sardo-Balear (REHAULT *et al.*, 1985) cuyo basamento está constituido por corteza oceánica (GALDEANO y ROSSIGNOL, 1977), según REHAULT *et al.* (1985) de edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y del Mar de Alborán cuyo basamento está formado por el DCA adelgazado y rocas volcánicas neógenas. En el caso de la corteza en la transición entre las cuencas de Alborán y Surbaleares, ésta habría continuado extendiéndose durante el Neógeno Superior, como se observa en el perfil ESCI Alb 2 (BOOTH REA, 2004).

El rifting mioceno del DCA, denominado evento D4 por BALANYÁ *et al.* (1997) ha configurado los contactos actuales entre las Unidades del DCA, que frecuentemente constituyen unidades extensionales. Esta extensión ha sido estudiada profusamente, especialmente en las Béticas Centrales, en el entorno de Sierra Nevada (GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1986; GALINDO-ZALDÍVAR *et al.*, 1989; GARCÍA-DUEÑAS y BALANYÁ, 1991; GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992; JABALOY *et al.*, 1993; CRESPO-BLANC *et al.*, 1994; CRESPO-BLANC, 1995; LONERGAN y PLATT, 1995; GONZÁLEZ-LODEIRO *et al.*, 1996; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ *et al.*, 2002; 2004), en las Béticas orientales en Sierra Alhamilla (MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZANÓN, 1997), en la Hoja de Lorca (ALDAYA *et al.*, 1991; LONERGAN y PLATT, 1995; BOOTH-REA *et al.* 2002a, 2004a) y en el Mar de Alborán (COMAS *et al.*, 1992, GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992, COMAS *et al.*, 1993; PLATT *et al.*, 1996; PLATT y SOTO, 1998; SOTO y PLATT, 1999 y COMAS *et al.*, 1999). Estos autores han diferenciado dos sistemas extensionales principales; el más antiguo con transporte de componente N-S, activo en el Mioceno Inferior-Medio, y el más reciente con transporte de dirección NE-SO activo en el Mioceno Medio-Superior. La interferencia entre dos sistemas extensionales con transporte ortogonal ha producido una geometría de megatableta de chocolate en el basamento del DCA. Estructura que ha sido descrita en las Béticas Centrales (GARCÍA DUEÑAS *et al.*, 1992), en el borde N de Sierra Nevada (CRESPO-BLANC, 1995), en las Béticas Occidentales (SÁNCHEZ GÓMEZ, 1997) y en las Béticas Orientales en Sierra Espuña (BOOTH-REA *et al.*, 2004a).

La coincidencia en el tiempo de procesos contractivos como los cabalgamientos D3 junto con actividad extensional en el Dominio de Alborán se podría explicar si una parte de la extensión fuese de carácter sin-orogénico afectando sólo a la parte superior de la cuña orogénica (Complejo Maláguide y parte superior del Alpujárride) donde el aumento de energía potencial durante la colisión habría favorecido la disminución local del esfuerzo horizontal compresivo (PLATT, 1986). Que parte de la extensión hubiese sido sinorogénica explicaría la discrepancia existente entre la cantidad de extensión observada en las rocas alpujárrides (con un B de 20 en Sierra de la Tercia por ejemplo; BOOTH-REA *et al.*, 2005) y el espesor actual de 30-40 km, normal, que muestra la corteza en las Béticas orientales (MÉZCUA y MARTÍN SOLARES, 1983). Ya que la corteza se habría estado engrosando en niveles profundos coetáneamente a su extensión en niveles superficiales.

6.4. PLEGAMIENTO TORTONIENSE DE LA CUENCA DE ALBORÁN

La tendencia extensional manifiesta durante el Mioceno Inferior y Medio se vio interrumpida por un pulso contractivo, que dio lugar al inicio de la formación de grandes pliegues abiertos de orientación E-O y NE-SO en las Béticas. Este pulso contractivo se manifiesta en la cobertera sedimentaria del Mar de Alborán "Mioceno" como una discordancia angular erosiva, definida como discordancia intratortoniense por ESTÉVEZ *et al.* (1982) en áreas emergidas y como discordancia R de COMAS *et al.* (1992) y COMAS *et al.* (1999) en el Mar de Alborán; entre sedimentos del Tortoniense Inferior, en el interior de los depocentros sedimentarios donde se conserva la columna estratigráfica más completa, y entre sedimentos del Tortoniense Superior y sedimentos del Tortoniense Inferior o del Mioceno Medio en áreas marginales de los

depocentros actualmente emergidos y en amplios sectores del Mar de Alborán (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1999). Este episodio contractivo produjo la emersión de amplias zonas de las Béticas y por tanto contribuyó a un importante desmantelamiento y levantamiento de rocas situadas en las posiciones estructurales más profundas del Dominio de Alborán, correspondientes al Complejo Nevado-Filábride y a la Unidad de Almagro. Estas rocas afloran en el núcleo de los pliegues, como es el caso de Sierra Nevada, la Sierra de Almagro o anticlinales actualmente hundidos y cortados por la actividad posterior de fallas de salto en dirección como el inferido bajo la Depresión del Guadalentín, en la Hoja de Lorca.

6.5. EXTENSIÓN DURANTE EL NEÓGENO SUPERIOR

Aunque recientemente en las publicaciones relativas a la evolución tectónica de las Béticas y del Mar de Alborán se considera que a partir del Tortoniense se reinicia la tectónica contractiva que prosigue hasta nuestros días, por ejemplo MARTÍNEZ-MARTÍNEZ y AZAÑÓN, 1997; COMAS *et al.* (1999) y AZAÑÓN y CRESPO-BLANC (2000) se observa que durante el Tortoniense Superior hay un aumento de la subsidencia (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ *et al.*, 1999) y que hay una actividad extensional que no es compatible con un contexto contractivo de dirección N-S o NO-SE, por ejemplo LONERGAN y SCHREIBER (1993) y BOOTH REA y AZAÑÓN (2003). Además es un periodo de gran actividad volcánica tanto en áreas emergidas como en el Mar de Alborán, que se ha relacionado con un contexto extensional (TURNER *et al.*, 1999). En la Cuenca Surbalear parece que los sedimentos más antiguos que se encuentran sobre la corteza oceánica son de edad Tortoniense y están afectados por fallas normales de crecimiento también de esta edad, por lo que durante este periodo se pudo haber formado parte de la corteza oceánica que constituye el basamento de esta cuenca. Por estos motivos se ha considerado a este periodo del Tortoniense Superior como un momento donde dominan fundamentalmente procesos extensionales. En áreas como la Cuenca de Lorca se ha calculado un factor de alargamiento en relación con este evento extensional de 1,2. Aunque no supone un alargamiento considerable, las fallas activas durante este periodo son importantes a la hora de configurar los rasgos geomorfológicos actuales. En este sentido las fallas de este evento con transporte hacia el SO acentúan muchos de los cierres perianticlinales previos o generan nuevos cierres al cortar y bascular a los pliegues como en el cierre perianticlinal oriental de Sierra de la Tercia cerca de la localidad de Aledo.

6.6. FALLAS DE SALTO EN DIRECCIÓN Y TECTÓNICA MESSINIENSE-CUATERNARIA

A partir del Tortoniense terminal-Messiniense basal se comienza a registrar un nuevo pulso contractivo que se manifiesta fundamentalmente como un apretamiento de los pliegues iniciados durante el Tortoniense Inferior, como discordancias angulares progresivas en el seno de sedimentos de esta edad y especialmente como un periodo de gran actividad de fallas de salto en dirección. Esta tectónica es especialmente manifiesta en el extremo suroriental de las Béticas en áreas próximas a la Depresión de Vera y más al N, en la Depresión del Guadalentín produciéndose el levantamiento de Sierra Alhamilla (WEIJERMARS *et al.*, 1985),

de Sierra Cabrera (BARRAGÁN, 1997; BOOTH REA *et al.*, 2004b), de áreas actualmente hundidas bajo la Depresión del Guadalentín (DE LAROUZIERE y OTT D'ESTEVOU, 1990), de la Sierra de Filabres (GUERRA MERCHÁN, 1992) y apretamiento del pliegue de Sierra de la Tercia. En otras áreas de las Béticas también se registra este periodo de acortamiento, por ejemplo provoca la continentalización definitiva de las Cuencas de Granada y Guadix-Baza (FERNÁNDEZ *et al.*, 1996).

Durante el Plioceno-Cuaternario las fallas de salto en dirección cortan a los pliegues y producen un cambio en la posición y orientación de los depocentros sedimentarios, que pasan a ser de orientación NE-SO subparalelos a la dirección de las fallas de salto en dirección, normalmente con los máximos espesores de sedimentos localizados cerca de la traza de las fallas, por ejemplo en las zonas de falla de Palomares y de Alhama de Murcia. En relación con la Falla de Alhama de Murcia se produce un levantamiento importante de su bloque N y subsidencia con acumulación de sedimentos Plio-cuaternarios en la Depresión del Guadalentín (SILVA, 1994, MARTÍNEZ DÍAZ, 1998; SILVA *et al.*, 1997). En general se observan estructuras formadas en relación con dos tensores de paleoesfuerzos transpresivos distintos, con el eje mayor subhorizontal de orientación N-S y NO-SE.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Son escasos los indicios mineros existentes en el ámbito de esta Hoja, tanto en lo que se refiere a minerales metálicos, no metálicos, energéticos y rocas industriales. Aunque hubo importantes explotaciones de azufre en la formación de diatomitas messinienses. Los pocos indicios encontrados tienen una distribución espacial según dos zonas diferenciadas: por un lado en los afloramientos de rocas metamórficas en las sierras de las Estancias y Sierra de la Tercia, se encuentran los pocos indicios de menas metálicas; mientras que en el relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca hay depósitos de azufre, cherts, yeso y de otras rocas de uso industrial (arcillas, calizas, gravas, etc.)

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

7.1.1.1. Mina del Saltador (Sr-(Pb-F-Cu))

Esta mina se encuentra al E del Cortijo Saltador en la Sierra de las Estancias (UTM: 606,70-4170,10). Las mineralizaciones se encuentran en una zona de cizalla dúctil-frágil en el contacto entre filitas alpujárrides a techo y cuarcitas, carbonatos, yesos y rocas básicas infrayacentes. La mineralización se encuentra en la propia roca de falla mostrando una geometría irregular con cuerpos lenticulares o de carácter filoniano, rellenando fracturas. La mineralogía está constituida por galena, escalerita, fluorita, calcopirita, pirita, tetraedrita, calcosina, covellina,

malaquita, azurita, cerusita, eritrina, annabergita, tenantita, enargita, farmacosiderita, clino-clasa, lavendulanita, cuarzo, calcita, celestina, estroncianita, jarosita, dolomita, moscovita, montmorillonita y yeso. La mina se explotó a cielo abierto para extraer minerales de Sr (celestina y estroncianita). El origen de la mineralización parece estar relacionado con la circulación de fluidos favorecida por la actividad tectónica de la zona de falla.

7.1.1.2. *Mina de Peña Rubia (Pb-Fe)*

Al igual que en el caso anterior la mineralización se encuentra diseminada en brechas y cataclasitas de falla. Aunque en este caso la falla es de orden menor y corta a las dolomías triásicas de la Unidad del Morrón Largo que afloran en el cerro de la Peña Rubia (UTM: 610,45-4170,10). La zona de falla asociada muestra un espesor de aproximadamente 2 m. Las estrías preservadas en el contacto entre la mineralización y las dolomías encajantes indican transporte hacia el SO. La mineralización está constituida por galena, cerusita, goetita, hematites y limonita.

7.1.1.3. *Mina El Moro (Pb-Fe) y Mina San Gabriel (Pb-Cu-Fe)*

Las dos minas se encuentran en la misma área; la Mina El Moro (UTM: 624,10-4179,10) explotaba una mineralización de cerusita, galena, limonita y probablemente smithsonita, situada a la base de dolomías brechificadas de la Unidad del Morrón Largo en el extremo oriental de la Sierra de la Tercia. La mina de San Gabriel (UTM: 624,95-4179,35) situada un poco más al NE explotaba tanto las dolomías brechificadas como las cuarcitas y pelitas permotriásicas. La mineralización filoniana está constituida por venillas de unos 2 cm de espesor de azurita, malaquita, pirita, galena, hematites y calcita.

7.1.1.4. *Rambla de Yechar (F-(Pb))*

En la Rambla de Yechar (UTM: 627,55-4183,70) se han encontrado indicios de fluorita y galena en venas milimétricas rellenando fracturas en calcoesquistos y dolomías del complejo Alpujárride.

7.1.1.5. *Rambla Roja (Cu-Mn-Fe)*

Se han identificado varios afloramientos con mineralizaciones de Cu y Mn (malaquita, azurita, óxidos de Fe y Mn y calcopirita) en grauvacas, conglomerados y pizarras del complejo Maláguide. Las mineralizaciones de Cu (UTM: 603,20-4174,50) se encuentran impregnando a grauvacas mientras que los óxidos de Fe y Mn (UTM: 603,35-4174,60) se encuentran en un paquete de lilitas de unos 8 m de potencia con cuatro de ellos ricos en Mn. Ambas mineralizaciones muestran una geometría estratiforme buzante 40-50° hacia el NNE.

7.1.1.6. *Coto Felicidad (S)*

La principal explotación minera en la Hoja de Lorca consistió en una serie de minas de azufre nativo que se encuentran en distintos puntos de la Serrata de Lorca. El azufre se encuentra en niveles de margas y arcillas bituminosas en el seno de la Formación de diatomitas del Messiniense (USD V). La mineralogía está formada por azufre nativo, yeso, anhidrita, calcita e hidrocarburos. En el área de la Serrata hay abundantes minas de interior que explotaban el azufre: Mina Clemencia (UTM: 612,40-4173,10), Mina San Esteban (612,90-4174,50), Mina Santa Cruz (613,70-4175,70), Mina Na Sa Desamparados (615,00-4176,70), Mina Julio César (616,50-4178,00) y otras muchas pequeñas. Los estratos con azufre buzan aproximadamente 10-15° hacia el NO en toda el área de la Serrata. Hacia el núcleo de la cuenca estos niveles se intercalan con niveles de evaporitas (halita, yeso, anhidrita). El azufre se encuentra como lentejones, bolsadas irregulares, nódulos y capas.

MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS							
INDICIO Nº	COORDENADAS		SUST.	Provincia/Término Municipal	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	Observaciones
	X	Y					
1	606700	4170100	Sr (Pb-F-Cu)	Lorca	Celestina, estroncianita, jarosita, galena, esfalerita, fluorita, calcopirita, pirita, tetraedrita, calcosina, covellina, malaquita, azurita, cerusita.	Lentejonar (filoniana irregular)	Mina El Saltador
2	610450	4170100	Pb	Lorca	Galena, esfalerita, goetita, hematites, cerusita.	Estratiforme	Peña Rubia
3	624100	4179100	Pb	Totana	Cerusita, galena, limonita.	Estratiforme	Mina el Moro
4	624950	4179350	Cu-Pb	Totana	Azurita, malaquita, pirita, galena, hematites.	Estratiforme	Mina San Gabriel
5	627550	4183700	Fe-(Pb)	Totana	Fluorita, galena	Estratiforme	Rambla de Yechar
6	603200	4174500	Cu	Lorca	Malaquita, azurita, OFe, calcopirita.	Estratiforme	Rambla Roja
7	603350	4174600	Mn	Lorca	Oxidos de Fe y Mn.	Estratiforme/lentejonar	Rambla Roja
8	612400	4173100	S	Lorca	Azufre nativo.Yeso/anhidrita, calcita, hidrocarburos	Estratiforme/lentejonar	Mina Clemencia
9	612900	4174500	S	Lorca	Azufre nativo.Yeso/anhidrita, calcita, hidrocarburos	Estratiforme/lentejonar	Mina San Esteban
10	613700	4175700	S	Lorca	Azufre nativo.Yeso/anhidrita, calcita, hidrocarburos	Estratiforme/lentejonar	Mina Santa Cruz
11	615000	4176700	S	Lorca	Azufre nativo.Yeso/anhidrita, calcita, hidrocarburos	Estratiforme/lentejonar	Mina Nº 5ª Desamparados
12	616500	4178000	S	Lorca	Azufre nativo.Yeso/anhidrita, calcita, hidrocarburos	Estratiforme/lentejonar	Mina Julio Cesar

Cuadro 7.1

MINERALES ENERGÉTICOS Y ROCAS INDUSTRIALES					
INDICIO Nº	COORDENADAS		SUSTANCIA	Provincia/ Término Municipal	Observ.
	X	Y			
12	607350	4187800	Clz	Lorca	
13	601900	4175700	Arc	Lorca	
14	614700	4184750	Arc	Lorca	
15	610000	4177500	Ari	Lorca	
16	613000	4178100	Ari	Lorca	
17	609000	4179650	Ari	Lorca	
18	611900	4171600	Ari	Lorca	
19	614600	4174200	Ari	Lorca	
20	628500	4178500	Ari	Lorca	
21	622850	4175800	Ari	Lorca	
22	623500	4172100	Ari	Lorca	
23	605000	4187000	Clz	Lorca	Travertino
24	615250	4176700	Dia	Lorca	Diatomita

Cuadro 7.2

7.1.2. Minerales energéticos

Hay indicios de arcillas bituminosas en la formación diatomítica messiniense. Especialmente abundantes en el núcleo de la cuenca dónde han sido cortadas por un sondeo.

