



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Tercera serie - Edición en línea

820

28-32

793 ALMANSA 27-31	794 CANALS 28-31	795 XÀTIVA 29-31
819 CAUDETE 27-32	820 ONTINYENT 28-32	821 ALCOY / ALCOI 29-32
845 YECLA 27-33	846 IBI 28-33	847 VILLAJYOYOSA / LA VILA JOIOSA 29-33

ONTINYENT (Valencia)



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

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

ONTINYENT

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

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

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

Maquetación: J. Vicente Ocaña (I.G.M.E.)

Las presentes Hoja y Memoria (Ontinyent–820) han sido realizadas por la empresa C.G.S., dentro del programa de actualización de las Hojas MAGNA, durante el año 2004, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido en la realización los siguientes técnicos:

AUTORES

Mapa Geológico

- J. J. Huerta Carmona (C.G.S.), cartografía geológica de Mesozoico y Terciario
- J. I. Ramírez Merino (C.G.S.), cartografía geológica del Cuaternario
- L. R. Rodríguez Fernández L. R. (I.G.M.E.), asesoramiento, dirección y supervisión

Mapa Geomorfológico y Mapa de Procesos Activos

- J. I. Ramírez Merino (C.G.S.)
- A. Martín-Serrano (I.G.M.E.), dirección y supervisión

Memoria

- J. J. Huerta Carmona (C.G.S.), estratigrafía Mesozoico y Terciario, tectónica y recursos minerales
- J. I. Ramírez Merino (C.G.S.), geomorfología y Cuaternario
- L. R. Rodríguez Fernández L. R. (I.G.M.E.), asesoramiento, dirección y supervisión

Edición:

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L. F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Para el Mapa Geológico:

- Huerta Carmona, J. J.; Ramírez Merino, J. I. ; Rodríguez Fernández L. R. (2021). Mapa geológico de la Hoja nº 820 (Ontinyent). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para los Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos:

- Ramírez Merino, J. I.; Martín-Serrano, A. (2021). Mapa geomorfológico y Mapa de procesos activos de la Hoja 820 (Ontinyent). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la Memoria:

- Ramírez Merino, J. I.; Huerta Carmona, J. J.; Rodríguez Fernández L. R. (2021). Memoria explicativa de la Hoja nº 820 (Ontinyent). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la obra completa, Mapas y Memoria:

- Huerta Carmona, J. J.; Ramírez Merino, J. I. y Rodríguez Fernández L. R (2021). Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 820 (Ontinyent). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

I N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
1.3. ANTECEDENTES	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. CRETÁCICO	11
2.1.1. Cretácico Inferior (Neocomiense)	12
2.1.1.1. <i>Calcarenitas oolíticas, biomicritas y areniscas ferruginosas a techo (1). Fm Sierra del Pozo. Berriasiense-Valanginiense inferior</i>	12
2.1.1.2. <i>Margas gris-verdosas con ammonites, areniscas y calcarenitas (2). Formación Los Villares. Valanginiense-Barremiense</i>	13
2.1.2. Cretácico Inferior (Barremiense-Aptiense y Albiense)	14
2.1.2.1. <i>Alternancia de calizas, dolomías y margas (3). Margas amarillentas y calcarenitas (4). Fm Arroyo de los Anchos. Barremiense-Albiense</i>	15
2.1.2.2. <i>Arenas, arcillas, calcarenitas y areniscas (5). Formación Utrillas. Albiense superior</i>	16
2.1.2.3. <i>Margas fosilíferas y calcarenitas en la base (6). Nivel de Buixarró. Vraconiense</i>	17
2.1.3. Cretácico Superior.....	17
2.1.3.1. <i>Dolomías masivas y brechoides y niveles de margas hacia techo (7). Formación Dolomítica de Sierra Mariola. Aptiense superior-Campaniense? ..</i>	18
2.1.3.2. <i>Alternancia de dolomías margosas, dolomicritas y margas dolomíticas (8). Formación Dolomítica, miembros medio y superior. Cenomaniense-Turoniense</i>	19
2.1.3.3. <i>Biomicritas con cantos negros, calcarenitas, limolitas y margas (9). Formación sierra de La Solana. Coniaciense-Campaniense</i>	20
2.1.3.4. <i>Calizas margosas y margas con Inoceramus. Dolomías (10). Formación Mariasnal. Campaniense- Maastrichtiense</i>	21
2.1.3.5. <i>Biomicritas y margas esquistas (11). Coniaciense-Maastrichtiense</i>	22
2.1.3.6. <i>Arcillas abigarradas y biomicritas (12). Facies Garumniense. Cretácico Superior-Paleoceno. Maastrichtiense-Daniense</i>	22

2.2. Terciario.....	23
2.2.1. Paleógeno.....	23
2.2.1.1. <i>Margas esquistosas y biomicritas nodulosas (13). Paleoceno. Daniense</i>	24
2.2.1.2. <i>Calcarenitas, calizas margosas, margas piritosas y niveles con sílex (14). Paleoceno. Montienso-Thanetiense.</i>	24
2.2.1.3. <i>Areniscas, calizas margosas y arcillas verdes (15). Paleoceno.Thanetiense.</i>	24
2.2.1.4. <i>Calizas pararecificales y dolomías con moldes (16). Eoceno. Ilerdiense-Luteciense</i>	25
2.2.1.5. <i>Lutitas rojas, areniscas, conglomerados y calizas (17). Oligoceno.....</i>	25
2.2.2. Neógeno.....	26
2.2.2.1. <i>Calizas pararecificales con algas y amphisteginas (18). Mioceno inferior....</i>	26
2.2.2.2. <i>Margas blancas (19). Facies TAP 1. Mioceno medio. Langhiense.....</i>	27
2.2.2.3. <i>Conglomerados, areniscas y margas (20). Mioceno medio. Langhiense-Serravalliense.....</i>	27
2.2.2.4. <i>Calizas algales (21). Mioceno medio. Serravalliense</i>	28
2.2.2.5. <i>Margas blancas con alguna intercalación de areniscas (22). Conglomerados fangosoportados (fanglomerados) (23). Facies TAP 2. Mioceno medio-superior. Serravalliense superior-Tortonienso inferior.....</i>	28
2.2.2.6. <i>Olistolitos carbonatados cretácicos y/o paleógenos (24) y bloques heterométricos en matriz margosa (25). Unidades olistostrómicas. Mioceno superior. Tortonienso s.l.....</i>	30
2.2.2.7. <i>Areniscas calcáreas, calcarenitas bioclásticas y brechas (26). Mioceno superior. Tortonienso superior.....</i>	30
2.2.2.8. <i>Conglomerados poligénicos y lutitas salmón (27). Plioceno</i>	31
2.3. Cuaternario	32
2.3.1. Encostramientos carbonatados, generalmente de tipo pulverulento (28). Caliches. Plioceno superior? -Pleistoceno	32
2.3.2. Cantos y gravas con cemento calcáreo en matriz arcillo-arenosa rojiza. Encostramientos carbonatados a techo (29). Abanicos aluviales antiguos. Pleistoceno inferior-superior	32
2.3.3. Cantos y gravas calcodolomíticos, en ocasiones cementados, en matriz limo-arenosa (30 y 31). Terrazas. Pleistoceno medio y Pleistoceno superior	32
2.3.4. Cantos y gravas calcáreas en matriz arcillo-arenosa rojiza (32). Abanicos aluviales y conos de deyección recientes. Holoceno	33
2.3.5. Limo-arcillas, arenas y margas con gravas y cantos calcodolomíticos (33). Aluviales y fondo de valle. Holoceno	33

2.3.6. Arcillas rojizas con gravas calcodolomíticas (34). Arcillas de descalcificación. Holoceno	33
2.3.7. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillosa (35). Coluviones. Holoceno	33
2.3.8. Bloques, cantos y gravas calcodolomíticos en matriz margosa. (36). Deslizamientos. Holoceno	34
3. TECTÓNICA	35
3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES	35
3.2. DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS	36
3.2.1. Sinclinorio de la Costera	36
3.2.2. Anticlinorio de serra-Grossa	36
3.2.3. Sinclinal de Onteniente-Vall d'Albaida	38
3.2.4. Anticlinorio de La Solana-Benicadell	38
3.2.5. Sinclinal de Villena-Bocairent-Agres	40
3.2.6. Anticlinorio de Sierra Mariola	40
3.2.7. Sinclinal del Troncal-Barxell	42
3.2.8. Anticlinal de Menejador-Fontroja	42
3.3. ANÁLISIS CORTE COMPENSADO	43
3.4. NEOTECTÓNICA	43
3.4.1. Indicios de actividad neotectónica	44
3.4.2. Sismicidad	44
3.5. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES	45
3.5.1. Oligoceno superior-Aquitaniense	46
3.5.2. Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior	46
3.5.3. Burdigaliense superior-Langhiense	47
3.5.4. Serravalliense-Tortonense inferior	47
3.5.5. Tortonense superior-Messiniense	47
4. GEOMORFOLOGÍA	48
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	48
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	49

4.2.1. Estudio morfoestructural.....	49
4.2.2. Estudio del modelado	49
4.2.2.1. <i>Laderas</i>	50
4.2.2.2. <i>Fluvial y esorrentía superficial</i>	50
4.2.2.3. <i>Corrosión o alteración química</i>	51
4.2.2.4. <i>Antrópico</i>	51
4.2.3. Formaciones superficiales.....	51
4.2.4. Evolución dinámica	52
4.2.5. Procesos geológicos activos	52
5. HISTORIA GEOLÓGICA	54
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	56
6.1. RECURSOS MINERALES.....	56
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	57
6.2.1. U.H. 8.32 Sierra Grossa.....	57
6.2.2. U.H. 8.36 Villena-Benejama	57
6.2.3. U.H. 08.40 Sierra de Mariola	59
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	60
8. BIBLIOGRAFÍA	62

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Ontinyent (820), se encuentra situada en los confines de las provincias de Valencia y Alicante, en la Comunidad Valenciana.

El relieve de la Hoja es de tipo medio, representado por un conjunto de sierras alineadas en dirección SO-NE que van ganando en altura de N a S y que están representadas por la serra Grossa, sierras de La Solana y Agullent y, por último, la Sierra Mariola, donde se sitúa el vértice más elevado (Alto de La Mariola, 1.152 m.s.n.m.). Estas sierras limitan valles rectilíneos rellenos de depósitos terciarios y cuaternarios, verdaderos corredores por los que discurren las principales vías de comunicación.

Gran parte de la Hoja está drenada por el río Vinalopó, cuyo nacimiento se sitúa al este de Bañeres. La parte NNE está drenada por el río Clariano.

El clima de la zona es mediterráneo, de inviernos suaves a fríos y veranos calurosos con escasas precipitaciones.

Los principales núcleos de población son, aparte del propio Ontinyent, Agullent, Bocairent y Fontaneres en la provincia de Valencia, y Alfafara, Bañeres de Mariola, Benejama y Campo de Mirra en la de Alicante.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO REGIONAL

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Ontinyent se encuentra enclavada en la zona externa de la Cordillera Bética. La mayor parte de ella pertenece al dominio prebético externo y el dominio interno únicamente aparece en el borde SE, en las estribaciones de la Font Roja.

El límite septentrional del orógeno Bético tradicionalmente ha sido señalado en la Falla Survalenciana (Brinkmann, 1931) o falla de Fuente La Higuera, que discurre en las cercanías del límite septentrional de la Hoja, en la vecina de Canals.

El Prebético externo en la región de Ontinyent se caracteriza por sistemas de pliegues ENE-OSO muy continuos, vergentes al norte, donde aflora una serie mesozoica (Cretácico) y terciaria (Mioceno-Plioceno).

A estos pliegues hay que añadir una, en ocasiones, densa red de fracturación, estrechamente relacionada con la apertura del Golfo de Valencia.

1.3. ANTECEDENTES

Existen numerosos trabajos que de una manera u otra tocan aspectos estratigráficos, tectónicos y geomorfológicos de la zona de estudio.

El trabajo más antiguo publicado es la tesis doctoral de Nicklès (1891). Este trabajo representa el punto de partida para posteriores investigaciones en la zona.

Brinkmann (1931) estudia los afloramientos de terciario continental de Agullent, a los que atribuye una edad Oligoceno.

Darder-Pericás (1945) aporta datos interesantes respecto a la litología, paleontología y tectónica de la zona, si bien lógicamente están desfasados en este momento.

La década de los 60 viene marcada por los trabajos llevados a cabo por las empresas de prospección petrolífera, en particular por FINA IBÉRICA, SA. Destacan en este periodo los trabajos de síntesis geológica y cartográfica de M. Benzaquen e I. Guigon, quienes esbozan la geometría de los pliegues prebéticos. García Rodrigo (1959) estudia la tectónica del Prebético interno al sur de Alcoy.

Paralelamente, la escuela francesa va definiendo aspectos bioestratigráficos del Mesozoico. Destaca en primer lugar la tesis doctoral de E. Fourcade (1970) y los trabajos de J. Azema (1965-66), R. Busnardo *et al.* (1960-68), Y. Champetier (1965-67), M. Durand-Delga (1958-60) y A. Foucault (1971).

En la década de los 70 se publican las primeras Hojas geológicas a escala 1:50.000, que fueron realizadas por FINA IBÉRICA, concretamente en 1975 lo hacen Alcoy y Onteniente, Canals (1976) y Castalla (1978). Rodríguez Estrella (1977) realiza una síntesis del Prebético de Alicante y Arias *et al.* (1979) estudian las facies del Cretácico Inferior en la vecina provincia de Albacete.

La década de los 80 y comienzos de los 90 representan un importante avance en el conocimiento geológico del Prebético. Destacan en el campo de la estratigrafía: Leret *et al.* (1982), Martínez *et al.* (1982), Company *et al.* (1982), Soler *et al.* (1982), Martínez *et al.* (1985), Company (1987), Pierson d'Autrey (1987), Martín Chivelet (1990), Geel *et al.* (1992), Beets *et al.* (1992). En el campo estructural y tectoestratigráfico destacan: Moseley *et al.* (1981), Ott d'Estevou *et al.* (1988), Fontboté *et al.* (1990), Guezou *et al.* (1991), Frizon de Lamotte *et al.* (1991), Maillard *et al.* (1992) y los trabajos de De Ruig (1990-1992) y De Ruig *et al.* (1987-91), entre otros.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Ontinyent se encuentran representados el Cretácico, Paleógeno y Neógeno prácticamente completos.

Las unidades litoestratigráficas cretácicas descritas en este trabajo son las definidas a partir de los trabajos de García Hernández (1978), Azema *et al.* (1979), Jerez, L. (1981) y García Hernández *et al.* (1980), entre otros, y recogidas en el libro del *Cretácico de España*, Univ. Complutense Madrid, 1982.

Los materiales del Paleógeno datado aparecen únicamente en el dominio interno, en la sierra de la Font-Roja. Se encuentran representados el Paleoceno y parte del Eoceno. Materiales en facies rojas continentales de la zona de Agullent han sido atribuidos al Oligoceno por algunos autores (Brinkmann, 1931), aunque sin base paleontológica.

El resto del Terciario presenta un registro prácticamente completo desde el Mioceno al Plioceno. La base del Mioceno, constituida por calizas de algas, no ha aportado fauna característica por lo que su datación es aproximada. El resto del Mioceno en facies *Tap* corresponde al intervalo desde el Langhiense hasta el Tortoniense, culminando en facies rojas continentales en tránsito al Plioceno. Los materiales pliocenos, tradicionalmente denominados depósitos de “rim-syncline” peridiapíricos, no han aportado tampoco fauna significativa, por lo que su datación es también aproximada.

El Cuaternario, principalmente abanicos aluviales con gran extensión superficial y en ocasiones espesores relativamente potentes, constituye el relleno final de las depresiones interserranas.

2.1. CRETÁCICO

El Mesozoico de la Hoja de Ontinyent corresponde únicamente al sistema Cretácico. Está representado prácticamente todo el sistema, en general bien datado salvo en los tramos dolomitizados de la base del Cretácico Superior.

Estas zonas de dolomitización constituyen el principal problema estratigráfico de la Hoja pues afectan a diferentes pisos y, en general, son bastante heterócronas. En este sentido se ha podido distinguir la trilógia dolomítica en el norte de la Hoja (Grossa), aunque debido a la variabilidad en espesores de sus miembros se han preferido incluir en una única unidad cartográfica. Esa trilógia, sin embargo, no se detecta en la denominada Franja Anómala (Sierra Mariola), donde además la dolomitización afecta también a la serie del Barremiense-Aptiense.

Otro aspecto que ha dificultado la elaboración de la cartografía ha sido los súbitos cambios de facies que afectan esencialmente al Senoniense y que se han detectado en la Grossa y en el flanco sur de Sierra Mariola.

En la Figura 1, extraída de la tesis de De Ruig (1992), aparecen las secuencias deposicionales del Cretácico Inferior.