7.1.3. Rocas industriales

Los recursos de productos de cantera, en gran parte del área comprendida en esta Hoja, han tenido aprovechamiento como materiales de construcción en algún caso. Cabe destacar el aprovechamiento de calizas para la fabricación de cementos, arcillas para cerámicas y gravas y conglomerados para balastro. Además hay otras litologías explotables (arenas, yesos, etc). Los principales ejemplos de explotaciones industriales se detallan a continuación.

7.1.3.1. *La Cantera*

La mayor explotación industrial de la Hoja de Lorca se encuentra en su extremo N (UTM: 607,35-4187,80) en el área denominada La Cantera. En ella se explotan calizas paleógenas (eoceno-oligocenas) del Subbético que buzan fuertemente (desde invertidas hasta 45° hacia el SE) definiendo el flanco N de un gran sinclinal. Las calizas se transportan hasta la fábrica de cemento que se encuentra a la salida de Lorca hacia Caravaca. Las calizas afloran en bancos turbidíticos de espesor variable entre 20 cm y métricos, alternantes localmente con margocalizas.

7.1.3.2. *Canteras de arcillas*

Las principales canteras para la explotación de arcillas se encuentran en el extremo centrooccidental de la Hoja de Lorca, en el entorno de la carretera de Lorca a la Parroquia (UTM: 601,90-4175,70). Estas canteras explotan arcillas rojas de la formación permotriásica del Maláguide Superior y también arcillas del Paleógeno Maláguide. Actualmente dichas canteras se encuentran en desuso. En estas canteras probablemente se explotaron también yesos presentes en el contacto entre las arcillas rojas y las facies carbonatadas triásicas del Complejo Maláguide. Actualmente, se explota una cantera de arcillas rojas en el interior de la Cuenca de Lorca inmediatamente al E de la localidad de Zúñiga y la Juncosa (UTM: 614,70-4184,75). Estas facies arcillosas se depositaron en llanuras de inundación en zonas distales de los abanicos aluviales messinienses que se encontraban en el borde occidental de Sierra Espuña y se encuentran también al oeste de Nonihay, en el Llano de las Bojas (UTM: 622,80-4182,85).

7.1.3.3. *Canteras de gravas y arenas*

Hay multitud de canteras para la obtención de gravas y arenas en la Hoja de Lorca. Seguidamente se mencionarán las localidades y las formaciones más usadas para la obtención de gravas y arenas.

En áreas centrales de la Hoja de Lorca, dentro de la Cuenca de Lorca, se explotan fundamentalmente los conglomerados del Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior de cantos del Subbético que coronan los relieves de la Pinosa-Los Miguelones (UTM: 610,00-4177,50) o de la Cañada de Salvador (UTM: 613,00-41781,00). Actualmente hay canteras activas que explotan areniscas y conglomerados de la formación messiniense preevaporítica (USD V) en los Cortijos del Collado (UTM: 609,00-4179,65). En áreas centrales de la Hoja de Lorca hay también una gran cantidad de pequeñas explotaciones efímeras de gravas y arenas que aprovechan las terrazas del pleistoceno medio y superior de varias ramblas. Éstas son especialmente abundantes allí donde el área fuente de las terrazas incluye conglomerados miocenos o pliocenos como es el caso en las Ramblas de los Peñones o de los Miguelones en la parte occidental de la Hoja de Lorca. En algún caso se explotan pequeños abanicos aluviales activos como el abanico de la Pregonera al oeste de Lorca en la carretera MU-701 (UTM: 611,90-4171,60). Cerca de Lorca se explotan las terrazas del Pleistoceno Medio y Superior de Rambla Salada situada al N de la localidad (Cantera de la Venta del Rolo, UTM: 614,60-4174,20).

En la zona suroccidental de la Hoja de Lorca las formaciones más usadas para la obtención de gravas y arenas corresponden a zonas apicales de los abanicos del Pleistoceno Medio y Superior que vertieron a la Cuenca del Guadalentín. Las canteras principales en estas formaciones se encuentran en el abanico formado en la desembocadura de la Rambla de Lébor en el área de la Casa del Pozo (UTM: 628,50-4178,50). También hay algunas canteras en abanicos de la misma edad en el carril que une La Hoya con la Ermita de la Virgen de la Salud al N (UTM: 622,85-4175,80). A lo largo del cauce del Río Guadalentín hay varias explotaciones que aprovechan terrazas del Pleistoceno Superior del río (por ejemplo, UTM: 623,50-4172,10).

7.1.3.4. *Travertinos*

Hay importantes depósitos de travertinos muy cementados inexplorados en el extremo septentrional de la Hoja de Lorca coronando la sucesión sedimentaria Pliocena en el Llano de las Molatas y la Loma de Lastón (UTM: 605,00-4187,00).

7.1.3.5. *Diatomitas*

En el ámbito del Coto Felicidad, se explotan los niveles de margas diatomíticas de la Serrata de Lorca (615250; 4176900). La diatomita o barro de diatomeas es un sedimento con alta proporción de esqueletos de diatomeas, organismos que se desarrollan en aguas ricas en sílice, la cual fijan. Esta anómala concentración en sílice en las aguas de la cuenca del Mioceno terminal se ha relacionado con el volcanismo coetáneo.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características climáticas e hidrológicas

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

Dentro de la cuenca existe una gran diversidad orográfica y climática que origina numerosos ambientes hidrológicos diferentes entre sí, con grandes contrastes climáticos, frecuentes sequías, episodios de lluvias torrenciales y abundantes inundaciones. Presenta un carácter semiárido con precipitaciones medias anuales que oscilan entre 200 mm en Águilas y 1.000 mm en la cabecera del Segura y del río Madera. La precipitación media anual de toda la cuenca es de unos 400 mm, la más baja de todas las grandes cuencas peninsulares, aunque en años secos ésta puede descender por debajo de 100 mm en algunos sectores del sureste.

Las temperaturas medias anuales varían entre 18°C en el Campo de Cartagena y Vegas Media y Baja del Segura y 10°C, o incluso menos, en la cabecera del río Segura.

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

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

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

Las características climáticas en la Hoja de Lorca, según la clasificación de Köppen, serían las correspondientes al clima estepario seco, próximo al desértico (Geiger, 1970; López Gómez, 1987). Las temperaturas medias anuales en torno a 17°C, junto con la escasez de lluvias, en general inferiores a 300 mm/año, y las tasas de evapotranspiración de 850-900 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 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 Sarriá, 2002). Así, después de las altas tasas de evaporación registradas durante el verano, se produce un rápido desarrollo de nubes en la vertical (casi centradas en una zona concreta) dando lugar a lluvias torrenciales de gran intensidad horaria, que constituyen un gran porcentaje del total de las precipitaciones anuales (Castillo Requena, 1982).

El ámbito territorial de esta Hoja está dominado, desde el punto de vista fluvial, por un solo río principal, el Guadalentín. El resto de cauces son ramblas efímeras, afluentes de dicho río, de respuesta hidrológica muy irregular y condicionada directamente por los aguaceros sobre sus cuencas vertientes. En el apartado 3.1 (Fisiografía) se describen con detalle los aspectos esenciales de la red fluvial de esta Hoja.

7.2.2. Características hidrogeológicas

La cuenca del Segura se encuentra enclavada en su totalidad dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, y en ellas se distinguen dos grandes zonas en las que, a su vez, se encuentran comprendidas las tres unidades geológicas definidas por Fallot: Zonas Internas, correspondientes a la Unidad Bética s.s. y Zonas Externas, correspondientes a las Unidades Subbética y Prebética.

Complementariamente a estas dos grandes zonas geológicas, existen abundantes depósitos de materiales post-orogénicos que se distribuyen como recubrimientos de las grandes unida-

des mencionadas. Estos materiales post-orogénicos adquieren gran desarrollo en extensión y potencia en algunas depresiones postectónicas costeras y/o intramontañosas, como el Campo de Cartagena, Valle de Guadalentín-Segura, Lorca, etc.

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

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

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

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

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

Los recursos hídricos renovables propios de la cuenca son de aproximadamente 950-1.000 hm³/año, de los cuales, el 60% corresponden a escorrentía subterránea. Estos recursos son totalmente insuficientes para atender las necesidades de la cuenca, estimadas en 1.960 hm³/año, por lo que fue necesario realizar el trasvase Tajo-Segura. La 1ª fase de esta obra entró en funcionamiento en 1978 y aunque está diseñada para poder trasvasar 600 hm³/año, sus aportaciones anuales han sido muy variables y en pocas ocasiones han superado los 400 hm³/año. De acuerdo con el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), en una

situación hidrológica media y contando con los 600 hm³/año procedentes de la primera fase del trasvase Tajo-Segura, el déficit actual es de 460 hm³/año. Del total del déficit, 250 hm³/año corresponden a sobreexplotación de acuíferos y el resto a insatisfacción de las demandas. Este déficit hídrico de la cuenca se ve notablemente incrementado en situaciones de sequía, pues a los escasos recursos que se generan en dichas condiciones hay que añadir la normal disminución de excedentes en la cabecera del Tajo, con la consiguiente reducción del volumen trasvasado.

La principal demanda de agua corresponde a la agricultura de regadío, destacando las Vegas del Segura, el Valle del Guadalentín, la cuenca de Mula-Fortuna-Alcantarilla-Alhama, el Campo de Cartagena y la zona de Mazarrón-Aguilas. En la actualidad, también es importante el incremento de la demanda de agua como consecuencia del desarrollo urbanístico y turístico.

Son numerosos los puntos de agua existentes en el ámbito de esta Hoja, especialmente los que se encuentran relacionados con los pozos mineros del sector SE. En el Cuadro 7.3. se recogen una selección de los puntos que se han considerado más representativos.

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COOR X UTM	COOR Y UTM	COTA	NOMBRE MUN	DES_NAT	PROF
2538	1	0001	30	604134	4182634	82	LORCA	MANANTIAL	
2538	2	0001	30	609875	4182975	60	LORCA	POZO-SONDEO	80
2538	2	0003	30	612430	4184520	00	LORCA	SONDEO	05
2538	2	0006	30	613490	4185030	580	LORCA	SONDEO	16
2538	3	0001	30	619410	4187730	724	TOTANA	SONDEO	250
2538	3	0002	30	619770	4180750	628	ALEDO	MANANTIAL	
2538	3	0006	30	619080	4187680	714	TOTANA	SONDEO	250
2538	3	0008	30	619470	4187910	738	TOTANA	SONDEO	226
2538	3	0015	30	619440	4180400	648	ALEDO	SONDEO	30
2538	3	0019	30	617740	4185370	600	TOTANA	SONDEO	20
2538	4	0002	30	629257	4183433	340	TOTANA	SONDEO	217
2538	4	0006	30	629100	4183805	379	TOTANA	SONDEO	330
2538	4	0008	30	629097	4183485	356	TOTANA	SONDEO	200
2538	4	0015	30	626120	4184370	578	ALEDO	POZO	78
2538	4	0016	30	623560	4181960	500	ALEDO	SONDEO	204
2538	4	0017	30	623830	4181980	495	ALEDO	SONDEO	200
2538	4	0018	30	623820	4182080	500	ALEDO	SONDEO	202
2538	4	0019	30	624750	4187590	730	TOTANA	GALERIA	10
2538	4	0025	30	624000	4184610	593	ALEDO	SONDEO	101
2538	4	0034	30	624750	4183840	530	ALEDO	GALERIA	
2538	4	0036	30	623680	4184000	575	ALEDO	SONDEO	112
2538	4	0041	30	623510	4188700	748	TOTANA	SONDEO	30
2538	4	0043	30	623950	4185400	610	ALEDO	SONDEO	237
2538	4	0045	30	623370	4185180	610	ALEDO	SONDEO	208
2538	4	0046	30	623170	4185630	625	ALEDO	SONDEO	230
2538	4	0047	30	624630	4187180	706	TOTANA	SONDEO	240
2538	4	0050	30	623720	4182730	535	ALEDO	MANANTIAL	
2538	4	0051	30	623722	4183600	550	ALEDO	MANANTIAL	
2538	4	0053	30	623850	4182320	525	ALEDO	MANANTIAL	
2538	4	0055	30	625620	4183990	600	ALEDO	GALERIA	
2538	4	0064	30	623600	4188430	800	TOTANA	MANANTIAL	
2538	4	0067	30	624760	4186180	652	ALEDO	GALERIA	
2538	4	0070	30	627050	4185020	600	TOTANA	MANANTIAL	
2538	4	0071	30	625000	4186610	675	TOTANA	SONDEO	65
2538	4	0072	30	624730	4186450	670	ALEDO	POZO-SONDEO	28
2538	4	0074	30	626110	4186000	655	TOTANA	SONDEO	90
2538	4	0075	30	623920	4183540	632	ALEDO	POZO	40

HOJA	OCT	PUNTO	HUSO	COORD X UTM	COORD Y UTM	COTA	NOMBRE MUN	DES_NAT	PROF
2538	4	0076	30	623980	4183470	631	ALEDO	POZO	35
2538	4	0077	30	625310	4185510	640	ALEDO	SONDEO	100
2538	6	0002	30	612042	4171446	375	LORCA	MANANTIAL	
2538	6	0005	30	610334	4170600	585	LORCA	MANANTIAL	
2538	6	0018	30	610935	4172495	362	LORCA	SONDEO	
2538	6	0020	30	612649	4175317	385	LORCA	GALERIA	
2538	7	0002	30	620352	4172526	289	LORCA	POZO-SONDEO	200
2538	7	0011	30	623082	4173053	275	LORCA	SONDEO	230
2538	7	0014	30	621837	4173689	290	LORCA	SONDEO	235
2538	7	0015	30	618024	4172196	322	LORCA	SONDEO	290
2538	7	0016	30	618547	4171991	318	LORCA	SONDEO	230
2538	7	0017	30	619491	4171183	300	LORCA	SONDEO	190
2538	7	0018	30	616361	4170059	330	LORCA	SONDEO	200
2538	8	0015	30	625363	4173634	265	LORCA	POZO-SONDEO	200
2538	8	0016	30	626662	4173498	260	LORCA	POZO-SONDEO	194
2538	8	0018	30	626965	4173870	250	LORCA	POZO-SONDEO	175
2538	8	0025	30	630394	4177217	250	TOTANA	SONDEO	60
2538	8	0026	30	630394	4177217	248	TOTANA	POZO-SONDEO	140
2538	8	0028	30	630342	4176942	249	TOTANA	SONDEO	156
2538	8	0038	30	627018	4174170	255	LORCA	POZO-SONDE	
2538	8	0043	30	625363	4173634	265	LORCA	SONDEO	195
2538	8	0053	30	626036	4176304	265	LORCA	SONDEO	250
2538	8	0054	30	624014	4173795	271	LORCA	SONDEO	180
2538	8	0057	30	625459	4173233	259	LORCA	SONDEO	00
2538	8	0058	30	625210	4173260	262	LORCA	SONDEO	200