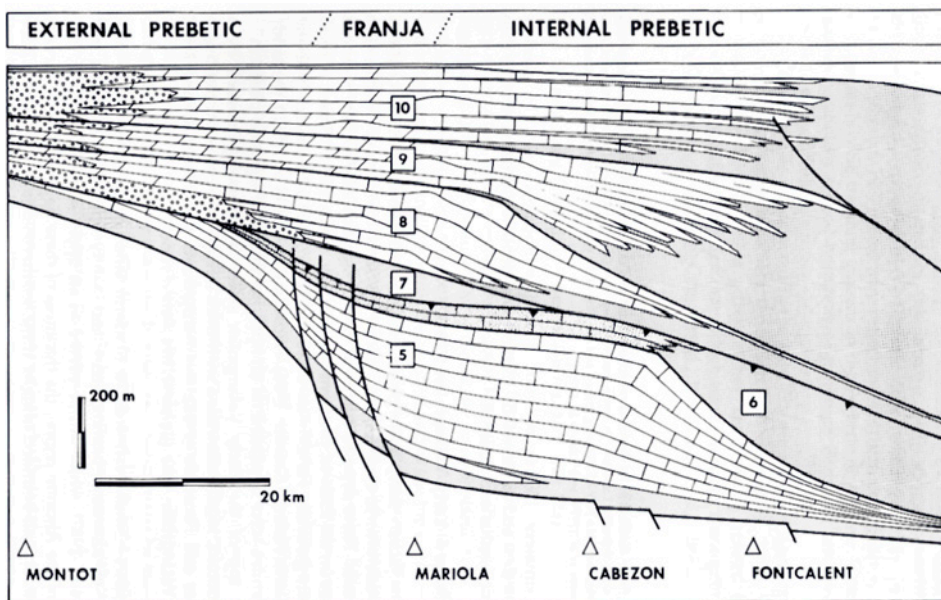


Figura 1. Secuencias deposicionales del Cretácico Inferior según De Ruig (1992). Secuencias: 5: Portlandiense-Berriasiense, 6: Valanginiense inferior, 7: Valanginiense sup-Hauteriviense, 8: Barremiense-Aptiense basal, 9: Aptiense sup-Albiense medio, 10: Albiense sup-Cenomaniense inf.

2.1.1. Cretácico Inferior (Neocomiense)

Los materiales neocomienses afloran en Sierra Mariola, concretamente en la Sierra Fontane-lla y ahí constituyen los relieves más altos (Peña de la Blasca). Estos materiales afloran mejor en la Hoja de Alcoy en la terminación del anticlinal de Mariola, al O de Cocentaina, donde han sido estudiados en detalle por E. Fourcade, situándose por encima del Portlandiense y en aparente continuidad estratigráfica con él.

2.1.1.1. *Calcarenitas oolíticas, biomicritas y areniscas ferruginosas a techo (1). Fm Sierra del Pozo. Berriasiense-Valanginiense inferior*

Se trata del Fm Sierra del Pozo descrita por García Hernández (1978) en la sierra del mismo nombre que forma la parte meridional de la sierra de Segura (Jaén) y que caracteriza el tránsito del Jurásico al Cretácico en el ámbito del Prebético externo. Aflora en la Hoja en el macizo de La Blasca, al SO de Bañeres de Mariola.

Consta, según estos autores, de dos miembros:

- *Miembro inferior*. Formado por calizas bien estratificadas en bancos decimétrico-métricos, parcialmente dolomitizadas hacia la base y biomicritas, que alternan con margas hacia techo.

Localmente intercalan lentejones de conglomerados de pisolitos ferruginosos. También de forma localizada aparecen areniscas

micáceas con cemento dolomítico-ferruginoso, así como pequeños parches arrecifales. El espesor total de este miembro en la zona de Sierra Mariola puede alcanzar los 450 m. No aflora en el ámbito de la Hoja.

En este miembro son frecuentes las estructuras sedimentarias del tipo porosidad fenestral, y grietas de desecación. Se interpreta como sedimentos de plataforma interna más o menos restringida, con representación de todos los ambientes de llanura de mareas, desde submareales a supramareales.

- *Miembro superior*. Aflora en la zona de Peña la Blasca, formando el núcleo de la Sª Fontanella. En la columna 1, sierra de la Fontanella, del mapa geológico (X= 698.900; Y= 4.283.900) está formado por 30 m de calcarenitas oolíticas y bioclásticas bien estratificadas en bancos gruesos, casi masivos, seguidos por 65 m de alternancias de calcarenitas similares, calizas nodulosas con textura "wackestone", areniscas calcáreas y arenas de grano fino a muy fino y margas areniscosas de colores beige. Las areniscas pueden ser microconglomeráticas, con cemento dolomítico-ferruginoso. A techo de la unidad se localiza un "hard-ground" ferruginoso que recubre una superficie de erosión. El espesor total de este miembro, según García Hernández *et al.* (1982) es de 150 m.

Corresponden a depósitos de plataforma abierta poco profunda y agitada, donde se desarrollan barras costeras, "shoals" oolíticos y bioclásticos y parches arrecifales con corales y rudistas.

En esta unidad cartográfica se ha encontrado la siguiente microfauna: *Trocholina elongata*, *Nautiloculina* sp., *Pseudocyclammia lituus* y *Pseudochoffatella* cf. *cuvillieri*, acompañada por *dasycladáceas*, *lagénidos*, *textuláridos*, *briozoarios* y restos de *bivalvos* y *gasterópodos*. No se trata de una fauna definitoria, pero, por correlación con la serie de Mariola en la Hoja de Alcoy, permite asignarle una edad Berriasiense a Valanginiense inferior.

2.1.1.2. Margas gris-verdosas con ammonites, areniscas y calcarenitas (2). Formación Los Villares. Valanginiense-Barremiense

Se trata de la Fm Los Villares, definida por Vera *et al.* (1982) que aparece bien desarrollada en Sierra Mariola, e igualmente se ha estudiado en la columna 1, sierra de la Fontanella, del mapa geológico.

Sobre el "hard-ground" de techo de la formación sierra del Pozo aparece una sucesión de margas gris-verdosas, amarillentas por meteorización, que pueden dividirse en dos miembros:

- *Inferior*. Constituido por margas grises-verdosas desigualmente duras con delgadas intercalaciones de calizas margosas en bancos de 25-40 cm. Tienen frecuentes ammonites, tanto piritizados como calcáreos, aunque es más frecuente observar sus moldes, a veces de gran tamaño. El espesor de este tramo se cifra en unos 155 m en la columna 2.

- *Superior*. Formado por margas arenosas amarillentas con delgados niveles de areniscas con cemento calcáreo-ferruginoso, oncolíticas localmente, que contienen abundantes pistas, estratificación cruzada planar y ripples. En algunos lugares de la de la Fontanella se han encontrado niveles de lutitas beige-verdosas y rojas que podrían corresponder la transición a la facies Weald, que ya es característica en la Ibérica meridional. La macrofauna es frecuente, representada por bivalvos, braquiópodos, corales, ostreidos y ammonioideos, aunque menos frecuentes que en el tramo anterior. El espesor de este tramo es de unos 100 m.

Corresponden a sedimentos de plataforma externa a “shelf” que en el miembro superior se hacen más someros, llegando a desarrollarse pequeños parches arrecifales y *shoals* bioclásticos.

Como se indica en la memoria del Magna 2ª Serie, Martínez *et al.* (1975), IGME, se recogieron ammonites en puntos aislados entre ellos. Destacan los siguientes: *Simbirskites dechem* (Hauteriviense inferior-Barremiense inferior), *Barremites difficilis* (Hauteriviense inferior-Barremiense superior) y *Craspedodiscus discofalcatus* (Hauteriviense superior). También se recogieron equínidos (*Toxaster* sp.).

Según Company *et al.* (1982) en Sierra Mariola se encuentra representado el Valanginiense superior (zonas de *Verrucosum*, *Trinodosum* y *Callidiscus*), el Hauteriviense inferior (zona de *Radiatus*) y el Barremiense inferior (zona de *Pulchella*); faltando gran parte del Hauteriviense, en especial el superior.

En resumen, el Neocomiense puede dividirse en, al menos, dos ciclos sedimentarios:

Berriasiense-Valanginiense inferior. Sería continuidad del ciclo jurásico, en facies de plataforma somera, con una posible discontinuidad estratigráfica a techo del Valanginiense inferior (zona de *Calpionellites darderi*), según Granier y Fourcade (1984).

Valanginiense-Barremiense inferior. Este ciclo sería de facies más profundas, posiblemente plataforma distal o talud superior que, a techo, nuevamente, pasaría a condiciones más someras.

2.1.2. Cretácico Inferior (Barremiense-Aptiense y Albense)

Comprende las siguientes unidades cartográficas:

- Fm Arroyo de los Anchos
- Facies Utrillas
- Nivel del Buixarró

Se ha agrupado en una misma unidad cartográfica la serie existente entre las margas de ammonites de la Formación Los Villares y el denominado Nivel de Buixarró (Vraconiense). En realidad, se trata de la Formación Arroyo de los Anchos, conjunto heterolítico de alternancias de calizas, dolomías y margas, sometido a frecuentes cambios de facies y a una irregular dolomitización.

La facies de Utrillas únicamente está presente en el flanco septentrional de la sierra de la Solana, mientras que el nivel del Buixcarró es visible en el núcleo de Sierra Mariola.

2.1.2.1. Alternancia de calizas, dolomías y margas (3). Margas amarillentas y calcarenitas (4). Fm Arroyo de los Anchos. Barremiense-Albiense.

La primera unidad cartográfica se ha estudiado en detalle en la columna 1, situada en el flanco septentrional de la sierra de la Fontanella., donde se han medido los 80 m inferiores de la formación.

Aquí están formados por alternancias de niveles calcodolomíticos con diversos grados de transformaciones diagenéticas y postsedimentarias: dolomías recristalizadas gruesas, calizas dolomíticas finas, dolomicritas, calizas micríticas, calcarenitas bioclásticas y margas beiges y verdosas estratificados en bancos decimétricos a métricos, en ocasiones de aspecto noduloso. Presentan frecuentes rectos de corales, lamelibranquios, belemnites, gasterópodos y miliólidos.

Regionalmente está dividida en dos miembros separados por una discontinuidad:

- *Inferior*, predominantemente carbonatado, con variedad de tipos texturales de calizas desde *mudstones* a *grainstones* bioclásticos, con intercalaciones de margas verdosas y a techo pueden aparecer arenas y areniscas. Corresponde al Bedouliense.

- *Superior*, formado por bancos decimétrico-métricos de calizas “mudstone-wackestone” de rudistas y Orbitolinas, que pueden estar dolomitizados, y margas verdosas. En la base de este miembro suele distinguirse un nivel de margas amarillentas con niveles centimétricos de calcarenitas bioclásticas intercalados hacia la base, y de 30 m de espesor máximo que se ha diferenciado en la cartografía, exagerando su espesor, en la Loma de la Fontfreda (Unidad 4). El paquete carbonatado superior corresponde al Gargasien-se-Albense.

Este conjunto de materiales, con su gran diversidad litológica, corresponden sedimentológicamente a depósitos de plataforma interna, donde están representados diversos subambientes, desde los de *lagoon* externo, representados por los “mudstone-wackestone” de rudistas y orbitolinas, hasta los de “shoals” bioclásticos y a depósitos de plataforma externa, representados por el nivel margoso de la unidad cartográfica 4.

Martínez *et al.* en IGME (1975) distinguieron tres tramos cronoestratigráficos:

- *Barremiense medio y superior*. Formado por calizas micríticas “wackestone” y calcarenitas bioclásticas y bancos métricos de dolomías y margas nodulosas. 150 m aprox.

Cerca de la base se recogió la siguiente macrofauna: *Miredesmocerans lechicum*, *Silesites seranonis*, *Neohibolites* sp., *Rhynchonella gibbsiana* y *Terebratulina rusillensis*, que es característica del Urgo-Aptiense.

La microfauna muestra una asociación típica del Barremo-Aptiense, no habiéndose podido separar el Aptiense. Destacan: *Choffatella decipiens*, *Sabaudia minuta*, *Paracoskinolina sunnilandensis* y *Orbitolinopsis* sp.

- *Aptiense s.l.* Caracterizado por calizas “grainstone”, arenosas, nodulosas, con abundantes rudistas y Orbitolinas, que alternan con interbancos de margas fosilíferas. En general existe muy poca dolomitización. El espesor estimado es de más de 180 m.

La microfauna recogida es: *Sabaudia minuta*, *Coskinolina* sp., *Cuneolina* sp., *Mesorbitolina texana texana*, *Orbitolina lenticularis*, *O. concavata*, *O. conoidea*, *O. concava*, *Simplorbitolina manasi*, *Nezzanata simplex*, *Neoiraquia* sp., *Iraqia simplex* y numerosos briozoos, dasycladáceas, ostrácodos, miliólidos y rudistas (*Pseudotoucasia santanderiensis*). La macrofauna es muy abundante en los bancos margosos del Aptiense y el Albiense. Se citan entre otros: *Echinospatagus collegni*, *Heteraster oblongus*, *H. couloni*, *Panopaea prevostii*, *Terebratula tamarindus*, *T. moutoniana*, *Rhynchonella deluci*, *Exogyra aquila*, *Hoplites* sp. y *Neohibolites* sp.

- *Albiense inferior-medio*. Es el tramo que muestra una mayor dolomitización, cercana al 80%. Son dolomías esparíticas (barrocas) en gruesos bancos masivos, con frecuentes granos de cuarzo, que intercalan en ocasiones bancos de margas fosilíferas. El espesor de este tramo es de unos 110 m.

La microfauna recogida en los tramos margosos está representada por: *Dictyoconus* sp., *Neoiraquia* sp., *Trocholina lenticularis*, *Cuneolina* cf. *Pavonia*, *Coskinolina* sp., *Sabaudia minuta* y *Neorbitolinopsis conulus*, típica del Albiense.

2.1.2.2. Arenas, arcillas, calcarenitas y areniscas (5). Formación Utrillas. Albiense superior

Esta unidad aflora al pie del relieve en la vertiente norte de sierra de La Solana, en las proximidades de La Zafra a ambos lados del límite entre las provincias de Alicante y Valencia, y en la zona de Los Gamellons, en el núcleo de un anticlinal con dirección NE-SO.

Se trata de una unidad compresiva formada de base a techo por los siguientes tramos:

- Alternancia de calizas arenosas, nodulosas, de texturas “mudstone-wackestone”, a veces bioclásticas, y margas blanquecinas y ocreas, en niveles decimétricos.

- Margas y areniscas ocreas fosilíferas, con abundantes ostreidos y gasterópodos.

- Margas y arcillas versicolores y arenas cuarcíticas y caoliníferas, de aspecto masivo y grano fino a muy fino. Otras veces presentan una fuerte cementación por carbonato cálcico y óxidos de hierro, formando areniscas. Constituyen la auténtica Fm Utrillas.

La base de este conjunto no se observa, mientras que el techo lo constituye la formación dolomítica del Cenomaniense.

El espesor total en la zona del Tejar de La Zafra y Los Gamellons se estima en 30 m.

Presentan como principales rasgos sedimentológicos estratificaciones cruzadas planares y en surco, y niveles de costras ferruginosas que indican interrupciones sedimentarias frecuentes. Aunque los escasos afloramientos de la Hoja no permiten realizar un análisis sedimentológico completo, se atribuye la parte inferior de la unidad cartográfica a depósitos litorales de tipo “lagoon”, los cuales pasan en la formación Utrillas a series continentales probablemente ligadas a cauces de tipo anastomosado quizás en su parte superior de nuevo en tránsito a facies litorales de tipo deltaico. La ausencia de fósiles determinativos en la formación Utrillas hace que se le asigne una edad Albiense superior por las dataciones de las unidades de techo y muro.

2.1.2.3. Margas fosilíferas y calcarenitas en la base (6). Nivel de Buixcarró. Vraconiense

Aflora este nivel a lo largo de kilómetros entre la Casa del Buixcarró y la cabecera del Barranco de Foyeta en la Loma de la Fontfreda.

Fue puesta de manifiesto su importancia por Martínez y Benzaquen, (1975) en la antigua Hoja del MAGNA 2ª serie, pues unía al hecho de ser un magnífico horizonte cronoestratigráfico el de ser, además, un nivel guía excelente situado en la base de la serie dolomítica cenomaniense. En este sentido, en aquellas zonas donde el Albiense inferior-medio se encuentra dolomitizado, separa estas series dolomíticas de la Formación dolomítica del Cenomaniense. Sin embargo, presenta un carácter lentejonar, desapareciéndose en muchas zonas o haciéndose prácticamente imperceptible.

Está formado de base a techo por los siguientes tramos:

- Calcarenitas bioclásticas algo oolíticas.
- Margas arenosas ocre-amarillentas con capas de calcarenitas lumaquéllicas y biomicritas *mudstone-wackestone* bioturbadas por organismos litófagos. Los “burrows”, perpendiculares a la estratificación, se encuentran rellenos de una pasta calcarenítica más gruesa. La parte superior es más arenosa y se encuentra dolomitizada. Son frecuentes las costras ferruginosas.

El espesor de esta unidad es variable, pudiendo llegar a los 40 m.

Presentan abundante fauna tanto de macrofauna (ostreidos y diversas otras clases de lamelibranquios, rhynchonellas, terebrátulas, pentacrinus y espículas de erizo), como de microfauna, destacando por su profusión *Neorbitolinopsis conulus* y *Trocholina lenticularis*, y menos frecuentes *Neoiraquia* sp., *Simplorbitolina* sp. y *Sabaudia minuta*, que datan el Albiense superior-Vraconiense (Base del Cenomaniense).

2.1.3. Cretácico Superior

Como ya se ha comentado anteriormente uno de los principales problemas de la cartografía geológica de la Hoja lo constituye la dolomitización que afecta de manera desigual a diversas formaciones cretácicas.

Martínez et al. (1975) distinguen tres regiones con características diferentes: Sierra Grossa, sierra de La Solana y Sierra Mariola. En las dos primeras regiones, se manifiesta bien la trilógia dolomítica que caracteriza al Cenomaniense-Turoniense de este sector del Prebético: Dolomías grises vacuolares en la base, dolmicritas y margas dolomíticas intermedias y dolomías negras cristalinas a techo.

La región de Sierra Mariola, sin embargo, se caracteriza porque la dolomitización además de localizarse en el Cenomaniense-Turoniense, alcanza también al Senoniense (llega a afectar incluso al Campaniense). En la Franja Anómala situada sobre esta región algunos autores señalan la ausencia del Turoniense (Martínez del Olmo et al., 1982).