Cuadro 7.3. Selección de Puntos de Agua

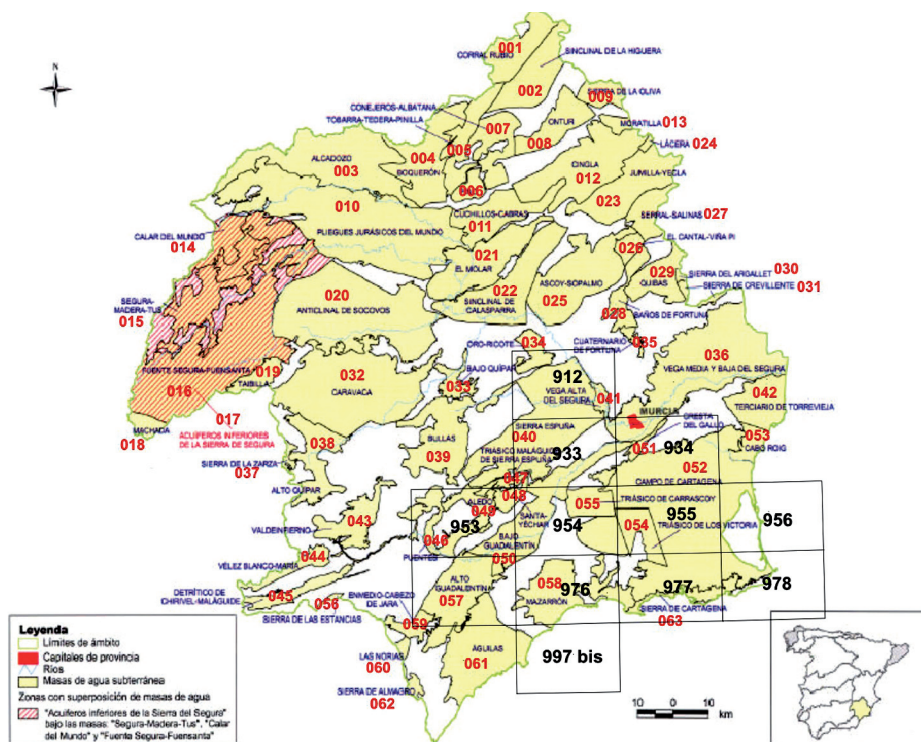


Figura 7.1. Masas de Agua Subterránea en la Cuenca del Segura. MMA (2005)

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

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

- 070.046.- Puentes (U.H. 07.40)
- 070.048.- Santa- Yéchar (U.H. 07.25)
- 070.049.- Aledo (U.H. 07.57)
- 070.050.- Bajo Guadalentín (U.H. 07.30)

070.046.- Puentes (U.H. 07.40)

Esta masa de agua subterránea, coincidente conceptualmente con la unidad hidrogeológica homónima, abarca un conjunto heterogéneo, tanto por la formación permeable como por

el interés hidrogeológico, de 6 acuíferos, cuyos límites se representan en la Figura 7.1 Su extensión superficial es de 121 km² (considerablemente inferior a la de la U.H. por no incluir las amplias zonas sin acuíferos definidos), en su práctica totalidad dentro del ámbito geográfico de la hoja de Lorca. La ocupación general del suelo en el año 2000 era la siguiente: 2% como suelo urbano, 34% como agrícola y 64% como suelo forestal.

Los límites litológicos de la masa están definidos por los materiales que forman su base impermeable, constituidos por margas, margocalizas y lutitas del Paleógeno y Neógeno.

Acuífero Los Cautivos-Torralba. Tiene una superficie de 36 km² y es el acuífero de mayor interés de todos los definidos en la unidad, siendo objeto de explotaciones significativas.

La formación permeable está constituida por 170 m de calizas del Mioceno superior, que hacia el suroeste cambian de facies pasando a conglomerados, areniscas y arenas. El impermeable de base son las margas del Tortoniense.

La recarga, evaluada en 1,4 a 1,6 hm³/año, procede de infiltración de lluvia. La descarga tiene lugar por bombeos en sondeos que extraen un caudal medio de 1,5 hm³/año, que han anulado la antigua salida por manantial. Posiblemente exista relación hidráulica entre el acuífero y el río Guadalentín, aunque de muy escasa magnitud.

La evolución piezométrica pone de relieve la existencia de bombeos que son seguidos de recuperaciones prácticamente completas, lo cual indica que el acuífero mantiene un equilibrio muy próximo al natural.

El agua subterránea es de facies bicarbonatada cálcica, con salinidad inferior a 1.000 mg/l, aunque en el sector de Cautivos, debido a la influencia de las aguas superficiales con alto contenido salino del río Guadalentín, la facies es sulfatada-clorurada sódica y la mineralización mayor.

Acuífero La Alquería. De 60 km² de extensión, está constituido por 200 m de calizas del Eoceno superior. El muro lo forman los materiales margosos del Paleoceno-Eoceno inferior.

Sus recursos proceden de la infiltración de lluvia y son inferiores a 0,1 hm³/año. Está muy compartimentado en pequeños bloques que son drenados por numerosos manantiales de caudal inferior a 0,5 l/s.

La facies del agua es bicarbonatada cálcico-magnésica y la salinidad es inferior a 800 mg/l.

Acuífero Puentes. Tiene una extensión de 5 km² y está constituido por 50 m de calcarenitas y conglomerados del Mioceno superior, siendo su base impermeable las margas miocenas. Sus recursos se han estimado en 0,5 hm³/año, existiendo relación hidráulica con el embalse de Puentes. El agua es de facies sulfatada sódica, con una salinidad entre 500 y 1.000 mg/l.

Acuífero Río Guadalentín. Constituido por 10 a 50 m de conglomerados, gravas y arenas del Cuaternario, ocupa una superficie de 10 km². Presenta un balance hídrico equilibrado entre la recarga, 0,1 hm³/año (procedente de infiltración de lluvia y del río Guadalentín), y la descarga, producida únicamente por bombeo. Sus aguas son de facies sulfatada-clorurada sódica, con una salinidad del orden de 4.000 mg/l.

De los acuíferos de Tercia y Pozuelo no existen estudios.

070.048.- Santa- Yéchar (U.H. 07.25)

Con una extensión de 42,5 km², la ocupación del suelo en el año 2000 en esta masa de agua subterránea era la siguiente: urbana, en el 3% de la superficie; agrícola, en el 15%, y forestal en el 82%. En este ámbito geográfico se ubica el Espacio natural protegido del Parque Regional de Sierra Espuña.

La masa se sitúa en su totalidad en la provincia de Murcia, al sur de Sierra Espuña, entre las poblaciones de Aledo, al oeste, y Alhama al este. En esta Hoja ocupa el sector NE encuadrado al oeste de la Autovía Sevilla-Murcia (A-92), correspondiente a los afloramientos meridionales de Sierra Espuña.

Se trata de un acuífero con estructura muy compleja, a base de escamas tectónicas, constituido por 140 metros de dolomías y calizas triásicas de las formaciones carbonatadas de las denominadas "Unidades Intermedias", incluidas en el Complejo Alpujárride (Morrón Largo y Santa Yéchar).

Los límites están definidos según afloramientos y subafloramientos de argilitas, pizarras, cuarcitas, conglomerados y yesos del Paleozoico y Triásico, que además corresponden al impermeable de base de la formación acuífera.

La complejidad estructural que afecta al acuífero ha provocado una importante compartimentación en diversos sectores con funcionamiento hidrodinámico independiente.

La recarga procede de la infiltración del agua de lluvia y la descarga tiene lugar a través del bombeo para el riego de cultivos fuera del acuífero, en los términos municipales de Alhama de Murcia y Totana en el valle del Guadalentín; el uso doméstico es de escasa importancia. Actualmente no existe descarga natural.

En ITGE (1988) se evalúa la recarga por infiltración de la precipitación en 0,3 hm³/año como valor medio del periodo 1962/63-1971/72. Asimismo se referencian caudales de bombeo de 7 hm³ en 1972, 5,2 hm³/año en el periodo 1977-78 y 3,5 hm³ en 1987. En CARM (1992) se calculan las entradas al acuífero en 1,5 hm³/año para el periodo 1956-1975, procedentes únicamente de la infiltración de la precipitación. Los bombeos se estiman en 4,5 hm³/año, como media de los años 1989 y 1990. El balance resultante es, por tanto, de -3 hm³/año.

Según el Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997), las entradas se producen sólo por infiltración de la lluvia útil ($1,5 \text{ hm}^3/\text{año}$), y las salidas, por bombeo ($5 \text{ hm}^3/\text{año}$). Según esta información el balance del acuífero tendría también un desequilibrio de $-3,5 \text{ hm}^3/\text{año}$. Fue declarado sobreexplotado por acuerdo de 6/04/2004 de la Junta de Gobierno de CHS.

En general, la evolución piezométrica está caracterizada por un descenso de los niveles desde principios de los años setenta hasta la actualidad, variable según sectores, como consecuencia de la explotación del acuífero. Los descensos máximos corresponden al periodo de 1979 a 1986; a partir de 1986 cambia la tendencia hacia una casi estabilización de los niveles en algunos sectores, debido a la disminución de la explotación. Dicha disminución puede atribuirse a varios motivos: captaciones que se han ido quedando secas, costes de extracción crecientes al incrementarse la profundidad del nivel, etc.; sin duda, también ha influido notablemente la llegada de aguas del trasvase Tajo-Segura a las zonas de riego de Alhama de Murcia y Totana en el valle del Guadalentín, que eran hasta ese momento el principal destino de las aguas subterráneas captadas.

Los sectores que han concentrado la mayor explotación son Yéchar y Alto de Calares. En el primero, el descenso medio entre 1973 y 2001 ha sido de unos 4 m/año , con profundidades del agua de 150 a 250 m. En el sector Alto de Calares, el descenso medio es de 5 m/año para todo el periodo de registro (finales de 1977 hasta la actualidad), con unos niveles finales a unos 330 m de profundidad. El sector central del acuífero presenta un valor medio entre 1979 y 1989 de $1,5 \text{ m/año}$. El sector nororiental experimenta unos descensos muy acusados, especialmente en la década de los años 80, con una tasa media del orden de 17 m/año (periodo 1981-1989).

Las facies predominantes de las aguas subterráneas son sulfatadas-bicarbonatadas cálcico-magnésicas, en general no aptas para consumo humano y mediocres para regadío. Las conductividades eléctricas oscilan entre 1.000 y $4.100 \mu\text{S/cm}$. No parece observarse modificaciones del quimismo relacionadas con la explotación.

070.049.- Aledo (U.H. 07.57)

Esta masa tiene una superficie de $72,7 \text{ km}^2$, repartida entre los términos municipales de Aledo y Totana. La ocupación general del suelo en el año 2000 era fundamentalmente forestal ($74,5\%$) y agrícola (25%), siendo apenas del $0,5\%$ como suelo urbano.

La delimitación actual de esta masa de agua subterránea ha sufrido diversas vicisitudes en el tiempo y es algo diferente de la unidad hidrogeológica homónima. La primera referencia y delimitación del acuífero se efectúa en IGME (1979), donde se diferencian dos tramos acuíferos (Tortoniense superior-Messiniense y Helveciense-Tortoniense superior), dentro de lo que se denomina como acuífero "Mioceno de Aledo". En CARM (1992) se retoma la delimitación del IGME y se profundiza en el conocimiento del acuífero. El Plan Hidrológico de la cuenca del Segura (CHS, 1997) establece una nueva unidad hidrogeológica (07.57) con el mismo nombre,

compuesta por los acuíferos “Triásico Maláguide de Sierra Espuña”, “Manilla” y “Aledo”; estos dos últimos tienen correspondencia aproximada con los tramos Helveciense-Tortonien-se superior y Tortonien superior-Messiniense, respectivamente, de la delimitación de IGME (1979). En una posterior investigación de la zona (CARM, 1997) se amplían y modifican notablemente los límites establecidos en IGME (1979) y CHS (1997), definiendo un nuevo acuífero denominado Llano de las Cabras con tres sectores: Torraja, Rambla del Gitano y Aledo. La masa de agua subterránea denominada “Aledo” (070.049) incluye todos estos acuíferos excepto el “Triásico Maláguide de Sierra Espuña”, que constituye una masa independiente con esa denominación (070.047) y queda fuera de esta hoja.

En la hoja de Lorca está representada en su totalidad la masa 070.049 Aledo, cuya principal formación permeable corresponde a calcarenitas bioclásticas del Tortonien superior-Messiniense, de 30-100 m de espesor, a la que, en ocasiones, se le unen a techo entre 25 y 50 m de conglomerados. Localmente, el muro de las calcarenitas reposa discordante sobre un sustrato de dolomías triásicas permeables cuya potencia se estima en unos 125 m.

Los límites laterales se establecen con materiales triásicos de baja permeabilidad de las masas Santa-Yéchar, Triásico Maláguide de Sierra Espuña y Puentes.

La recarga se produce por infiltración de la lluvia, habiendo sido estimada entre 0,5 y 1,25 hm³/año según los diferentes estudios realizados. La descarga tiene lugar por bombeo (entre 0,6 y 1,2 hm³/año, según las distintas fuentes consultadas) y a través de manantiales (0,1 hm³/año). El área superficial correspondiente a esta masa fue declarada sobreexplotada por acuerdo de 6/04/2004 de la Junta de Gobierno de CHS.

Las facies predominantes de las aguas subterráneas son las bicarbonatadas cálcicas, en general aptas para consumo humano y de alcalinidad y salinidad bajas. Las conductividades oscilan entre 500 y 1.200 µS/cm y la salinidad media es inferior a 800 mg/l.

070.050.- Bajo Guadalentín (U. H. 07.30)

Tiene una superficie de 324 km², encuadrándose íntegramente en la Región de Murcia. La ocupación general del suelo en el año 2000 era eminentemente agrícola (82%, en su casi totalidad de regadío) y en mucha menor proporción urbana (7%) y forestal. En este ámbito geográfico se ubica la reserva natural de los Saladares del Guadalentín.

En la Hoja de Lorca aparece el sector de cabecera de la masa, en la depresión del río Guadalentín entre Lorca y Totana, extendiéndose ampliamente por las hojas de Totana y Alcantarilla.

El Valle del Guadalentín corresponde a una fosa tectónica situada en una de las depresiones intramontañosas de las Cordilleras Béticas, en la que existe actividad tectónica especialmente en las fallas que definen su borde septentrional. La depresión está rellena por sedimentos

margosos del Mioceno y aluviales del Pliocuatrnario, estos últimos con una extensión superficial de 740 km² y una potencia comprendida entre 100 y 300 m.

Dentro de esta zona se diferencian claramente dos sectores acuíferos, definidos por un cambio en las características del relleno aluvial del Pliocuatrnario: el acuífero del Alto Guadalentín, monocala libre, en el que el relleno está formado por un conjunto de arenas y gravas de alta permeabilidad, y el acuífero del Bajo Guadalentín, multicapa, donde el relleno detrítico presenta frecuentes intercalaciones arcillosas y varios niveles permeables de muy compleja interconexión hidrodinámica. El límite entre ambos acuíferos es un acuínamiento del conjunto permeable del Alto Guadalentín según una línea de dirección aproximada NO-SE, con origen en Lorca.

La masa de agua subterránea Bajo Guadalentín, coincidente en su concepción con la unidad hidrogeológica del mismo nombre, tiene sus límites definidos por los materiales de baja permeabilidad del Mioceno, que a su vez actúan como sustrato del acuífero, y, localmente, del Paleozoico, excepto en el extremo noreste que limita con la Vega Media del Segura y en el suroeste que lo hace con el Alto Guadalentín.

Se trata de un acuífero multicapa, de compleja estructura hidrogeológica, constituido por tramos permeables de arenas y gravas, irregularmente distribuidos dentro de un conjunto de carácter básicamente arcilloso, a los que corresponden niveles piezométricos generalmente independientes, situados a profundidades diversas, en muchos casos con notables diferencias de cota.

El acuífero no tiene un funcionamiento hidrodinámico coherente como conjunto ni es posible trazar unas isopiezas representativas de la circulación subterránea global que, en estado de equilibrio, debía tener como destino final el cauce del río Guadalentín. Debido a los procesos de extracción intensiva de agua subterránea al que se ha visto sometido, en especial desde principios de los años 1970 hasta la llegada de las aguas del trasvase Tajo-Segura a partir de 1984, el flujo subterráneo se encuentra influenciado, observándose zonas con depresiones piezométricas considerables, como son la situada al noreste de la carretera Totana-Mazarrón y las que se ubican en las inmediaciones de El Cañarico y del Caserío de Los Ventorrillos.

La evolución piezométrica es congruente con las circunstancias mencionadas, con importantes descensos piezométricos desde 1972 a 1984 (entre 1 y 2 m/año) y posterior ascenso (en algunos sectores de gran magnitud) o continuación del descenso, según zonas, que se relacionan con la aplicación del agua del trasvase o con la permanencia de los bombeos, respectivamente.

La recarga procede de la infiltración directa del agua de lluvia y de las infiltraciones por retorno del riego, en un valor medio estimado de 11 hm³/año. Actualmente no existe descarga natural, evaluándose en 36 hm³/año las extracciones por bombeo, que se destinan para usos agrícolas, si bien con una acusada variabilidad anual. En consecuencia, el balance entre las

entradas y salidas del acuífero está claramente desequilibrado, habiendo sido declarado como sobreexplotado (04/10/1988).

Las aguas subterráneas del Bajo Guadalentín tienen un alto contenido salino, con una conductividad media del orden de 5.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (generalmente comprendida entre 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 6.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, aunque en algunos puntos del sector occidental se han llegado a superar los 10.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y facies variables, con predominio del tipo sulfatada-clorurada mixta (aunque localmente sean bicarbonatadas por la liberación del gas carbónico del sustrato, pero en mucha menor extensión que en el Alto Guadalentín). La peor calidad se da en los niveles acuíferos más superficiales, que son los más vulnerables a la contaminación por prácticas en el terreno.

Los principales focos de contaminación del acuífero son, además de los naturales procedentes de las rocas que constituyen su entorno geológico, los vertidos de residuos urbanos e industriales, sobre todo en las proximidades de Lorca, Totana, Alhama de Murcia y Librilla, junto a unas actividades agropecuarias con un importante desarrollo agrícola y ganadero, lo que implica un significativo aporte de nitratos, aunque con una distribución irregular concentrada en los niveles más someros donde se han llegado a superar en algunos puntos los 100 mg/l.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

8.1. FALLAS DE CRECIMIENTO DEL BORDE OCCIDENTAL DE SIERRA ESPUÑA; MARGEN ORIENTAL DE LA CUENCA DE LORCA

Este punto de interés geológico (PIG) se encuentra en el municipio de Totana en los parajes de la Sierrecica y de los Molinos (bajo el anejo de Aledo. UTM: 62650-418300) dentro de la Hoja de Lorca. Se ha seleccionado por su gran interés estratigráfico y tectónico para el estudio de la evolución tectónica de las Béticas durante el Neógeno y para establecer el marco de los procesos tectónicos activos que afectan a la Región de Murcia. En primer lugar, el profundo encajamiento de la red fluvial en las ramblas de Lébor y de los Molinos permite el afloramiento de una completa sucesión estratigráfica del relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca de edad Langhiense Inferior-Messiniense (Figura 4.32). En segundo lugar, en esta área afloran fallas normales sinsedimentarias que configuraron el borde oriental de la Cuenca de Lorca durante el Mioceno Medio y Superior (Figura 4.32). La actividad sinsedimentaria de estas fallas dio lugar a la formación de discordancias progresivas en el relleno sedimentario coetáneo, que fue basculado en relación su geometría lítrica. Este sistema de fallas migró en el tiempo hacia la cuenca durante el Tortoniense Superior dando lugar a una serie de bloques fallados constituidos por sedimentos más recientes hacia la cuenca que fueron sellados por sedimentos de edad Messiniense.

Los excelentes afloramientos hacen que este PIG tenga además del claro interés científico un gran interés didáctico para la enseñanza de geología estructural y estratigrafía y para el estu-

dio de la influencia de los procesos tectónicos en la sedimentación y la formación de cuencas. Este PIG ha sido estudiado con detalle y aparece descrito en varias publicaciones (MONTENAT *et al.*, 1990; BOOTH-REA y AZAÑÓN, 2003 y BOOTH-REA *et al.*, 2004a).

8.2. SEGMENTO DE LA FALLA DE LORCA-ALHAMA DE MURCIA ACTIVO EN LA LOCALIDAD DE LORCA

La falla de Alhama de Murcia es una de las estructuras con mayor peligrosidad sísmica de las Béticas debido a su gran longitud y a su evidente actividad en periodos históricos. Estudios de paleosismicidad asociada a la falla indican que ésta ha sido activa al menos en tres ocasiones en los últimos 27 ka produciendo sismos de M_w 6,5 a 7 (MASANA *et al.*, 2004). Justo al NE de Lorca esta falla se encuentra segmentada dando lugar a una zona de relevo transpresiva (una estructura en flor con expresión topográfica en forma de una loma de presión) dónde aflora el basamento metamórfico de la Cuenca de Lorca y gran parte del relleno sedimentario suprayacente (UTM: 61600-417250). Este PIG es de especial interés por los excelentes afloramientos que muestran en este área los segmentos de la falla de Alhama de Murcia (Figura 8.1), especialmente vulnerable por su gran cercanía a la localidad de Lorca, encontrándose en una zona de natural expansión de la ciudad, y muy atractivo por su fácil acceso.

En este punto se puede observar la cinemática de la falla, las relaciones entre la falla y el relleno sedimentario de la Cuenca de Lorca; el efecto de la falla sobre la topografía del área y los distintos tipos de roca de falla generados durante la evolución de la falla y en relación con las diversas litologías que afloran en su entorno, desde evaporitas messinienses hasta esquistos alpujárrides. Este PIG es también adecuado para estudiar la estratigrafía de la Cuenca de Lorca, que aflora a favor de los antiformes generados en relación con la tectónica transpresiva plio-cuaternaria. Observándose además estructuras sinsedimentarias del Tortonense Inferior.



Figura 8.1. Roca de falla (brechas y cataclasitas foliadas) asociada a la Falla de Alhama de Murcia con estructuras riedel y porfiroclastos con colas asimétricas que indican la cinemática sinistorsa de la falla

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABAD, I.; NIETO, F.; PEACOR, D.R.; VELILLA, N. (2003). "Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuña (Spain)". *Clay Minerals*, 1-23.
- ACOSTA, A. (1997). "Estudio de los fenómenos de fusión cortical y generación de granitoides asociados a las peridotitas de Ronda". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*.
- AGARD, J.; DESTOMBES, J.; MILLIARD, Y.; MORIN, P. (1958). «Sur l'existence de Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au N de Tétuan (Maroc septentrional)». *C.R. Acad. Sci*, 245 pp. 2.778-2.780.
- AGARD, P.; VIDAL, O.; GOFFÉ, B. (2001). "Interlayer and Si content of phengite in HP-LT calcic amphibole-bearing metapelites". *J. Metamorphic Geol.*, 19 pp. 477-493.
- AGUADO, R.; FEINBERG, H.; DURAND DELGA, M.; MARTÍN ALGARRA, A.; ESTERAS, M.; DIDON, J. (1990). "Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas Béticas: La Formación San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga)". *Rev. Soc. Geol. España*. 3 (1-2), pp. 79-85.
- AGUSTÍ, J.; GIBERT, J.; SOLÀ, M. (1981). "Casa del Acero: nueva fauna turolense de vertebrados (Mioceno Superior de Fortuna, Murcia)". *Bull. Inf. Ins. Paeont. Sabadell*, 13 pp. 69-87.
- ALDAYA, F. (1970). "La sucesión de etapas tectónicas en el Dominio Alpujárride". *Cuadernos de Geología de la Univ. Granada*, 1 pp. 159-181.
- ALDAYA, F.; ÁLVAREZ, F.; GALINDO ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; JABALOY, A.; NAVARRO VILÁ, F. (1991). "The Malaguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment.". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313 (Série II-101). pp. 1447-1453.
- ALDAYA, F.; GARCÍA DUEÑAS, V.; NAVARRO VILÁ, F. (1979). "Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de Correlación tectónica de los Alpujárrides". *Acta Geológica Hispánica*, 14 pp. 154-166.
- ALFARO, P.; DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; SORIA, J.M.; YÉBENES, A. (2002). "Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain)". *Marine Geology*. 186 pp. 337-349.

- ALLERTON, S.; LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; PLATZMAN, E.S.; MCCLELLAND, E. (1993). "Paleomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, Southern Spain". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119 pp. 225-241.
- ALONSO SARRIÁ, F.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C. (2002). "Synoptic conditions producing extreme rainfall events along the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula". En: *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL y M. J. KIRBY, Eds.). John Willey & Sons Ltd. Chichester, England. 351 - 371.
- ALONSO ZARZA, A.M.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1998). "Fan-surface dynamics, plant-activity and clacrete development: Interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)". *Geomorphology*, 24, 147-167.
- ÁLVAREZ, F. (1987). "La tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas". *Tesis Doctoral, Univ. Salamanca*, 371 p.
- ARAGÓN, R.; SOLÍS L.; GARCÍA-LÁZARO, U.; GRIS, J.; RODRÍGUEZ, T. (1992). "Groundwater problems in Segura basin. Economic impact of overexploitation in Mazarrón Zone (Murcia, Spain). Selected papers on aquifer overexploitation". *International Association of Hydrogeologists. Ian Simmers (ed.). Heise. Vol. 3. pp. 235 a 245. Hannover. 1992.*
- ARAGÓN, R. (1999). "Delimitación de acuiferos". *Capítulo en el Atlas del Medio natural de la Región de Murcia. ITGE-CPTOP. pp. 43 a 45. Madrid. 1999.*
- ARAGÓN, R. (2003). "Las aguas subterráneas de la cuenca del Segura: problemática y oportunidades". *Hidropres*, 39, agosto-octubre 2003. Madrid. pp 52-62.
- ARAGÓN, R.; GARCÍA, J.L.; LAMBÁN, J.; HORNERO, J.; FERNÁNDEZ, A.I. (2004). "Impacto de la extracción intensiva de aguas subterráneas en la ciudad de Murcia (España)". *Análisis hidrogeológico. Congreso Internacional XXXIII AIH & VII ALHSUD. Entendimiento del flujo del agua subterránea desde la escala local a la regional. Zacatecas (Mexico).*
- ARGLES, T.W.; PLATT, J.P.; WATERS, D.J. (1999). "Attenuation and Excision of a Crustal Section During Extensional Exhumation-The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain". *J. Geol. Soc.*, 156 (JAN), pp. 149-162.
- ARKANI, J.F. (1987). "Marine Lower Pliocene ostracoda of southern Spain with notes on the recent fauna". *Bull. Geol. Inst. Univ. Upssala N.S.*, 13. 1-144.
- ARMIJO, R. (1977). "La Zone de Faille de Lorca-Totana (Cordillères bétiques, Espagne), étude tectonique et microtectonique". *Thèse d'Etat. Univ Paris. pp. 98*

- AUGIER, R.; BOOTH-REA, G.; AGARD, P.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; JOLIVET, L.; AZAÑÓN, J.M. (2005). «Exhumation constraints for the lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): a Raman thermometry and TWEAQ multiequilibrium thermobarometry approach». *Bull. Soc. Geol. Fr.*, *en prensa*.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; CRESPO BLANC, A. (1994). «Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, *318 (Série II)*, pp. 667-674.
- AZAÑÓN, J.M. (1994). «Metamorfismo de alta presión/ baja temperatura, baja presión/ alta temperatura y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas)». *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO-BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1996). «Folding of metamorphic isogrades in the Adra extensional unit (Alpujarride complex, Central Betics)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, *323, série II* pp. 949-956.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO-BLANC, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1997). "Continental collision, crustal thinning and nappe forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betic)". *J. Struct. Geol.*, *19 (8)*, pp. 1055-1071.
- AZAÑÓN, J.M.; GOFFÉ, B. (1997). "Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assemblages as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujarride units, Betic cordillera (SE Spain)". *Eur. J. Mineral.*, *9* pp. 1035-1051.
- AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA DUEÑAS, V.; GOFFÉ, B. (1998). "Exhumation of High-Pressure Metapelites and Coeval Crustal Extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera)". *Tectonophysics*, *285 (3-4)*, pp. 231-252.
- AZAÑÓN, J.M.; CRESPO BLANC, A. (2000). "Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain)". *Tectonics*, *19 (3)*, pp. 549-565.
- BAENA, J.; BARRANCO, L.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; ESTÉVEZ, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ, T. (1993). "Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia". *ITGE-CARM, Murcia*.
- BAENA, J.; BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. (1993). "An attempt of fault activity data file and map modellization". *Bull. INQUA Neotec. Comm.*, *16*. 48-54.

- BAENA, J.; BARRANCO, L.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; ESTÉVEZ, A.; SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ, T. (1994). "Mapa Neotectónico, Sismotectónico y de Actividad de Fallas de la Región de Murcia (Escala 1:200.000 y 1:100.000)". *I.T.G.E., Consj. Polt. Terr. Obras Púb. de la Región de Murcia*.
- BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1986). "Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta*, 1 pp. 19-21.
- BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1987). «Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 304, Série II (15), pp. 929-932.
- BALANYÁ, J.C.; CAMPOS, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; OROZCO, M.; SIMANCAS, J.F. (1987). «Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas». *Geogaceta*, 2 pp. 51-53.
- BALANYÁ, J.C.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1991). «Estructuración de los Mantos Alpujárrides al O de Málaga (Béticas, Andalucía)». *Geogaceta*, 9 pp. 30-33.
- BALANYÁ, J.C.; AZAÑÓN, J.M.; SÁNCHEZ GÓMEZ, M.; GARCÍA DUEÑAS, V. (1993). «Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics Spain)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316 (Série II), pp. 1595-1601.
- BALANYÁ, J.C., GARCÍA-DUEÑAS, V., AZAÑÓN, J.M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1997): "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc)". *Tectonics*, 16 (2), pp. 226-238.
- BALANYÁ, J.C., GARCÍA-DUEÑAS, V., AZAÑÓN, J.M. Y SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (1998). "Reply". *Tectonics*, 17 (6), pp. 977-981.
- BANDA, E.; ANSORGE, J. (1980). "Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera". *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63 pp. 515-532.
- BANDA, E.; GALLART, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; DAÑOBEITIA, J.J.; MAKRI, J. (1993). "Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera". *Seismic Studies of the Iberian Peninsula*, 221 pp. 53-66.
- BANKS, C.J.; WARBURTON, J. (1991). "Mid-Crustal detachment in the Betic and Pyrenean systems of eastern Spain". *Tectonophysics*, 191, 275-289.