Sin embargo, no se cartografiaron las dolomitizaciones que afectaban al Barremiense-Aptiense y Albiense de Sierra Mariola, donde éstas afectaban a bancos independientes, ni tampoco se cartografió la dolomitización del Senoniense de sierra de la Solana y Benicadell, por los mismos motivos. Estos autores atribuyen la disposición areal y vertical de la dolomitización a la conjunción de dos fenómenos paleogeográficos distintos: la transgresión cenomaniense y el umbral de Sierra Mariola. Además, influyen las condiciones de la roca original.

El resto de los materiales del Cretácico Superior se encuentran ampliamente representados en la Hoja, y corresponde a las formaciones sierra de La Solana y Mariasnal, definidas en Vera et al. (1982), el Senoniense de La Font-Roja y la facies Garumniense. Una característica importante son los marcados cambios de facies atribuibles a diferentes condiciones paleogeográficas. Estos cambios laterales de facies marcan el paso de condiciones de plataforma nerítica a facies más distales en dirección E-SE.

2.1.3.1. *Dolomías masivas y brechoides y niveles de margas hacia techo (7). Formación Dolomítica de Sierra Mariola. Aptiense superior-Campaniense?*

En la sierra de la Solana, aunque se desarrolla relativamente bien la trilógia dolomítica, los súbitos cambios de facies y, en especial, la poca potencia de las dolomías negras superiores, han aconsejado la cartografía de dos unidades:

- Dolomías masivas, dolomías brechoides y niveles de margas (Unidad 7).
- Dolomías margosas, dolomicritas y margas dolomíticas. Dolomías masivas a techo (Unidad 8).

En el borde N de la Hoja, a lo largo de Sierra Grossa, la trilógia dolomítica se mantiene, pero los súbitos cambios de facies y espesores han aconsejado unificar toda la Formación dolomítica en una sola unidad cartográfica, la 7.

La serie dolomítica de Sierra Mariola es más potente que en el resto de los dominios más septentrionales. La dolomitización, que ya afectaba incluso a bancos individuales del Senoniense (sector de Solana del Pino y corte de la carretera CV-81 entre Ontinyent y Bocairente, por ejemplo), se generaliza aquí abarcando desde el Albiense superior al Campaniense. Martínez

et al. (1975) destacan, que esto se limita únicamente al dominio de Sierra Mariola, puesto que en la Font-Roja nuevamente se encuentra la serie Senoniense completa sin dolomitizar. Igualmente se ha unificado la serie como unidad cartográfica 7.

El miembro inferior de la Formación Dolomítica marca un resalte morfológico importante en el relieve. Se caracteriza por su aspecto masivo y colores pardos a grises. Está formado litológicamente por doloesparritas cristalinas que inicialmente fueron calcarenitas gruesas (calcirruditas), arenosas y bioclásticas con orbitolinas y bivalvos. Estos últimos aparecen actualmente como fantasmas. El espesor medio que presenta es de unos 60 m.

El miembro intermedio (8) de la Formación Dolomítica corresponde, salvo en la Sierra Mariola, al techo de la unidad cartográfica y se ha estudiado en la columna 4, Alto de la Cruz (X: 702.850; Y: 4.292.850). Se trata de una alternancia de dolomicritas arcillosas alternantes con margas dolomíticas blanco-amarillentas, compactas, hojosas o en bancos de espesores decimétricos a métricos, que alcanzan los 30 m de potencia. Son frecuentes los moldes de lamelibranquios.

Corresponden a sedimentos de plataforma carbonatada que evolucionan desde partes internas relativamente poco profundas y próximas al nivel de base del oleaje en el miembro inferior a ambientes de *lagoon* submareal en el miembro medio de la formación.

La ausencia de faunas determinativas en las muestras recolectadas en la Hoja nos hace asignar una edad comprendida entre el Cenomaniense y el Turoniense para esta unidad cartográfica, aunque como ya se ha indicado, en la Sierra Mariola llega a estar representado en facies dolomíticas buena parte del Senoniense, hasta el Campaniense.

2.1.3.2. *Alternancia de dolomías margosas, dolomicritas y margas dolomíticas (8).* *Formación Dolomítica, miembros medio y superior. Cenomaniense-Turoniense*

En la sierra de la Solana, el miembro superior de la formación dolomítica, o unidad 8, está formado por una alternancia de dolomías margosas y dolomicritas amarillentas y margas dolomíticas también amarillas. Localmente se encuentran bancos aislados de doloesparritas, similares a los de la unidad 7, aunque con menos contenido de cuarzo. Son frecuentes los riñones y lentejones centimétricos de sílex de origen diagenético, orientados paralelamente a la estratificación. Existen fantasmas de moldes de lamelibranquios y gasterópodos, no habiéndose observado orbitolínidos, a diferencia de la unidad anterior. A techo de la unidad se observan dos o tres bancos métricos de dolomías cristalinas negras, que pueden estar localmente karstificadas.

En la serie del Alto Cruz, los depósitos son menos margosos. Se han medido 108 m de dolomías finamente cristalinas (dolomicritas) con frecuentes y numerosos moldes de lamelibranquios, dolomías vacuolares y ligeramente arcillosas y calizas dolomíticas gravelosas, bioclásticas, a veces oolíticas. Hacia techo presentan algunas superficies ferruginosas.

Estos materiales forman secuencias estratodecrecientes con dolomicritas de bases erosivas, laminaciones cruzadas en surco y planares y *ripples* de oscilación a techo y margas dolo-

míticas con una bioturbación abundante a techo de las secuencias. Se interpretan como sedimentos de plataforma interna-*lagoon* de aguas relativamente agitadas, por encima del nivel de base de oleaje.

Por consideraciones estratigráficas regionales se les atribuye una edad Cenomaniense–Turoniense.

2.1.3.3. *Biomicrocritas con cantos negros, calcarenitas, limolitas y margas* (9). *Formación sierra de La Solana. Coniaciense-Campaniense*

Esta formación fue definida en la sierra de su mismo nombre por Fourcade (1970) en su tesis doctoral, quien distinguió los siguientes tramos de base a techo:

- Calizas blancas bioclásticas con grandes fragmentos de rudistas, equinodermos y corales, con niveles dolomíticos intercalados. 100 m
- Calizas blancas masivas. 40 m
- Calizas micríticas grises o rosadas, con frecuentes niveles de intraclastos negros (cailloux noirs) cuya microfauna viene caracterizada por discorbis, gasterópodos y charáceas. 17 m
- Calizas blancas. 20 m
- Calizas arenosas. 10 m
- Biomicrocritas beiges-rosadas con miliólidos, cuneolina, dicyclina, favreina, etc. 100 m

En conjunto para este autor la potencia de la unidad se acerca a los 300 m (287 m).

Se ha estudiado en las columnas estratigráficas del Alto Cruz (4) y de las Lomas del Colmenar (6), (X: 698.150; Y: 4.299.150). En la primera se han medido 240 m y en la segunda un mínimo de 150 m, sin alcanzar ni el muro ni el techo de la formación.

Litológicamente se caracteriza en el Alto Cruz (01) por una gran variedad de litofacies: Calizas micríticas “wackestone” de rudistas, bioesparitas blancas marmóreas, biomicrocritas “mudstone-wackestone”, calizas “packestone” bioclásticas con intraclastos negros (intra-biomicrocritas), calcarenitas bioclásticas de orbitoides con cemento esparítico, delgados niveles margosos y niveles de areniscas finas de cuarzo con frecuentes cantillos milimétricos redondeados de cuarzo y cuarcita, que pueden alcanzar hasta los 3 cm. En estos niveles areniscosos domina el cuarzo, aunque existen zonas con bastante feldespato (arcosas) y otras donde predominan los cantillos (litarenitas). En otras localidades (Lomas del Colmenar), se producen dolomitizaciones importantes, midiéndose un tramo de hasta 37,5 m de dolomías sacaroideas blancas muy recrystalizadas, algo arenosas en ocasiones y con aspecto masivo, brechoide o estratificadas en bancos gruesos (0,5-2 m) que hacia techo pasan a calizas dolomíticas nodulosas con juntas de margas grises.

En los niveles detríticos es frecuente observar granoclasificación positiva, estratificación cruzada planar y ripples. Corresponde esta formación, según Martin, (1980), a depósitos de *lagoon* somero con episodios de desarrollo de barras submareales de tipo “shoal” bioclásticas y arenosas. Los frecuentes niveles de cantos negros representan ambientes supramareales sometidos a desecación periódica.

La microfauna permite individualizar los tres pisos presentes:

- Coniaciense: *Favreina murciensis*, *Rotalia cayeuxi*, cuneolinas y spirillínidos.
- Santoniense: *Accordiella conica*, *Lacazina elongata*, *Nummofallotia cretacea*, *Cuneolina pavonia*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Dictyoconus* sp.
- Campaniense: *Orbitoides media*, *O. tissoti*, *Lepidorbitoides* sp., *Murciella cuvillieri* y *Siderolites* sp.

En las litofacies intraclásticas se encuentra también una asociación típica de *Charáceas* y *Ostrácodos*.

2.1.3.4. Calizas margosas y margas con *Inoceramus*. Dolomías (10). Formación Mariasnal. Campaniense- Maastrichtiense

Esta formación está bien representada en el flanco sur del anticlinorio de Mariola, donde se apoya sobre la formación dolomítica y en el flanco sur del anticlinal de Sierra Grossa, donde se sitúa sobre la formación sierra de la Solana, descrita en el epígrafe 2.1.3.3. Se ha estudiado parcialmente en la columna 4, Alto de la Cruz (los 45 m de la base); columna 7, La Replana (X: 712.475; Y: 4.287.300) con los 135 m superiores y columna 3, La Frontera (X: 705.250; Y: 4.293.500) con 126 m de espesor del techo de la formación.

La parte basal de la formación en la columna 4 se compone de 27 m de calcarenitas bioclásticas parcialmente dolomitizadas con texturas “wackestone-packstone” por lo común, sobre las que se disponen 15 m cubiertos rematados por un nivel de 3 m de calcarenitas bioclásticas algo arenosas de textura “grainstone”.

En la la formación Mariasnal está formada por un tramo de 24 m de espesor en la base de dolomías recristalizadas de tonos blancos en bancos gruesos de estratificación irregular, sobre los que se disponen 52 m de calizas margosas con texturas “wackestone-packstone” y estratificación fina y ondulada, localmente hojosas, con frecuentes *Inoceramus* e intercalaciones decimétricas a métricas de margas amarillentas. La sucesión prosigue con 34 m de calizas arcillosas a arenosas con estratificación ondulada y aspecto noduloso, y termina con 26 m de calizas “mudstone” y “wackestone-packstone” con intercalaciones métricas de margas amarillentas y rosáceas en los últimos metros de la sucesión.

Localmente puede hallarse parcialmente dolomitizada, bien con presencia de romboedros aislados de dolomita en la masa de micrita, bien con tramos de espesores decamétricos com-

pletamente dolomitizados, como ocurre en la columna 7. El espesor de esta unidad es próximo a los 150 m.

El conjunto de la formación corresponde a depósitos marinos de plataforma, con representación de ambientes de plataforma externa abierta formados por las alternancias de calizas margosas y arcillosas con margas y el desarrollo de barras submareales de tipo "shoal", correspondientes a las calcarenitas bioclásticas.

La macrofauna recolectada por Martínez *et al.* (1975) está representada por: *Boehmiceraster bantui*, *Selenoceras ibericus*, *S. europaeus* y *Echinocorys vulgaris*.

La microfauna es abundante y representativa del Campaniense superior-Maastrichtiense. Destacan los foraminíferos planctónicos: *Globotruncana arca*, *G. fornicata*, *G. tricarinata*, *G. conica*, *G. stuartiformis*, *G. lapparenti*, *G. contusa* y *G. stuarti*, acompañados por radiolarios, stomiosphaeras, gúmbelinas y pithonellas.

2.1.3.5. *Biomicritas y margas esquistosas (11). Coniaciense-Maastrichtiense*

Esta serie aflora a lo largo de la carretera local que conduce al santuario de la Font-Roja, tanto en el bloque superior como en el inferior del cabalgamiento del Menechaor.

Está formada por una potente serie de biomicritas margosas, algo dolomitizadas y estratificadas en bancos gruesos, que pasan a techo a niveles de margas esquistosas y calizas margosas nodulosas. Su espesor es de unos 250 m.

Corresponden a depósitos de plataforma externa, sedimentadas bajo el nivel de base de tormenta.

Por su posición estratigráfica representan a todo el Senoniense (Coniaciense-Maastrichtiense).

2.1.3.6. *Arcillas abigarradas y biomicritas (12). Facies Garumniense. Cretácico Superior-Paleoceno. Maastrichtiense-Daniense*

Esta formación aflora por encima de la formación Mariasnal en el flanco sur del anticlinal de Sierra Grossa, al oeste de Ontinyent. Es equivalente a la formación Calizas y Margas de la Sierra Perenchiza, definida en la cercana Cordillera Ibérica Suroccidental por Vilas *et al.*, (1982) en el libro *El Cretácico de España*.

Se ha estudiado su base en la columna estratigráfica 3, La Frontera, situada en la sierra de la Solana hacia el O de Bocairente. Allí afloran 9 m de arcillas abigarradas de colores rojos, verdes y pardos seguidas por 2 m de calizas mudstone y en menor medida "wackestone-packstone" bioclásticas y con fantasmas de oolitos. El resto de la sucesión ha sido erosionado bajo la discordancia del Mioceno. Puede indicarse en esta sierra de la Solana, la sucesión preservada no supera los 30 m de potencia. En la Sierra Grossa, en el corte del estrecho de Ayelo situado 3 km al N del borde de la Hoja de Ontinyent, una sucesión más completa está

formada por arcillas verde oscuro, rosas, rojas y ocre que alternan con niveles de biomicritas "wackestone-packestone" ferruginosas intensamente bioturbadas y intrabiomicritas. En estos niveles calcáreos de aspecto noduloso, son frecuentes los "burrows" ortogonales a la estratificación y niveles pseudobréchicos. Hacia techo la serie se hace progresivamente detrítica, con niveles de microconglomerados y arenas que Martínez *et al.* (1975) atribuyen ya al Paleoceno. El espesor total visible de la unidad ronda aquí los 65 m.

Sedimentológicamente se atribuyen a ambientes litorales próximos a la línea de costa, con representación de las llanuras lutíticas supramareales y depósitos de "lagoon" más o menos efímeros.

La macrofauna de los niveles de calizas en la Sierra Grossa está representada por frecuentes *Lamelibranchios* y *Gasterópodos*. Al microscopio, según los autores de la Hoja antigua, se reconocen: ostrácodos, charáceas, discórbidos y Miliólidos, en general mal desarrollados, y a techo existe un nivel con *Microcodium* sp.

El estudio de los levigados parece indicar que los primeros 60 m corresponden al Maastrichtiense, caracterizado por la asociación: *Porochara* cf. *gros.*, *Platychara caudata* y *Peckichara* sp. La existencia de *Retusochara macrocarpa* y *Microchara* sp. marcaría al parecer la presencia del Paleoceno inferior. Entre los ostrácodos destacan los géneros: *Neocyprideis*, *Cuneocythere*, *Cyamocytheridea* y *Hermanites*. Esta microfauna, sin embargo, parece mostrar una edad más alta para esta unidad: Paleoceno-Eoceno. En La sierra de la Solana, una fauna formada por *Omphalocyclus macroporus*, *Siderolites calcitrapoides*, *S.* cf. *vidalis* y *Lepidorbitoides socialis* no sólo indica una edad Maastrichtiense, sino que confirma el desarrollo hacia el S y SE de la zona de las facies más marinas.

2.2. Terciario

Los materiales terciarios del Paleógeno y Neógeno forman una gruesa columna de materiales que supera los 1.500 m de espesor. Son mayoritariamente sinorogénicos, reflejando los distintos pulsos tectónicos que caracterizaron la formación de las estructuras Béticas.

2.2.1. Paleógeno

En continuidad estratigráfica con el Maastrichtiense se desarrolla la serie marina paleógena, que abarca desde la facies Garumniense, cuyo techo se atribuye al Paleoceno inferior, hasta el posible Oligoceno continental.

Esta serie se sitúa en el flanco sur fuertemente verticalizado y fallado del anticlinal del Menechaor, que posiblemente constituye el frente del Prebético Interno. Aquí fue estudiada por Martínez *et al.* (1975) en el Alto de las Llacunas. En conjunto esta serie tiene una potencia de unos 500 m.

Esta serie también aflora en el desfiladero del río Polop, al sur de Barxell, aunque aquí solo afloran las calizas eocenas. Se han cartografiado cinco unidades que son como siguen.

2.2.1.1. *Margas esquistosas y biomicritas nodulosas (13). Paleoceno. Daniense*

Esta unidad está formada por dos paquetes bien diferenciados, de base a techo:

- 50 m de alternancia de margas esquistosas amarillas y biomicritas margosas nodulosas en bancos decimétricos a métricos.
- 10 m de alternancia de margas grises y calizas bioclásticas con textura “grainstone”, estructura nodulosa y cemento tanto micrítico como esparítico, igualmente estratificadas en bancos gruesos.

Corresponden a sedimentos de plataforma externa carbonatada con desarrollo hacia el techo de niveles de barras submareales de tipo *shoal*.

En el primer tramo se encontró la microfauna siguiente, correspondiente a la biozona de *Globigerina daubjergensis*: *Globigerina daubjergensis*, *G. triloculinoides*, *Globorotalia trinidadensis*, *G. compressa* y *G. pseudobulloides*. En el tramo superior la microfauna caracteriza la biozona de *Globorotalia uncinata*. Destacan *G. uncinata*, *G. angulata*, *G. pseudobulloides*, algas coralíneas y fragmentos de equinodermos. El contenido fosilífero de esta unidad permite datarla como Daniense.

2.2.1.2. *Calcarenitas, calizas margosas, margas piritosas y niveles con sílex (14). Paleoceno. Montienze-Thanetiense.*

Constituyen un crestón bien marcado en el relieve, que resalta entre dos paquetes margosos: las margas basales de la unidad anterior y las arcillas y arenas del Thanetiense superior.