- BARDAJÍ, T. (1999). "Evolución Geodinámica de la Cuencas neógenas del litoral de Murcia y Almería durante el Cuaternario". *Tesis Doctoral UCM, Madrid*. 527 pp
- BARDAJÍ, T.; GOY, S.L.; MORNER, N.A.; ZAZO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, C.; DADBRIÓ, C.S.; BAENA, J. (1995). "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinamica Acta*, 8 pp. 112-126.
- BARDAJÍ, T.; SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (2003). "Evolución Geomorfológica durante el cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE España)". *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario (G. Flor, Ed.)*. 129–134.
- BARRAGÁN, G. (1997). "Evolución Geodinámica de la Depresión de Vera". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*. pp 698.
- BEKKALI, R. (1987). «Les Ostracodes du lac Smir (Maroc nord-occidental)». *Tesis Univ. Mohamed V. Rabat*. pp 183.
- BELLON, H.; BORDET, P.; MONTENAT, C. (1983). «Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale).». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 pp. 205-217.
- BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; SWISHER, C.C.; AUBRY, M.P. (1995). "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy". *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. Ed. W. A. Berggren, D. V. Kent, M. P. Aubry y J. Hardenbol. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*. 54, pp. 129-212.
- BERMAN, R.G. (1988). "Internally-Consistent Thermodynamic Data for Minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$: representation, estimation, and high temperature extrapolation". *J. Petrol.*, 29 pp. 445-522.
- BERMAN, R.G. (1991). "Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications". *Can. Mineral.*, 29 pp. 833-855.
- BLUMENTHAL, M. (1927). "Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Kordilleren von Central und Südwest Andalusien". *Eclogae Geologicae Helvetica*, 20 pp. 487-592.
- BLUMENTHAL, M. (1949). "Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde". *Boletín Geológico y Minero*, LXII pp. 11-203.
- BOOTH-REA, G. (2004). "Tectónica Cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*, ISBN: 84-338-3090-2, 253p.

- BOOTH-REA, G.; GARCÍA DUEÑAS, V. (1999). "Estructuras extensionales en las Unidades Alpujarrides y Maláguides de la Sierra de la Tercia (Murcia, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 25, 39-41, 1999.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M. (2003). "Extensión versus compresión durante el Mioceno Superior en la Cuenca de Lorca (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 34 pp. 83-86.
- BOOTH-REA, G.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AZAÑÓN, J.M. (2002a). "Extensional attenuation of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran Basin folded during the Tortonian (Lorca area, Eastern Betics)". *C. R. Geoscience*, 334 pp. 557-563.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GOFFÉ, B.; VIDAL, O.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (2002b). "High-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride units outcropping in southeastern Betics (Spain)". *C. R. Geoscience*, 334 pp. 857-865.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; AUGIER, R. (2003b). "Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain". *C. R. Geosciences*, 335 pp. 751-761.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. (2003c). "A "core-complex-type structure" formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain)". *C. R. Geosciences*, 335 pp. 265-274.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; VIDAL, O.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (2003a). "Análisis estructural y evolución tectonometamórfica del basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huercal-Overa, Béticas orientales". *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (3-4), pp. 193-211.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (2004a). "Extensional tectonics in the north-eastern Betics (SE Spain): case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies". *J. Struct. Geol.*, 26 pp. 2039-2058.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; AZOR, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (2004b). "Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: the Palomares fault zone (southeastern Betics, Spain)". *J. Struct. Geol.*, 26/9 pp. 1615-1632.
- BOOTH-REA, G.; AZAÑÓN, J.M.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; VIDAL, O.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (2005). "Contrasting structural and P-T evolutions of tectonic units in the southeastern Betics: key for understanding the exhumation of the Alboran Domain HP/LT crustal rocks (Western Mediterranean)". *Tectonics*, en prensa.

- BOUILLIN, J.P.; DURAND-DELGA, M.; OLIVIER, P. (1986). "Betic-Rifian and Tyrhenian Arcs: distinctive features, genesis, and development stages". En: *The origin of Arcs*. Ed. F. C. Wezel. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 21, pp. 281-304.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAYNE, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E.; RIVIÈRE, M. (1972b). «La Formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères bétiques occidentales (Région d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 275 (serie D), pp. 169-172.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. (1974). «Présence de décrochements nord-est - sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale.». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278 (Serie D), pp. 2617-2620.
- BOUSQUET, J.C.; PHILIP, H. (1976). «Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordillères bétiques orientales (Espagne Méridionale-Arc de Gibraltar)». *Bull. Soc. Geol. France*, 3 (7), pp. 711-724.
- BOUSQUET, J.C. (1979). "Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain". *Tectonophysics*, 52 pp. 277-286.
- BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C.; PHILIP, H. (1978). "La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas orientales". *Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y Mar de Alborán, Univ. de Granada*, 59-74.
- BULL, W.B. (1977). "The Alluvial Fan environment". *Prog. Phys. Geography*, 1. 222-270.
- CALMEL-ÁVILA, M. (2000). "Geomorphogenese Holocène dans le Bas-Guadalentín. Bassin du Segura, Province de Murcie, Espagne". *Press Universitaires Septentrion, Villeneuve d'Ascq*. 23 pp.
- CALMEL-ÁVILA, M.(2002). "The Librilla "rambla" an example of morphogenetic crisis in the Holocene (Murcia, SE Spain)". *Quaternary International*, 93-94, 101-108.
- CALVO, M., OSETE, M.L.; VEGAS, R. (1994). "Paleomagnetic rotations in opposite senses in southeastern Spain". *Geophys. Res. Lett.*, 21 (9), pp. 761-764.
- CALVO, M., VEGAS, R.; OSETE, M.L. (1996). "Paleomagnetismo y deformación reciente en la zona interna de las Béticas orientales". *Geogaceta*, 20 (5), pp. 1050-1053.

- CALVO, M., VEGAS, R.; OSETE, M.L. (1997). "Paleomagnetic results from Upper Miocene and Pliocene rocks from the Internal Zone of the eastern Betic Cordilleras (southern Spain)". *Tectonophysics*, 277 pp. 271-283.
- CALVO, M.; CUEVAS, J.; TUBÍA, J. (2001). "Preliminary paleomagnetic results on Oligocene-early Miocene mafic dykes from southern Spain". *Tectonophysics*, 332 (333-345), pp.
- CAMPOS, J.; SIMANCAS, J.F. (1989). "Los pliegues tumbados del Manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujárride, Cordillera Bética)". *Geogaceta*, 6 pp. 50-52.
- CARBONELL, G. (1983). "Morphométrie et hypersalinité chez Cyprideys Torosa (Jones) (Ostracoda actuel) dans les Salines de Santa Pola (Alicante, Espagne)". *Sci. Geol. Bull. Strasbourg*, 36 (4). 211-219.
- CARBONELL, G. (1986). "Les Ostracodes des estuaires tropicaux de l'actuel (Sénégal et Gambia) application au néogène". *Pal. Pal. Pal.*, 57. 231-240.
- CARBONELL, G. (1990). "Les Ostracodes du néogène récent Bétique". *Doc. et Travaux IGAL*, 12-13. 57-72.
- CARM (1992). "Plan General de Ordenación de los recursos hidráulicos de la zona 4 (Mula-Aledo)". *Dirección General de Recursos Hidráulicos*.
- CARM (1997). "Estudio hidrogeológico sobre el abastecimiento de aguas potables a Aledo y su relación con la ordenación de los recursos hídricos del entorno natural de Sierra Espuña". *Dirección General del Agua*.
- CARRIÓN, J.S. (1992): "A palaeoecological study in the western Mediterranean area: The Upper Pleistocene pollen record from Cova Beneito (Alicante, Spain)". *Pal. Pal. Pal.*, 92. 1-14.
- CARRIÓN, J.S.; DUPRÉ, M.; FUMANAL, P. (1995). "A paleoenvironmental study in the semi-arid south-eastern Spain: the palynological and sedimentological sequence at Perneras Cave (Lorca, Murcia)". *J. Archeological. Science*, 22, 355-367.
- CATHELINEAU, M. (1988). "The chlorite and illite geothermometers". *Chemical Geol.*, 70 pp. 182.
- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. (1985). "A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91 pp. 235-244.

- CHALOUAN, A. (1986). "Les nappes Ghomarides (Rif Septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la Chaîne Alpine". *Tesis Doctoral, Université Louis Pasteur*.
- CHALOUAN, A.; MICHARD, A. (1990). «The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt». *Tectonics*, 9 (6), pp. 1565-1583.
- CHESTER, F.M.; FRIEDMAN, M.; LOGAN, J.M. (1985). "Foliated Cataclasites". *Tectonophysics*, 111 pp. 139-146.
- CHS. (1997). "Plan Hidrológico de la cuenca del Segura". *Aprobado por RD 1664/1998, de 24 de julio (BOE de 11 de agosto)*.
- COMAS, M.C. (1978). "Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno Inferior (Zona Subbética, Andalucía)". *Tesis Doctoral, Univ. País Vasco*. 323 p.
- COMAS, M.C.; GARCÍA DUEÑAS, V.; JURADO, M.J. (1992). "Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from Msc data". *Geo Mar. Lett.*, 12 pp. 157-164.
- COMAS, M.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; SOTO, J.I.; CAMPOS, J. (1993). "An Extensional basin developed on a collisional orogen: the Alborán Sea". *Late orogenic extension in Mountain belts*. Ed. M. Séranne y J. Malavieille. *B.R.G.M., Fr.*, 219, pp. 44-45.
- COMAS, M.C.; PLATT, J.P.; SOTO, J.I.; WATTS, A.B. (1999)- «The Origin and Tectonic History of the Alborán Basin: Insights from Leg 161 Results". *Proc. ODP Sci. Results*. Ed. R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus. 161, pp. 555-579.
- CONESA GARCÍA, C. (1995). "Torrential flow, frequency and morphological adjustments of ephemeral channels in southeast Spain". *River Geomorphology* (E. J. Hickin, Ed.). John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England. 169 - 192.
- CONESA GARCÍA, C. (1987). "Barras de grava en lechos de rambla del Campo de Cartagena (Murcia)". *Papeles de Geografía física*, 12, 33-45.
- CONESA GARCÍA, C.; MARTÍNEZ ALCOCER (1995). "Magnitud y frecuencia de sucesos hidromorfológicos del Bajo Segura anterior a su encauzamiento". *Papeles de Geografía*, 22, 67-86.
- COPPIER, G.; GRIVEAUD, P.; DE LAROUZIERE, F.; MONTENANT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1989). "Example of Neogene tectonic indentation in the eastern Betic Cordilleras: The Arc of Aguilas (southeastern Spain)". *Geodyn. Acta*, 3 (1). 37-51.

- COPPIER, G.; OTT D'ESTEVOU, P; MONTENAT, C. (1990). "Kinematics and paleogeographic evolution of the eastern almeria basins". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 189-193.
- CRESPO BLANC, A.; OROZCO, M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1994). "Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems.". *Tectonics*, 13 pp. 78-88.
- CRESPO BLANC, A.; GARCÍA DUEÑAS, V.; OROZCO, M. (1994). "Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que rest-t-il de la structure en nappes du Complexe Alpujarride". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, Série II pp. 971-977.
- CRESPO BLANC, A. (1995). "Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain)". *J. Struct. Geol.*, 17 (11), pp. 1559-1569.
- CRESPO BLANC, A.; MARTÍNEZ, J.M.M.; AZAÑÓN, J.M. (1996). "Distinguishing lateral folds in thrust systems: examples from Corbières (SW France) and Betic Cordillera (SE Spain): Discussion". *J. Struct. Geol.*, 18 (8), pp. 1101-1105.
- CRESPO-BLANC, A.; CAMPOS, J. (2001). "Structure and kinematics of the South Iberian paleo-margin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics)". *J. Struct. Geol.*, 23 pp. 1615-1630.
- CUENCA PAYÁ, A.; WALKER, M.J. (1986). "Palaeoecological aspects and palaeoeconomic interactions in southern spanish prehistory". In: *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F. López Vera Ed.). Univ. Autonoma de Madrid. 365-371.
- CUENCA PAYÁ, A.; POMERY, R.; WALKER, M.J. (1986). "Palaeoclimatological oscilations in continental upper Pleistocene and Holocene formations in Alicante and Murcia". *Quaternary climate in Western Mediterranean* (F.López Vera Ed.). Univ. Autonoma de Madrid. 353-364.
- DE CARITAT, P; HUTCHEON, I.; WALSH, J.L. (1993). "Chlorite geothermometry: a review". *Clays Clay Mineral.*, 41 pp. 219-239.
- DE JONG, K. (1991). "Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)". *Tesis Doctoral, Vrije Universiteit*.
- DE JONG, K.; WUIBRANS, J.R.; FERAUD, G. (1992). "Repeated Thermal Resetting of Phengites in the Mulhacen Complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by Ar-40/Ar-39 Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating". *Earth Planett. Sci. Lett.*, 110 (1-4), pp. 173-191.

- DE JONG, K. (1993a). "The Tectono-Metamorphic and Chronological Development of the Betic Zone (SE Spain) with Implications for the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean Area". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 96 (3), pp. 295-333.
- DE JONG, K. (1993b). "The tectono-metamorphic evolution of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacen Complex (Betic Zone, SE Spain)". *Geol. Mijnbouw*, 71 pp. 227-237.
- DE LAROUZIERE, F. (1985). "Etude tectono-sédimentaire et magmatique des bassins néogènes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiques internes. Espagne) ". *Tesis Doctoral Univ. Paris 6*. 316 pp.
- DE LAROUZIERE, F.; OTT D'ESTEVOU, P. (1990). "Les Bassins d'Hinojar et de Mazarrón. Les Bassins Néogènes du Domaine Bétique Oriental (Espagne) ". *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 207-220.
- DE LAROUZIERE, F.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; GRIVEAUD, P. (1987). «Evolution simultanée des bassins néogènes en compression et en extension dans un couloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón (Sud Est de l'Espagne) ». *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11. 23-38.
- DE LAROUZIERE, F.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNYER, J.; MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. (1988). "The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the late Miocene". *Tectonophysics*, 152. 41-52.
- DE SMET, M.E.M. (1984b). "Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Tectonophysics*, 107, 57-79.
- DE VRIES, W.C.P.; Y K.B. ZWAAN (1967). "Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, Prov. de Almería, SE Spain". *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetenschap*, B 70, 443-453, 1967.
- DENNY, C.S. (1967). "Fans and pediments". *Am. Jour. Science*, 265. 81-105.
- DI BATTISTINI, G.; TOSCANI, L.; IACCARINO, S.; VILLA, I.M. (1987). "K/Ar ages and the geological setting of cal-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain". *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 8 pp. 369-383.
- DUMAS, B. (1977). "Le Levant espagnol. La génèse du relief ". *Thèse d'Etat, Paris*.

- DURAND DELGA, M.; FEINBERG, H.; MAGNÉ, J.; OLIVIER, P.; ANGLADA, R. (1993). «Les formations oligo-miocènes discordantes sur les Malaguides et les Alpujarrides et leurs implications dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques (Espagne) et la Méditerranée d'Alboran». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317 (série II), pp. 679-687.
- DURAND-DELGA, M. (1980). «La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci». *Soc. Geol. Fr. Mém. h. sér.*, 10 pp. 203-224.
- DURAND-DELGA, M.; KORNPROBST, J. (1963). «Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (5) pp. 1049-1057.
- DURAND-DELGA, M.; ROSSI, P.; OLIVIER, P.; PUGLISI, D. (2000). «Situation structurale et nature ophiolitique des roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 331 pp. 29-38.
- EGELER, C.G. (1964). "On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain)". *Geologische Rundschau*, 53 pp. 260-269.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E.; SIMON, O.J. (1971). "Considerations on the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, southern Spain". *Estudios Geológicos*, 27 pp. 467-473.
- EGELER, C.G.; SIMON, O.J. (1969b). "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures". *Geol. Mijnbouw*, 48 pp. 296-305.
- EGELER, C.G.; SIMON, O.J. (1969). "Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Étude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería y Vélez Rubio". *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Natuurk.*, 25 pp. 1-90.
- ESTÉVEZ, A.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J.A. (1982). «Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas». *Estudios Geol.*, 38 pp. 55-60.
- FEINBERG, H.; MAATE, A.; BOUHDADI, S.; DURAND-DELGA, M.; MAATE, M.; MAGNÉ, J.; OLIVIER, F. (1990). «Signification des dépôts de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc) dans l'évolution géodynamique de l'Arc de Gibraltar». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 310, série II (1487-1495), pp.
- FERNÁNDEZ, M.; MARZÁN, I.; CORREIA, A.; RAMALHO, E. (1998). «Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula». *Tectonophysics*, 291 pp. 29-53.

- FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, E. (2003). "Estructura del contacto entre las zonas Externas e Internas en el área de Sierra de María y los Vélez (sector oriental de las Cordilleras Béticas)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*, 147 p.
- FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, E.; JABALOY, A.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (2004). "Lower Miocene deformation in the hangingwall of the Internal-External Zone boundary of the Betic Cordillera: deformation at the edges of vertical-axis rotation domains in oblique convergent margins". *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*. Ed. J. Grocott, K. J. W. McCaffrey, G. Taylor y B. Tikoff. *Geological Society Special Publications, London*, 227, pp. 249-277.
- FERNEX, F.; LORENZ, F.; MAGNE, J. (1965). "A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale)". *C. R. Acad. Sc.*, 260 pp. 933-936.
- FERNEX, F. (1968). "Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères bétiques, Espagne méridionale)". *Tesis Doctoral Paris*, 1968. 983 p.
- FITZPATRICK, E.A. (1983). "Soils: Their formation, clasifcation and distribution". *Longmans*. 353 pp.
- FREYET, P. (1984). "Carbonate lacustrine sediments and their transformations by emersion and pedogenesis. Importance of indentifying them for paleogeogrphical reconstructions". *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8. 233-347.
- FRIZON DE LAMOTTE, D.; ANDRIEUX, J.; GUÉZOU, J.C. (1991). "Cinématique des chevauchements Néogène Dans L'arc Bético-rifain: Discussion Sur Les Modèles Géodynamiques". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 162 (4), 611-626.
- FROITZHEIM, N. (1992). «Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland)». *Geology*, 20 pp. 923-926.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). "Faulting phase differentiation by means of computer search on grid pattern". *Ann. Tectonicae*, 2 pp. 90-97.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; JABALOY, A. (1989). "Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain)". *Geodinamica Acta*, 3 pp. 73-85.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; JABALOY, A. (1991). "Geometry and kinematic of post-Aquitanian brittle deformation in the Alpujárride rocks and their relation with the Alpujárride/Nevado-Filábride contact". *Geogaceta*, 9 pp. 30-33.

- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; JABALÓY, A. (1993). "Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to present-day)". *Tectonophysics*, 227 pp. 105-126.
- GALLOWAY, W.E. (1981). "Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems". *Soc. Econ. Pal. Min. Sp. Pub.*, 31. 127-155.
- GARCÍA CASCO, A.; TORRES ROLDÁN, R.L. (1996). "Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain)". *J. Petrol.*, 37 (5), pp. 1207-1239.
- GARCÍA DUEÑAS, V. Y BALANYÁ, J.C. (1986): "Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar". *Maleo, Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2 pp. 23.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1988a). "Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio Cortical de Alborán, el Despegue Extensional de Filabres (Béticas orientales)". *Geogaceta*, 5 pp. 53-55.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; NAVARRO VILÁ, F. (1986). "La zona de cizalla de Torres Cartas, Conjunto de Fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides (Sierra Alhamilla, Béticas Orientales)". *Geogaceta*, 1 pp. 17-19.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; OROZCO, M.; SOTO, J. (1988a). «Plis-nappes, cisaillements syn- à post-métamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères bétiques, Espagne)». *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, Série II pp. 1389-1395.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.I. (1988b). «Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues mantos separados por zonas de cizalla». *II Congreso Geológico de España, Simposios* pp. 17-26.
- GARCÍA DUEÑAS, V.; BALANYÁ, J.C.; MARTÍNEZ MARTÍNEZ, J.M. (1992). "Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications". *Geo Mar. Lett.*, 12 pp. 88-95.
- GEEL, T. (1973). "The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio area (southern Spain)". *GUA Papers of Geology, Series 1*, 5, 179p.
- GEEL, T. (1976). "Messinian gypsiferous deposits of the Lorca Basin (province of Murcia, SE Spain)". *Messinian evaporites in the Mediterranean*. Ed. R. Catalano, G. Ruggieri y R. Sprovieri. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 16, pp. 369-384.

- GEIGER, F. (1970). "Die aridität in sudostspanien". *Stuttgart Geograph. Stud.*, 77. 173 pp.
- GIBBS, A.D. (1984). "Structural evolution of extensional basin margins". *J. Geol. Soc. London*, 141 pp. 609-620.
- GOFFÉ, B., MICHARD, A.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; MONIÉ, P.; CAMPOS, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SIMANCAS, F. (1989). "First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain)". *European J. Mineral.*, 1 pp. 139-142.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; CASQUET, C.; MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; GARCÍA-DUEÑAS, V. (1995). "Retrograde evolution of quartz segregations from the Dos Picos shear zone in the Nevado-Filábride Complex (Betic chains, Spain). Evidence from fluid inclusions and quartz c-axis fabrics". *Geol. Rundsch.*, 84 pp. 175-186.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; ALDAYA, F.; GALINDO ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A. (1996). "Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras". *Geol. Rundsch.*, 85 pp. 350-362.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. (1989). "The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche basin, Southeast Spain". *Tectonophysics*, 163. 219-225.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L. (1986a). "Las terrazas marinas del Cuaternario reciente en los litorales de Murcia y Almería (España). El control de la neotectónica en la disposición y número de las mismas". *Estudios Geol.*, 42 pp. 439-443.
- GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.; DABRIO, J.C. (1990). "Evolucion paleogeográfica de la Depresión de Elche-Cuenca del Bajo Segura (España) durante el Pleistoceno". *Estudios Geol.*, 46, pp. 237-244.
- GUERRA-MERCHÁN, A. (1993). "La Cuenca Neógena del Corredor del Almanzora". *Tesis Doctoral, Univ. Granada, Edit. Edinford, Málaga*.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1994). "La evolución espacio-temporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos.". *Tesis Doctoral, Univ. Murcia*, 467 p p.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1995). "Historia geológica de la Cuenca de Lorca (Murcia): Influencia de la tectónica en la sedimentación". *Geogaceta*, 18 pp. 30-33.

- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1995). "Unidades tectosedimentarias y rupturas en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 17 pp. 39-42.
- GUILLÉN MONDÉJAR, F.; MANCHEÑO, M.A.; ARANA, R.; LÓPEZ AGUAYO, F. (1996). "La evolución de los minerales de la arcilla en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *Geogaceta*, 19 pp. 121-123.
- HARVEY, A.M. (1986). "Alluvial fans of the Sierra de Carrascoy". *Excursion Guide-Book, IGU Comm. Measurement, Theory and Application in Geomorphology* (M.Sala Ed.), Barcelona. 135-139.
- HARVEY, A.M. (1987). "Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentology". *Desert sediments ancient and modern* (L.Frostik & I.Reid Eds.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 35. 87-103.
- HARVEY, A.M. (1989). "The occurrence and role of arid zone alluvial fans". *Arid Zone Geomorphology* (D.Thomas Ed.). *Belhaven Press*. 136-158.
- HARVEY, A.M. (1990). "Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain". *Alluvial fans, a field approach* (A.H.Rackocki & M.J.Church Eds.). *Wiley & Sons, New York*. 247-269.
- HERAS, R. (1973). "Estudio de máximas crecidas de la zona de Alicante-Almería y Málaga y de las lluvias torrenciales de Octubre de 1973". *Mem. Centro Est. Hidrográficos (Diciembre)*. *Madrid*. 120 pp.
- HERBIG H.G. (1983). "The Carboniferous of the Betic Cordillera". *Martínez Díaz C. (ed). X Congr. Int. Estrat. y Geol. Carbonífero, Madrid*, 343-356.
- HERBIG H.G. (1984). "Reconstruction of a Lost Sedimentary Realm. The limestone boulders in the Carboniferous of the Malaguides (Betic Cordillera, Southern Spain)". *Facies*, 11, 1-108.
- HERBIG, H.G.; MAMET-BERNARD, L. (1983). "Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, southern Spain)". *X Congr. Inter. Estr. Geol. Carbonífero, IGME, Madrid*, pp. 46.
- HERMES, J.J. (1966). "Tintinnids from the Silurian of the Betic cordilleras, Spain". *Revue de Micropaleontologie*, 8 (4), pp. 211-214.

- HERMES, J.J.; KUHRY, B. (1969). «Remarks on the age of emplacement of the Betic of Malaga in the Sierra Espuña, Spain”. *Geol. en Mijnbouw*, 48 (1), pp. 71-74.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; MASANA, E.; SANTANACH, P. (2000). “Resultados preliminares del estudio paleosísmico mediante trincheras de la Falla de Alhama de Murcia (Cordillera Bética)”. *Geotemas*, 1(4), 335-339.
- HERNÁNDEZ GAMBÍN, C.; NAVARRO HERVÁS, F. (1992). “Aproximación al estudio de los humedales salinos de la margen izquierda del Río Guadalentín (Región de Murcia)”. *Act. XV Encuentros. Jov. Geógraf.*, 113-120. *Asoc. Jov. Geógrafos, Murcia*.
- HERNÁNDEZ, J.; DE LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P. (1987). “Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement trans-Alborán”. *Bull. Soc. Geol. France*, 1987(8). T. III, n.2, 257-276.
- HILLIER, S.; VELDE, B. (1991). «Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites». *Clay Minerals*, 26 pp. 146-168.
- HOLLAND, T.J.B.; BAKER, J.; POWELL, R. (1998). “Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O”. *European J. Mineral.*, 10 pp. 395-406.
- IGME. (1975). “Estudio hidrogeológico de la Cuenca baja del Segura”. *Informe técnico núm., 5. Valle del Guadalentín (Sondeos mecánicos y Sondeos electricos verticales)*.
- IGME (1979). “Posibilidades de captación de aguas subterráneas en el Término Municipal de Aledo (Murcia)”.
- ITGE (1988). “Perímetros de sobreexplotación en la cuenca del Segura”
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1992). “The Mecina Extensional System: Its Relation with the Post-Aquitania Piggy- Back Basins and the Paleostresses (Betic Cordilleras, Spain)”. *Geo-Marine Letters*, 12 pp. 96-103.
- JABALOY, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1993). “The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain”. *J. Struct. Geol.*, 15 (3-5), pp. 555-569.
- JENKINS, D.M.; CHERNOSKY, J.V. (1986). “Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorites”. *American Mineralogist*, 71 pp. 924-936.

- JOHNSON, C. (1993). "Contrasted thermal histories of different nappe complexes in SE Spain: evidence for complex crustal extension". En: *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*. Ed. M. M. Séranne, J. 209, pp.
- JOHNSON, C.; HARBURY, N.; HURFORD, A.J. (1997). «The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera (SE Spain)". *Tectonics*, 16 (2), pp. 189-204.
- KAMPSCHUUR, W. (1975). "Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies". *Tectonophysics*, 27 pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W.; ESPEJO, J.A.; CRESPO, A.; PIGNATELLI, R. (1972). "Mapa Geológico y Minero de España 953 (Lorca)". *I.G.M.E., Madrid*
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W.; RONDEEL, H.E. (1973). "Poliphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic zone of Spain.". *Estudios Geológicos*, 29 pp. 209-222.
- KAMPSCHUUR, W.; RONDEEL, H.E. (1975). "The origin of the Betic Orogen, SE Spain". *Tectonophysics*, 27 pp. 39-56.
- KORNPROBST, J.; DURAND-DELGA, M. (1985). «Carte géologique du Rif; Tetouan-Ras Mazari». *Editions du Service Géologique du Maroc, Rabat, Marruecos*.
- KOZUR H.; KAMPSCHUUR W.; MULDER-BLANKEN C.W.; SIMON O.J. (1974). "Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain)". *Scripte Geol.*, 23, 1-56.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C.W.H.; SIMON, O.J. (1985). «On the triassic of the Betic Cordilleras (S. Spain), with special emphasis on holothurian sclerites». *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Ser. B*, 88 pp. 83-110.
- LEINE, L. (1968). "Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain". *Tesis Doctoral, Amsterdam*, 112 p.
- LENOIR, X.; GARRIDO, C.; BODINIER, J.; DAUTRIA, J.M.; GERVILLA, F. (2001). "The Recrystallization Front of the Ronda Peridotite: Evidence for Melting and Thermal Erosion of Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Alboran Basin". *J. Petrol.*, 42 pp. 141-158.
- LEONI, L.; SARTORI, F.; TAMPONI, M. (1998). "Compositional variation in K-white micas and chlorites coexisting in Al-saturated metapelites under late diagenetic to low grade metamor-

- phic conditions (Internal Liguride Units, Northern Apennines, Italy)". *Eur. J. Mineral.*, 10 pp. 1321-1339.
- LOEBLICH, A.R.; TAPPAN, H. (1988). "Foraminiferal genera and their classification". *Van Nostrand-Reinhold Company*. New York.
- LONERGAN, L. (1991). "Structural Evolution of the Sierra Espuña, Betic Cordillera, SE Spain". *Tesis Doctoral, Oxford University*, 154 p.
- LONERGAN, L. (1993). "Timing and Kinematics of deformation in the Malaguide Complex, Internal Zone of the Betic Cordillera, Southeast Spain". *Tectonics*, 12 (2), pp. 460-476.
- LONERGAN, L.; SCHREIBER, B.C. (1993). "Proximal deposits at a fault-controlled basin margin, Upper Miocene, SE Spain". *J. Geol. Soc. London*, 150 pp. 719-727.
- LONERGAN, L.; PLATT, J.P.; GALLAGHER, L. (1994). "The Internal-External Zone Boundary in the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol.*, 16 (2), pp. 175-188.
- LONERGAN, L.; MANGERAJETZKY, M.A. (1994). "Evidence for Internal Zone Unroofing from Foreland Basin Sediments, Betic Cordillera, Se Spain". *J. Geol. Soc.*, 151 (MAY), pp. 515-529.
- LONERGAN, L.; PLATT, J. (1995). "The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain". *J. Struct. Geol.*, 17 (12), pp. 1665-1671.
- LONERGAN, L.; WHITE, N. (1997). "Origin of the Betic-Rif mountain belt". *Tectonics*, 16 (3), pp. 504-522.
- LONERGAN, L.; JOHNSON, C. (1998). "Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain". *Basin Research*, 10 pp. 353-364.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; CONESA GARCÍA, C.; ALONSO SARRIÁ, F. (2002). "Floods: Magnitude and Frequency in Ephemeral Streams of the Spanish Mediterranean Region". *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels* (L. J. BULL & M. J. KIRBY, Eds.). *John Wiley & Sons Ltd. Chichester, England*. 329-350.
- LÓPEZ GÓMEZ, J; LÓPEZ GÓMEZ, A. (1987). "Los Climas secos de España según el Sistema de co-pen". *Papeles de Geografía física*, 12, 5-10.

- MACHETTE, M.N. (1985). "Calclis soils of the south-western United States". *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 203. 1-21.
- MACKLIN, M.G.; FULLER, I.C.; LEWIN, J.; MAAS, G.S.; PASSMORE, D.G.; ROSE, J.; WOODWARD, J.C.; BLACK, S.; HAMBLIM, R.H.B.; ROWAN, J.S. (2002). "Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean Basin over the last 200 ka and their relationship to climate change". *Quaternary Science Reviews*, 21, 1633 -1641.
- MÄKEL, G.H.; RONDEEL, H.E. (1979). "Differences in the stratigraphy and metamorphism between superposed Maláguide and Alpujárride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, SE Spain)". *Estudios Geol.*, 35 pp. 109-117.
- MÄKEL, G.H. (1981). "Differences in tectonic evolution of superimposed Malaguide and Alpujárride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain)". *Geol. en Mijnbouw*, 60 pp. 203-208.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987). "Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Tesis Doctoral, Univ. Granada*.
- MARTÍN ALGARRA, A.; MESSINA, A.; PERRONE, V.; RUSSO, S.; MAATE, A.; MARTÍN MARTÍN, M. (2000). "A lost Realm in the Internal Domains of the Betic-Rif Orogen (Spain and Morocco): Evidence from Conglomerates and Consequences for Alpine Geodynamic Evolution". *J. Geol.*, 108 pp. 447-467.
- MARTÍN MARTÍN, M. (1996). "El Terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera Bética oriental, SE de España) Estratigrafía y evolución paleogeográfica". *Tesis Doctoral, U. de Granada*, 297 p.
- MARTÍN MARTÍN, M.; EL MAMOUNE, B.; AGUSTÍN ALGARRA, A.; SERRA KIEL, J. (1997). «La formation As, datée de l'Oligocène, est impliquée dans les charriages des unités malaguides supérieures de la Sierra Espuña (zones internes bétiques, province de Murcie, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 325 pp. 861-868.
- MARTÍN MARTÍN, M.; MARTÍN ALGARRA, A.; SERRA KIEL, J. (1997). «El terciario del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España)». *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4), pp. 265-280.
- MARTÍN MARTÍN, M.; SERRA KIEL, J.; EL MAMOUNE, B.; MARTÍN ALGARRA, A.; SERRANO, F. (1998). «Le Paléocène des Malaguides orientales (Cordillères Bétiques, Espagne): stratigraphie et paléogéographie». *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 326 pp. 35-41.