Está formada por calcarenitas “grainstone y packestone” bioclásticas con cemento esparítico, biomicritas grises y calizas margosas nodulosas con algunas intercalaciones de margas grises y amarillentas, estratificadas en bancos decimétricos. Se encuentran frecuentemente nódulos de sílex estratificados y nódulos y manchas piritosas. El espesor de la unidad se cifra en unos 65 m.

Se interpretan como depósitos de barras submareales “Shoals” en un contexto de plataforma carbonatada somera.

La microfauna hallada en esta unidad corresponde a las biozonas de *Globorotalia angulata* y *G. pseudomenardii*: *Globigerina triloculinoides*, *G. linaperta*, *G. primitiva*, *Globorotalia angulata*, *G. pseudobulloides*, *G. pseudomenardii*, *G. laevigata*, *G. aegua*, *G. mckannai* y que viene acompañada por algas, briozoos, discórbidos, lagénidos y fragmentos de equinodermos. Esta microfauna data el Montienze y el Thanetiense.

2.2.1.3. *Areniscas, calizas margosas y arcillas verdes (15). Paleoceno. Thanetiense*

Constituye una zona de relieve negativo, generalmente muy recubierto por las pedreras y canchales adosados a las calizas infra y suprayacentes.

Está formada por la siguiente secuencia de base a techo, con un espesor total de 35 m:

Areniscas salmón de grano muy fino, en niveles centimétricos a decimétricos.

Alternancia de calizas margosas, margas y arcillitas siltosas verdes, estas últimas más frecuentes hacia techo, en bancos decimétricos.

Se interpretan como sedimentos de plataforma interna carbonatada-*lagoon* con influencias detríticas, y ambientes principalmente submareales.

La microfauna presente pertenece a la biozona de *Globorotalia velascoensis*. Se citan además de ésta *G. cf. pseudomenardii*, *G. aegua*, *Globigerina linaperta*, *Operculina* sp., *Discocyclina* sp. y numerosos foraminíferos bentónicos minúsculos y mal conservados. Esta microfauna corresponde al Thanetiense.

2.2.1.4. Calizas pararrecifales y dolomías con moldes (16). Eoceno. Ilerdiense-Luteciense

Esta unidad marca el crestón más septentrional del macizo del Menechaor-La Font-Roja en la zona del Alto de las Llacunas.

Se observan dos conjuntos litológicos diferenciados que, de base a techo, son:

30 m formados por una barra masiva compuesta de calcarenitas "grainstone" de grandes foraminíferos (alveolinas y nummulites) y calizas pararrecifales con algas y otros organismos incrustantes de texturas "bindstone y floatstone".

70 m de biomicritas intensamente dolomitizadas, con porosidad móldica de fantasmas de fósiles, bien estratificadas en bancos gruesos.

Son depósitos de plataforma interna submareal por encima del nivel de base del oleaje de tormenta donde se desarrollan grandes barras calcareníticas con estratificación cruzada planar a gran escala y parches arrecifales.

La microfauna recogida en el tramo basal está representada por: *Alveolina* cf. *ellipsoidalis*, *A. cf. globula*, *A. cf. lepidul* y *Nummulites* cf. *aturicus*, especies características del Ilerdiense s.s., junto con abundantes operculinas, nummulites, discocyclinas, algas y fragmentos clasificables de moluscos y equinodermos. El tramo dolomítico superior, con una microfauna poco determinativa, corresponde al Luteciense, aunque esta datación se ha establecido por correlación regional, por lo que al conjunto de la unidad cartográfica le atribuimos una edad Ilerdiense-Luteciense.

2.2.1.5. Lutitas rojas, areniscas, conglomerados y calizas (17). Oligoceno

La primera descripción de materiales oligocenos en la Hoja de Ontinyent se debe a Brinkmann (1931) quien, sin base paleontológica, atribuyó a este periodo los materiales rojos continentales.

les que afloran junto al pueblo de Agullent. Estos materiales reposan en discordancia angular y erosiva sobre el Senoniense del Benicadell. También afloran estos materiales en la zona de La Arcada, adosados al frente de cabalgamiento de Los Gamellons.

El espesor de la unidad es difícil de evaluar debido a que rellenan un paleorrelieve. En la columna 9, Agullent, (X: 713.350; Y: 4.300.050) se han medido 84 m sin haberse observado el muro. Los 75 m de la base están formados por niveles potentes de arcillas de colores rojo-anaranjados y salmón que presentan delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas de grano fino a grueso y niveles microconglomeráticos de hasta 1,5 m de potencia, formados por gravas cuarcíticas y calcáreas subredondeadas y redondeadas, con centil de 5-6 cm y moda de 1-2 cm. Los 7 m del techo, formados por lutitas similares a las anteriores, presentan intercalaciones de nivelillos de 5-10 cm de calizas blancas y crema de textura "mudstone". Este tramo se presenta truncado por la erosión de los sedimentos detríticos del Serravaliense-Tortonense (Unidad cartográfica 23).

Los niveles conglomeráticos presentan bases erosivas y laminaciones cruzadas planares, esto último al igual que los niveles arenosos. Las calizas del techo de la unidad presentan laminación paralela. Se atribuyen a depósitos fluviales de llanura de inundación con desarrollo de canales efímeros y pequeñas zonas de encharcamientos estacionales que darían lugar a las calizas lacustres.

La ausencia de fauna determinativa nos hace atribuir esta unidad al Oligoceno por su posición estratigráfica y por consideraciones regionales.

2.2.2. Neógeno

Los materiales neógenos son esencialmente sinorogénicos y reflejan las pulsaciones tectónicas de la orogenia alpina en una serie de discordancias que individualizan, al menos, cuatro secuencias, según De Ruig (1992):

- Aquitaniense-Burdigaliense inferior
- Burdigaliense superior-Langhiense
- Serravaliense-Tortonense inferior
- Tortonense superior-Messiniense

Estas cuatro secuencias deposicionales se han cartografiado dividiéndolas en las unidades cartográficas que se describen a continuación.

2.2.2.1. Calizas pararecifales con algas y *amphisteginas* (18). Mioceno inferior

Constituyen la base de la serie miocena y se sitúan en suave discordancia angular y erosiva sobre el paleorrelieve creado en los materiales cretácicos.

Están formadas por una barra de calizas blancas, masivas, constituídas por calcarenitas bioclásticas y calizas pararrecifales. Tiene unos 10-20 m de potencia. La base suele contener cantos angulosos de Cretácico que demuestran el carácter erosivo del contacto sobre el infrayacente.

Se interpretan como depósitos pararrecifales, con representación de ambientes de frente arrecifal, cresta y “back-reef”.

La microfauna es abundante, pero no definitiva a la hora de establecer una datación precisa. Destacan por su abundancia diversas familias de algas (*Melobesias* y *Lithotamnium*), amphis- teginas, briozoarios, corales y fragmentos de moluscos y equinodermos. Se ha atribuido al Aquitaniense, aunque algunos autores como De Ruig (1992) asignan el techo al Burdigaliense basal. En cualquier caso, su edad es pre-Langhiense.

2.2.2.2. Margas blancas (19). Facies TAP 1. Mioceno medio. Langhiense

Estos materiales se depositan en on-lap sobre las calizas anteriores. Se localizan mayoritariamente en el flanco sur del anticlinorio de Sierra Mariola, donde han sido preservados de la erosión pre-Serravalliense.

Están formados por margas blancas muy homogéneas, débilmente siltosas y poco compactas. Eventualmente se encuentran delgados niveles de areniscas de origen turbidítico y de tipo TBT “thin bedded turbidites”, que tienen cemento calcáreo y un espesor centimétrico a decimétrico. La potencia total de la unidad puede evaluarse en unos 300 m.

Se han formado en ambientes de “shelf”-cuenca con escasos aportes de sedimentos de origen turbidítico, estos últimos correspondientes a zonas muy distales de un sistema de lóbulos turbidíticos, donde predominan secuencias truncadas a muro y techo de tipo T_{c-e} y T_{c-d} .

Muestran abundante microfauna planctónica, destacando: *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. glomerosa circularis*, *Globoquadrina langhiana*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *G. quadrilobatus*, *G. bisphericus*, *Globigerina bolli*, *Globorotalia praemenardii* cf. *archeomenardii*, *G. scitula* y *G. siakanensis*. Esta microfauna es característica de las biozonas 8-9 de Blow (*Globigerina bolli* y *Praeorbulina*) que corresponden al Langhiense inferior.

2.2.2.3. Conglomerados, areniscas y margas (20). Mioceno medio. Langhiense-Serravalliense

Estos materiales recubren en fuerte discordancia angular y erosiva tanto a las dolomías del Cenomaniense-Turonense, al Cretácico Superior calcomargoso y al Tap Langhiense.

Están constituidos por materiales detríticos gruesos (conglomerados), areniscas de grano fino, calcarenitas bioclásticas en ocasiones y paquetes métricos margosos formando un conjunto muy heterolítico y que presenta numerosos cambios de facies y potencias a lo largo de sus afloramientos en la Hoja de Ontinyent y zonas próximas. El espesor es muy variable: puede alcanzar los 70 m, aunque en algunas zonas solo se miden 6-10 m.