- MARTÍN-MARTÍN, M.; MARTÍN-ALGARRA, A. (2002). "Thrust sequence and syntectonic sedimentation in a piggy-back basin: the Oligo-Aquitania Mula-Pliego Basin (Internal Betic Zone, SE Spain)". *C.R. Geoscience*, 334 pp. 363-370.
- MARTÍN MARTÍN, M.; MAMOUNE, B E.; ALGARRA, A.M.; PÉREZ, J.A.M.; KIEL, J.S. (1997). "Timing of deformation in the Malaguide Complex of the Sierra Espuña (SE Spain). Geodynamic evolution of the Internal Betic Zone". *Geol. en Mijnbouw*, 75 pp. 309-316.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (1998). "Neotectónica y tectónica activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética-España)". *Tesis Doctoral, U. Complutense de Madrid*, 465 p.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (1999). "Sismotectónica de la Falla de Alhama de Murcia: Implicaciones sismogénicas del Terremoto de Lorca de Junio-1977 (Mb: 4,2)". *Estudios Geol.*, 55, 251-266.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1991). "Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad". *Geogaceta*, 9 pp. 38-42.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992a). "Tectónica reciente y rasgos sismotectónicos en el sector Lorca-Totana de la Falla de Alhama de Murcia". *Est. Geológicos*, 48. 153-162.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (1992b). "Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)". *VIII Cong. Latinoamericano de Geol. Simposios, T. 2. Actas 8*, 420-430.
- MARTÍNEZ DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; ALFARO, P.; ESTÉVEZ, A. (2000). "Neotectónica y Tectónica activa en la Cordillera Bética Oriental (sectores de Lorca-Totana y Bajo Segura)". *Itinerarios Geológico por la Provincia de Alicante y limítrofes (J.C. Cañavereas et al. Eds.)*, pp.75-88. *V Congreso Español de Geología (guidebook), Universidad de Alicante, Alicante (Spain)*.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (2001). "Using travertine deformations to characterize paleoseismic activity along an active oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault (Betic Cordillera, Spain)". *Acta Geol. Hisp.*, 36 (3-4), 297-314.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. (2002). "Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama de Murcia fault, Betic Cordillera, Spain". *Tectonophysics*, 356 pp. 291-305.

- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. (1986a). "Evolución tectónico-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)". *Cuad. Geol.*, 13 pp. 1-194.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; AZAÑÓN, J.M. (1997). "Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system". *Tectonics*, 16 (2), pp. 205-225.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.I.; BALANYÁ, J.C. (2002). "Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain)". *Tectonics*, 21 pp. DOI 10.1029/2001TC001283.
- MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M.; SOTO, J.I.; BALANYÁ, J.C. (2004). "Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain)". *Gneiss domes in orogeny*. Ed. D. L. Whitney, C. Teyssier y C. S. Siddoway. *Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado*, 380, pp. 243-266.
- MARTÍNEZ RODRÍGUEZ, A.; PONCE GARCÍA, J. (1997). "Excavaciones Arqueológicas de urgencia en un enclave Romano y un asentamiento del Neolítico final en la Calle Floridablanca, Espalda Huerto Ruano (Lorca, Murcia)". *Memorias de Arqueología*, 12, 291-306. www.arqueomurcia.com (2004).
- MASANA, E.; MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; SANTANACH, P. (2004). "The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebian region". *J. Geophys. Res.*, 109 (B01301), pp. doi:10.1029/2002JB002359.
- MASSONNE, H.J.; SCHREYER, W. (1987). "Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96 pp. 214-224.
- MASSONNE, H.J.; SZPURKA, Z. (1997): "Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O". *Lithos*, 41 pp. 229-250.
- MCPHAIL, D.; BERMAN, R.G.; GREENWOOD, H.J. (1990). "Experimental and theoretical constraints on aluminium substitutions in magnesian chlorite, and a thermodynamic model for H₂O in magnesian cordierite". *Canadian Mineral.*, 28 pp. 859-874.
- MECO, J.; STEARNS, C.E. (1981). "Emergent littoral deposits in the Eastern Canary Islands". *Quaternary Resch.*, 15. 199-208.

- MEGÍAS, A.G. (1982). "Introducción al análisis tectonosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congreso latino-americano de geología*, 1 pp. 385-402.
- MEZCUA, J.; MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983). "Sismicidad del área Ibero-Magrebí". *Inst. Geog. Nacional, Madrid*. 299 pp.
- MEZCUA, J.; HERRAIZ, M.; BUFORN, E. (1984). "Study of the 6 June 1977 Lorca (Spain) earthquake and its aftershock sequence". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74. 167-179.
- MIALL, A.D. (1978). "Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall Ed.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5. 597-604.
- MICHARD, A.; GOFFÉ, B.; BOUYBAOUENE, M.L.; SADDIQI, O. (1997). "Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco". *Terra Nova*, 9 pp. 171-174.
- MICHELAU (1942). "Das paläozoikum der Betischen Ketten NW von Malaga". *Tesis Doctoral*, 22 p.
- MINISTERIO DE MEDIO AMBIENTE (2005). "Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias".
- MITCHUM, R.M.J.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis". *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. Ed. C. E. Payton. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 26, pp. 53-62.
- MON, R. (1971). "Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga, y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga)". *Bol. Geol. Min.*, 62 (2), pp. 132-146.
- MONIÉ, P.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F.; GOFFÉ, B.; JABALOY, A. (1991a): "⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain)". *Journal of the Geological Society of London*, 148 pp. 288-297.
- MONIÉ, P.; TORRES ROLDÁN, R.L.; GARCÍA CASCO, A.; GOFFÉ, B. (1991b). "High rates of cooling in the Western Alpujarrides, Betic Cordilleras, Southern Spain. A ⁴⁰Ar/³⁹Ar study.". *Terra Nova, Supplement 6 (Abstract 17)*.

- MONIÉ, P.; TORRES-ROLDÁN, R.L.; GARCÍA-CASCO, A. (1994). "Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane". *Tectonophysics*, 238 pp. 353-379.
- MONTÉL, J.M.; KORNPROBST, J.; VIELZEUF, D.; VESCHAMBRE, M. (1995). "Shielding effect of garnet for the U-Th-Pb system in monazite: an e-probe study at Beni Bousera (Morocco)". *Terra Nova Abstracts*, 7 (1), pp. 348.
- MONTENAT, C. (1973). "Les formations Néogènes et Quaternaires du Levant espagnol". *Ph.D. Thesis. Univ.Paris-Orsay*. 1170 pp.
- MONTENAT, C. (1977). "Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcie (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique". *Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon*, 69, 345 p, 1977.
- MONTENAT, C. (1981). "Observations nouvelles sur les croûtes calcaires pléistocènes du Sud-Est de l'Espagne (province d'Alicante et de Murcia)". *Geol. Méditerranéenne T. VIII*, 3.
- MONTENAT, C.; DE BRUIJN, H. (1976). "The Ruscinian rodent fauna from La Juliana (Murcia); its implications for the correlation of continental and marine biozones". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch, B*, 79 (4). 245-255.
- MONTENAT, C.; ECHALLIER, J.C. (1977). "L'importance des structures organiques du type Microcodium dans la constitution des croûtes calcaires pleistocènes". *C.R. Acad. SC. Paris*, 285 Serie D. 3-6.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTÉVOU, P. (1990). "Eastern betic Neogene Basins-A review". *Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne)*. Ed. C. Montenat. Documents et Travaux IGAL, 12-13, pp. 9-15.
- MONTENAT, C., THALER, L.; VAN COUVERING, J.A. (1975). "La faune de rongeurs de Librilla: Corrélations avec les formations marines du Miocène terminal et les datations radométriques du volcanisme de Barqueros (Province de Murcia Espagne Meridionale)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 281. 519-522.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTÉVOU, P.; MASSE, P. (1987). "Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11 pp. 1-22.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTÉVOU, P.; DELORT, T. (1990a). «Le Bassin de Lorca». *Les bassins Neogenes du Domaine Bétique Oriental (Espagne)*. Ed. C. Montenat. Paris, 12-13, pp. 261-280.

- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P.; COPPIER, G. (1990b). «Les bassins neogenes entre Alicante et Cartagena». *Doc. et Trav. I.G.A.L.*, 12-13, 313-386.
- MONTES, R. (1985). "Excavaciones en Cueva Pernera, Lorca (Murcia)". *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 23, 9-59.
- MORGAN, P.; GUSNOLD, W.D. (1989). "Heat flow and thermal regimes in the continental United States". *Geophysical framework of the continental United States*. Ed. L. C. Pakiser y W. D. Mooney. Geol. Soc. Am. Mem., Boulder, Colorado, 172, pp. 493-522.
- MORILLON, A. C.; BOURGOIS, J.; POUPEAU, G.; SOSSON, M. (1996). "Exhumation au Miocene inferieur des nappes de Los Reales et d'Ojén (Zones Internes bétiques, Espagne) à partir de l'étude des traces de fission sur apatite». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322 (Série II), pp. 885-891.
- MUNJERA, M.; CARRIÓN, J.S. (1991). "Palinología de un depósito arqueológico en el sureste Ibérico semiárido: Cueva del Algarrobo (Mazarrón, Murcia)". *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 107-118.
- MUÑOZ BRAVO, J. (1989). "Enseñanza de las avenidas históricas en la Cuenca del Segura". *Avenidas fluviales e inundaciones en la Cuenca del Mediterráneo*. Inst. Univ. Alicante. Caja Ahorros del Mediterráneo. 459-467.
- NAVARRO HERVÁS, F. (1992). "El sistema hidrográfico del Guadalentín". *Cuad. Técnicos*, 6. Consi. Polt. Terr. Obras Pub. y Medio Amb. de la Reg. de Murcia. Murcia. 256 pp.
- NIETO, F.; VELILLA, N.; PEACOR, D.R.; ORTEGA-HUERTAS, M. (1994). "Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115 pp. 243-252.
- O'DOHERTY, L.; RODRÍGUEZ-CAÑERO, R.; GURSKY, H.J.; MARTÍN-ALGARRA, A.; CARIDROIT, M. (2000). "New data on Lower Carboniferous stratigraphy and palaeogeography of the Malaguide Complex (Betic Cordillera, Southern Spain)". *C. R. Acad. Sci. Series IIA, Earth and Planetary Sci.*, 331 (8), pp. 533-541.
- OROZCO, M.; ALONSO-CHAVES, F.M.; NIETO, F. (1998). "Development of large north-facing folds and its relation with crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras)". *Tectonophysics*, 56 pp. 277-295.
- OROZCO, M.; ÁLVAREZ-VALERO, A.M.; ALONSO-CHAVES, F.M.; PLATT, J.P. (2004). "Internal structure of a collapsed terrain: The Lujar syncline and its significance for the fold- and sheet-structure of the Alboran Domain (Betic Cordilleras, Spain)". *Tectonophysics*, 385 (1-4), pp. 85-104.

- ORTÍ, F. (1990). "Introducción a las evaporitas de la Cuenca de Lorca". *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. Nuevas aportaciones y guía de superficie*. Ed. F. Ortí y J. M. Salvany-Durán. Enresa y GPPG, Universidad de Barcelona, pp. 257-266.
- ORUETA, D. (1917). "Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda". *Memorias del I.G.M.E.*, 32 pp. 1-576.
- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. (1985). «Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène». *C. R. Acad. Sci. Paris, 300 (Série II)*, pp. 363-368.
- PAQUET, J. (1966). «Age auversien de la phase tectonique majeure dans le Bétique de Malaga et le Subbétique de la Province de Murcie, Sierras de Espuña et de Ponce». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263 pp. 1681-1684.
- PAQUET, J. (1966). «Age de mise en place des unités supérieures du Bétique de Malaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra de Espuña, province de Murcie, Espagne)». *Bull. Soc. Geol. de France, 7 (VIII)*, pp. 946-954.
- PAQUET, J. (1969). «Etude Géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». *Mém. Soc. Géol. France*, 111 pp. 270 p.
- PAQUET, J. (1970). «Transgressivite de l'Eocene superieur dans les malaguides de la Sierra de Espuña (Cordilleres Bétiques, Sud Est de l'Espagne) Mise au point». *Geol. Mijnbouw*, 49 (1), pp. 61-64.
- PAQUET, J. (1971). «Sur l'existence d'une phase fini-oligocène supérieur dans le Subbétique des Cordillères bétiques (province de Murcia, Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 273 (Serie D), pp. 1553-1555.
- PAQUET, J. (1974). "Tectonique éocène dans les Cordillères Bétiques: Vers une nouvelle conception de la paleogéographie en Méditerranée occidentale". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16 pp. 58-71.
- PÉREZ LORENTE, F.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; SERRANO, F.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLÉN MONDÉJAR, F. (1992): «Contribución a la bioestratigrafía neógena de la Cuenca de Lorca (Murcia)». *III Congreso Geológico de España y VIII Congr. Latinoamericano de Geología, Salamanca*, 1 pp. 185-190.
- PLATT, J.P.; BEHRMANN, J.H. (1986). «Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain». *J. Struct. Geol.*, 5 pp. 519-538.

- PLATT, J.P. (1986). "Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks". *Geological Society of America bulletin*, 97 pp. 1037-1053.
- PLATT, J.P. (1998). "Comment on "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betic, Gibraltar Arc)" by Juan C. Balanya *et al.*". *Tectonics*, 17 (6), pp. 973-976.
- PLATT, J.P.; SOTO, J.I.; COMAS, M.C. (1996). "Decompression and High-Temperature-Low-Pressure Metamorphism in the Exhumed Floor of an Extensional Basin, Alboran-Sea, Western Mediterranean". *GEOLOGY*, 24 (5), pp. 447-450.
- PLATT, J.P.; SOTO, J.I.; WHITEHOUSE, M.J.; HURFORD, A.J.; KELLEY, S.P. (1998). "Thermal Evolution, Rate of Exhumation, and Tectonic Significance of Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean". *Tectonics*, 17 (5), pp. 671-689.
- PLATT, J.P.; WHITEHOUSE, M.J. (1999). "Early Miocene High-Temperature Metamorphism and Rapid Exhumation in the Betic-Cordillera (Spain) - Evidence from U-Pb Zircon Ages". *Earth Planet. Sc. Lett.*, 171 (4), pp. 591-605.
- PLATT, J.P.; WHITEHOUSE, M.J.; KELLEY, S.P.; CARTER, A.; HOLICK, L. (2003). "Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension". *Geology*, 31 pp. 251-254.
- PLATT, J.P.; KELLEY, S.P.; CARTER, A.; OROZCO, M. (2005). "Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain". *J. Geol. Soc., London*, 162 pp. 1-12.
- PLATZMAN, E.; PLATT, J.P. (2005). "Kinematics of a twisted core complex: oblique axis rotation in an extended terrane (Betic Cordillera, southern Spain)". *En prensa*.
- POLYAK, B.G.; FERNÁNDEZ, M.; KHUTORSKOY, M.D.; SOTO, J.I.; BASOV, I.A.; COMAS, M.C.; KHAIN, V.Y.; ALONSO, B.; AGAPOVA, G.V.; MAZUROVA, I.S.; NEGREDO, A.; TOCHITSKY, V.O.; DELALINDE, J.; BOGDANOV, N.A.; BANDA, E. (1996). "Heat-Flow in the Alboran Sea, Western Mediterranean". *Tectonophysics*, 263 (1-4), pp. 191-218.
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; OEN, I.S.; VERDUMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H. (1979). "Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70 pp. 103-109.
- RANALLI, G. (1987). "Rheology of the Earth: Deformation and flow processes in geophysics and geodynamics". *Allen and Unwin*.

- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. (1980). "Depositional sedimentary environments". *Springer-Verlag, New York*. 549 págs.
- REY PASTOR, A. (1951). "Estudio sismotectónico de la región sureste de España". *Inst. Geog. Cast. Madrid*. 52 p.
- ROCKWELL, T.K.; KELLER, E.A.; JOHNSON, D.L. (1984). "Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California". *Tectonic Geomorphology (M. Morisawa Ed.)*. Pub. en *Geomorphology*. State Univ. New York at Binghamton. 183-207.
- RODRÍGUEZ DE LA TORRE, F. (1984). "Los terremotos alicantinos de 1829". *Inst. Est. Alicantinos. Diputación de Alicante*. 322 p.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, R. (1993). "La Neotectónica de Lorca y sus alrededores en relación con la actividad actual de la Falla de Alhama de Murcia. Análisis de las grietas del Tunal de Lorca y de los barrios altos de esta ciudad". *Problemática Geoambiental y Desarrollo*, 1. 709-715.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T.; MANCHEÑO, M.A.; GUILLÉN MONDÉJAR, F.; LÓPEZ AGUAYO, F.; ARANA, R.; FERNÁNDEZ TAPIA, M.T.; SERRANO, F. (1992). "Tectónica y sedimentación neógena en la Cuenca de Lorca (Murcia)". *III Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoam. Geol., Salamanca*. 1 pp. 201-206.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; COMAS, M.C.; SORIA, J.; MARTÍN PÉREZ, J.A.; SOTO, J.I. (1999). "The Sedimentary Record of the Alboran Basin: an Attempt at Sedimentary Sequence Correlation and Subsidence Analysis". *Proc. ODP Sci. Results. Ed. R. Zahn, M. C. Comas y A. Klaus*. 161, pp. 69-76.
- ROEP, T.B. (1972). "Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Velez Rubio region, SE Spain) ". *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 75 pp. 223-247.
- ROEP, T.B. (1974). "The hercynian diastrophism in the Betic of Malaga, SE Spain". *Geol. Mijnbouw*, 53 pp. 245-247.
- ROEP, T.B.; MACGILLAVRY, H.J. (1962). "Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Malaga of the Velez Rubio region (SE Spain)". *Geol. Mijnbouw*, 41 pp. 423-429.
- ROMERO DÍAZ, A.; LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985). "Procesos de erosión hídrica en la cuenca Neógeno-Cuaternaria de Mula". *Actas IX Colq. Geograf. Esp.* 83-89.

- ROUCHY, J.M. (1982). «La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée». *Mém. Mus. Natl. Hist. Nat.*, L. 267p.
- ROUCHY, J.M.; PIERRE, C. (1979). «Données sédimentologiques et isotopiques sur les gypses des séries évaporitiques messiniennes d'Espagne méridionale et de Chypre». *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 21 pp. 267-280.
- ROUCHY, J.M.; TABERNER, C.; BLANCVALLERON, M.M.; SPROVIERI, R.; RUSSELL, M.; PIERRE, C.; DISTEFANO, E.; PUEYO, J.J.; CARUSO, A.; DINARESTURELL, J.; GOMISCOLL, E.; WOLFF, G.A.; CESPUGLIO, G.; DITCHFIELD, P.; PESTREA, S.; COMBOURIEUNEBOU, N.; SANTISTEBAN, C.; GRIMALT, J.O. (1998). «Sedimentary and Diagenetic Markers of the Restriction in a Marine Basin-The Lorca Basin (Se Spain) During the Messinian». *Sedimentary Geol.*, 121 (1-2), pp. 23-55.
- SÁNCHEZ GÓMEZ, M. (1997). "Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar)". *Tesis Doctoral, Universidad de Granada*. 226 p.
- SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, L. (1998). "Pre-Alpine and Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission-track dating". *Tesis Doctoral*. 170 p.
- SÁNCHEZ RODRÍGUEZ, L.; GEBAUER, D. (2000). "Mesozoic Formation of Pyroxenites and Gabbros in the Ronda Area (Southern Spain), Followed by Early Miocene Subduction Metamorphism and Emplacement into the Middle Crust - U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe Dating of Zircon". *Tectonophysics*, 316 (1-2), pp. 19-44.
- SÁNCHEZ VIZCAINO, V.L.; GÓMEZ PUGNAIRE, M.T.; FERNÁNDEZ SOLER, J.M. (1991). "Petrological features of some alpujarride mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain)". *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), pp. 321-335.
- SANZ DE GALDEANO, C.; LOPEZ CASADO, C. (1988). "Fuentes sísmicas en el ámbito bético-rifeño". *Rev. de Geofísica*, 44, 175-198.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). "Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas". *Est. Geológicos*, 43. 435-443.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990a). "Geologic evolution of the Betic Bordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present". *Tectonophysics*, 172, 107-119.

- SANZ DE GALDEANO, C.; LÓPEZ CASADO, C.; DELGADO, J. AND PEINADO, M.A. (1995). "Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera: a preliminary approach to seismic sources associated with specific faults". *Tectonophysics*, 248, 293-302.
- SCHULTE, L. (2002). "Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum". *Quaternary International*, 93-94, 85- 100.
- SCLATER, J.G.; JAUPART, C.; GALSON, D. (1980). "The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18 (1), pp. 269-311.
- SCOTNEY, P.; BURGESS, R.; RUTTER, E.H. (2000); "⁴⁰Ar/³⁹Ar age of the Cabo de Gata volcanic series and displacements on the Carboneras fault zone, SE Spain". *J. Geol. Soc. London*, 157 pp. 1003-1008.
- SIBSON, R.H. (1977). "Fault rocks and fault mechanisms". *J. Geol. Soc. Lond.*, 133 pp. 191-213.
- SIBSON, R.H. (1986). "Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones". *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14 pp. 149-175.
- SILVA, P.G. (1994). "Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín (Murcia). Desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología". *Tesis Doctoral UCM*. 642 pp.
- SILVA, P.G. (1996). "Geometría fractal de la Zona de Falla de Lorca-Alhama (Murcia, SE España)". *Geogaceta*, 20(6). 141-144.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992a): "Características estructurales y geométricas de la falla de desgarre de Lorca-Alhama". *Geogaceta*, 12. 7-11.
- SILVA, P.G.; HARVEY, A.M.; ZAZO, C.; GOY, J.L. (1992b). "Geomorphology, Depositional style and morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentín Depression (Murcia, SE Spain)". *Z.F. Geomorph.*, 36-3. 661-673.
- SILVA, P.; GOY, J.L.; ZAZO, C. (1992e). "Discordancias progresivas y expresión geomorfológica de los abanicos aluviales cuaternarios de la depresión tectónica del Guadalentín". *Geogaceta*, 11 pp. 67-70.

- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. (1992d). "Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España". *Actas III Cong. Geol. Esp., T., 2.* 96-100.
- SILVA, P.; GOY, J.; 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, southeastern Spain". *Tectonophysics*, 224, pp. 289-303.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. (1996a). "Evolución reciente del drenaje en la Depresión del Guadalentín (Murcia, España)". *Geogaceta*, 20(5). 1100-1103.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. (1997). "Paleoseismic Indications Along Aseismic Fault Segments in the Guadalentin Depression (Se Spain)". *J. Geodynamics*, 24 (1-4), pp. 105-115.
- SILVA, P.G.; BARDAJÍ, T.; CALMEL-ÁVILA, M.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BORJA, F. (2003a). "Landscape changes due to earthquakes and tectonic uplift in the Iberian Peninsula littoral during the last 20, 000 years". *Human records of recent geological evolution in the Mediterranean, CIESM Workshops Monographs*, 24, 93-102. Santorini, Greece.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. (2003b). "Fault generated mountain fronts in south-east Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity". *Geomorphology*, 203-226.
- SIMANCAS, J.F.; CAMPOS, J. (1993). "Compresión NNO-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujárride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6 pp. 23-35.
- SIMON, O.J.; WESTERHOF, A.; RONDEEL, H.E. (1976). «A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Bétique (Espagne mèridional): implications géodynamiques». *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18 pp. 601-605.
- SMIT, J. (1979). «Microcodium, its earliest occurrence and other considerations». *Revue de Micropaleontologie*, 22 (1), pp. 44-50.
- SOEDONIO, H. (1971). «Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain". *Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam*. 144 p.
- SOMOZA, L. (1989). "El Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar del Segura(Murcia-Alicante).Evolución geodinámica en relación con las variaciones del nivel del mar". *Tesis Doctoral. Unv. Complutense de Madrid*. 352 pp.

- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A. (1989). "Estudio geomorfológico de secuencias de abanicos aluviales cuaternarios (Alicante-Murcia, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 73-82.
- SOSSON, M.; MORILLON, A.C.; BOURGOIS, J.; FERAUD, G.; POUPEAU, G.; SAINTMARC, P. (1998). "Late Exhumation Stages of the Alpujarride Complex (Western Betic Cordilleras, Spain)-New Thermochronological and Structural Data on Los-Reales and Ojen Nappes". *Tectonophysics*, 285 (3-4), pp. 253-273.
- SOTO, J.I.; PLATT, J.P. (1999). "Petrological and Structural Evolution of High-Grade Metamorphic Rocks from the Floor of the Alboran Sea Basin, Western Mediterranean". *J. Petrol.*, 40 (1), pp. 21-60.
- STRYDONCK, M.V.; LANDRIE, M.; HENDRIX, V.; MAES, A.; KLAAS, B. V.; JONG, A.F.M.; ALDERLIESTEN, C.; KEP-PENS, E. (2001). "Lorca Series". *Royal Institute for Cultural Heritage. Radiocarbon Dates XVII. Bruselas*.
- TANAKA, H. (1992). "Cataclastic lineations". *J. Struct. Geol.*, 14 (10), pp. 1239-1252.
- TORNÉ, M.; FERNÁNDEZ, M.; COMAS, M.C.; SOTO, J.I. (2000). "Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance". *J. Geophys. Res.*, 105 (B2), pp. 3209-3228.
- TORRES-ROLDÁN, R.L.; POLI, G.; PECCERILLO, A. (1986). "An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea-Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean". *Geologische Rundschau*, 75 pp. 219-234.
- TROTET, F.; VIDAL, O.; JOLIVET, L. (2001). "Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths". *Eur. J. Mineral.*, 13 pp. 901-920.
- TUBÍA, J.M.; GIL IBARGUCHI, J.I. (1991). "Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain)". *Journal of the Geological Society of London*, 148 pp. 801-804.
- TUBÍA, J.M.; CUEVAS, J.; NAVARRO-VILA, F.; ÁLVAREZ, F.; ALDAYA, F. (1992). "Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain)". *J. Struct. Geol.*, 14 (2), pp. 193-203.

- TUBÍA, J.; NAVARRO-VILA, F.; CUEVAS, J. (1993). "The Maláguide-Los Reales Nappe: an example of crustal thinning related to the emplacement of the Ronda peridotites (Betic Cordillera)". *Phys. Earth Planet. Interiors*, 78 pp. 343-354.
- TUBÍA, J.M.; CUEVAS, J.; IBARGUCHI, J.I.G. (1997). "Sequential Development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotites and Its Bearing on the Tectonic Evolution of the Betic Cordillera". *Tectonophysics*, 279 (1-4), pp. 227-252.
- TURNER, S.P.; PLATT, J.P.; GEORGE, R.M.M.; KELLEY, S.P.; PEARSON, D.G.; NOWELL, G.M. (1999). "Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic-Alboran Domain, Se Spain". *J. Petrol.*, 40 (6), pp. 1011-1036.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1927). "Bijdrage tot de Geologie der Betische Ketens in the provincie Granada". *Tesis Doctoral*, 176 p p.
- VERA, J.A.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A.C.; COMAS, M.C.; RUIZ-ORTIZ, P.A.; MARTÍN-ALGARRA, A. (1982). "El Cretácico de la Cordillera Bética". *El Cretácico de España*. Ed. A. García. Editorial Complutense, Madrid, pp. 515-632.
- VIDAL, O.; THEYE, T.; CHOPIN, C. (1994). "Experimental study of chloritoid stability at high pressure and various fO₂ conditions". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118 pp. 256-270.
- VIDAL, O.; GOFFÉ, B.; BOUSQUET, R.; PARRA, T. (1999). "Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite thermometer and thermodynamic data for daphnite". *J. Metamorphic Geol.*, 10 pp. 603-614.
- VIDAL, O.; PARRA, T. (2000). "Exhumation paths for high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages". *Geol. J.*, 35 pp. 139-161.
- VIDAL, O.; PARRA, T.; TROTET, F. (2001). "A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C, 1-25 kbar P-T range". *American J. Sci.*, 301 pp. 557-592.
- VITA FINZI, C. (1976). "Diachronism in Old World alluvial sequences". *Nature*, 263 (Nº.5574). 218-219.
- WARRAK, M. (1974). "The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieules", in the Frejus region, French Alps". *J. Geol. Soc. London*, 130 pp. 229-247.

- WASSON, R.J. (1974). "Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example". *Geograph. Annaler*, 54A. 83-92.
- WEIJERMARS, R.; ROEP, T.B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMA, G.; KLEVERLAAN, K. (1985). "Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)". *Geol. en Mijnbouw*, 64 pp. 397-411.
- WISE, D.U.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L.; SCHAMEL, S. (1984). "Fault-related rocks: Suggestions for terminology". *Geology*, 12 pp. 391-394.
- WRIGHT, V.P.; ALONSO ZARZA, A.M. (1990). "Petrostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences". *Jour. Geol. Soc. London*, 147. 8-10.
- WRIGHT, V.P. (1991). "Calcretes, an introduction". In: *Calcretes* (V.P. Wright & M.E. Tucker Eds.). *IASS Reprint Series*, 2. 1-22. Blackwell Sci. Publ.
- WROBEL, F.; MICHALZIK, D. (1999). "Facies Successions in the Pre-Evaporitic Late Miocene of the Lorca Basin, SE Spain". *Sedimentary Geol.*, 127 (3-4), pp. 171-191.
- ZANG, W.; FYFE, W.S. (1995). "Chloritization of the Hydrothermally Altered Bedrock at the Igarapé-Bahia Gold Deposit, Carajas, Brazil". *Mineralium Deposita*, 30 (1), pp. 30-38.
- ZAZO, C.; GOY, J.L.; DABRIO, C.J.; BARDAJÍ, T.; SOMOZA, L.; SILVA, P.G. (1993). "The last interglacial in the Mediterranean as a model for the present interglacial". *Global and Planetary Change*, 7. 109-117.
- ZECK, H.P. (1996). "Betic-RIF Orogeny - Subduction of Mesozoic Tethys Lithosphere Under Eastward Drifting Iberia, Slab Detachment Shortly Before 22Ma, and Subsequent Uplift and Extensional Tectonics". *Tectonophysics*, 254 (1-2), pp. 1-16.
- ZECK, H.P.; MONIÉ, P.; VILLA, I.M.; HANSEN, B.T. (1992). "Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain". *Geology*, 20 pp. 79-82.
- ZECK, H.P.; KRISTENSEN, A.B.; WILLIAMS, I.S. (1998). "Postcollisional Volcanism in a Sinking Slab Setting - Crustal Anatectic Origin of Pyroxene-Andesite Magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alboran Volcanic Province, Southeastern Spain". *LITHOS*, 45 (1-4), pp. 499-522.

ZECK, H.P.; WHITEHOUSE, M.J. (1999): "Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean Ion-Microprobe Zircon Ages for a Betic-RIF Core Complex, Alpine Belt, W Mediterranean-Consequences for Its P-T-T Path". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134 (2-3), pp. 134-149.