Se han estudiado en la columna estratigráfica 10, El Sargento, (X: 714.800; Y: 4.287.700), donde alcanzan un espesor total de 50 m formados por margas de tonos blanquecinos con intercalaciones de areniscas calcáreas de tonos anaranjados y de grano muy fino a fino en capas de espesores generalmente de 1-3 cm y hasta 20 cm de potencia máxima. Hacia el techo de la sucesión intercalan algunos delgados niveles de conglomerados calcáreos de gravas subangulosas a subredondeadas, de centil 3 cm y 0,5 cm de moda. La parte superior de la unidad pasa transicionalmente a las margas del Tap 2 como se verá más adelante.

Como estructuras sedimentarias, los niveles conglomeráticos presentan granoselección positiva, mientras que las areniscas tienen carecterísticas de niveles turbidíticos de tipo TBT "thin bedded turbidites", con laminacion cruzada planar, y ripples de corriente, es decir, con predominio de los términos T_{c-d} y T_{c-e} . Se interpretan como depósitos distales de un sistema de lóbulos turbidíticos sedimentados en una cuenca más o menos profunda.

Martínez *et al.* (1975) encuentran en esta columna una asociación de microfauna que es de edad Langhiense superior-Serravalliense inferior (biozonas 8 a 10 de Blow). Se citan aquí: *Praeorbulina glomerosa circularis*, *P. glomerosa curva*, *Globigerinoides trilobus*, *G. bisphericus*, *Orbulina suturalis*, *Globigerina bolli*, *G. praebulloides* y *Globorotalia* cf. *miozoaea*.

En muestras recogidas un poco más al oeste (carretera de Bañeres de Mariola a Onil), los mismos autores citan una asociación de edad Serravalliense inferior (biozonas 10-11 de Blow), estando presentes: *Globorotalia* cf. *praemenardii*, *G. mayeri*, *Orbulina univversa*, *O. suturalis*, *Globigerinoides trilobus* y *G. bisphericus*. Esto demuestra que se trata de una formación heterócrona, siendo más antigua hacia el este.

2.2.2.4. Calizas algales (21). Mioceno medio. Serravalliense

Esta formación se sitúa concordantemente sobre los materiales detríticos de la unidad 20 en el flanco sur de Sierra Mariola y es, a su vez, recubierta en on-lap por el Tap 2 (unidad 22). En el flanco norte del sinclinal de Bocairente, sin embargo, esta unidad se apoya directamente sobre el Cretácico Superior, faltando los términos detríticos de la unidad 20 y el Tap 1 completo.

Está formada por calizas algales blanquecinas, calcarenitas y calizas pararrecifales en bancos métricos. El espesor de la unidad es variable, aunque por lo general oscila entre 20 y 50 m.

Se le atribuye una edad Langhiense-Serravalliense por su posición estratigráfica.

2.2.2.5. Margas blancas con alguna intercalación de areniscas (22). Conglomerados fangosoportados (fanglomerados) (23). Facies TAP 2. Mioceno medio-superior. Serravalliense superior-Tortonense inferior

Estas unidades afloran extensamente en el seno de los sinclinales de Onteniente, Bocairente y El Troncal.

La unidad 22 se ha estudiado en su parte basal en la ya citada columna estratigráfica 10 de El Sargento, donde pese a los extensos recubrimientos se han medido los 84 m inferiores.

Está formada aquí por margas grises azuladas en fresco, amarillentas a blanquecinas por meteorización, que solo localmente presentan cierta laminación por la presencia de lechos algo más limosos, y que de manera muy escasa pueden llegar a incorporar delgados nivelillos de hasta 20 cm de espesor de areniscas calcáreas de grano fino a muy fino. Este aspecto hace que en muchas ocasiones sea muy difícil el poder observar la estratificación y, por ende, hace imposible calcular el espesor real del conjunto, que en cualquier caso regionalmente es muy potente, pudiendo alcanzar más de 1000 m, como se constató en el sondeo de Ontiyent, donde se atravesaron 1.350 m sin llegar a cortar la base de la unidad. La parte superior de esta unidad se apoya en *on-lap* tanto sobre los materiales mesozoicos como los terciarios.

La unidad 23 aparece en forma de lentejones al N de serra Grossa. Está constituida por conglomerados gruesos y microconglomerados con cantos calcáreos de origen cretácico y también yesos y areniscas del Keuper, prueba del ascenso diapírico del anticlinal de la Sierra Grossa ya en estos momentos, habiendo perforado el Keuper a toda su cobertera. También incluyen numerosos cuarzos bipiramidados (Jacintos de Compostela) del mismo origen.

De forma similar a la unidad 20, se atribuyen estas unidades a ambientes de “shelf-cuenca” más o menos profundos donde llegan depósitos distales de lóbulos turbidíticos relacionados con el afloramiento en los fondos marinos del “cap-rock” diapírico.

En la cartografía llevada a cabo por FINA IBERICA en las Hojas de Canals y Onteniente se puso de manifiesto la marcada heterocronía de la unidad margosa, habiéndose distinguido un Tap Serravalliense-Tortonense inferior (Onteniente-Flanco sur de Mariola) y un Tap Tortonense (sinclinal de La Costera).

En este trabajo se han unificado ambos Tap puesto que no existe una diferencia litológica apreciable. Según Martínez *et al.* (1975) en la zona del Cabezo Tirirán (al oeste de Ontinyent) se distinguió el Tortonense representado por la microfauna siguiente: *Globorotalia gvalae*, *G. lupeae*, *G. acostaensis*, *G. plesiotumida*, *G. nepenthes*, *G. bulloides* y *Hastingerina pelagica*.

En la zona del sinclinal de El Troncal, solo se observa microfauna tortoniense en los últimos metros de serie, siendo la mayor parte de la unidad Serravalliense. Este viene representado por: *Globorotalia praemenardii*, *G. mayeri*, *Orbulina suturalis* y *O. universa* (zonas 10-11 de BLOW), sobre las que aparecen: *Globorotalia mayeri*, *G. lenguaensis*, *G. continua-acostaensis*, *G. gvalae*, *Orbulina bilobata* y *O. universa* (zonas de *mayeri* y *lenguaensis*, es decir Serravalliense superior-Tortonense inferior) y ya en los últimos 10 m superiores aparecen: *Globorotalia acostaensis*, *G. menardii*, *G. lupeaea*, *Ammonia beccarii* y *Elphidium crispum*. Esto significa que en el flanco sur de Mariola el Tap 2 tiene una edad Serravalliense-Tortonense inferior, a diferencia del Sinclinal de Onteniente, donde el Serravalliense constituye prácticamente el total de la serie.

2.2.2.6. *Olistolitos carbonatados cretácicos y/o paleógenos (24) y bloques heterométricos en matriz margosa (25). Unidades olistostrómicas. Mioceno superior. Tortoniense s.l.*

Englobados en la unidad 22 aparecen unidades olistostrómicas en dos sectores diferenciados: Los Cabezos (oeste de Ontinyent) y la Font-Roja (ángulo SO de la Hoja).

En el sector de Los Cabezos (Tirirán) se localizan bloques hectométricos de Cretácico Superior (Unidad 24) que, en su parte posterior, adosan una facies caótica de bloques decimétricos angulosos de rocas carbonatadas, empastados en una matriz margosa (Unidad 25). A juzgar por un pliegue de dirección N-S localizado en la base del tramo olistostrómico, estos depósitos gravitacionales proceden del oeste y vendrían de una zona elevada próxima existente al sur del Alto Cruz.

La unidad 25, en sus 25 m superiores, está formada por margas calcáreas blancas de facies muy similar al Tap que sirven de matriz a un conglomerado matriz-soportado de bloques y cantos calcáreos cretácicos (micritas, calizas arenosas y calcarenitas, dolomías, etc..) subangulosos a subredondeados con un centil de hasta 1,5 m. El espesor total del paquete olistostrómico de los cabezos es difícil de evaluar, aunque puede rondar los 50-60 m.

En la zona de la Font-Roja, los olistolitos mayoritariamente corresponden a las calizas eoceanas (Unidad 16), no habiéndose observado la facies caótica matriz soportada anteriormente descrita.

Martínez *et al.* (1985) relacionan la presencia de unidades olistostrómicas con la tectónica diapírica característica de este sector del Prebético. En concreto, los frentes de olistotromas los relacionan con crestas diapíricas miocenas, como la de Sierra Grossa y la de Font-Roja.

La edad de estos depósitos debe ser Tortoniense s.l. a juzgar por las dataciones realizadas por Martínez *et al.* (1975) tanto al norte como al sur de Los Cabezos.

2.2.2.7. *Areniscas calcáreas, calcarenitas bioclásticas y brechas (26). Mioceno superior. Tortoniense superior*

Forman la última unidad marina miocena, apoyándose en continuidad estratigráfica sobre el Tap 2 o en "on-lap" sobre el Cretácico Superior en el flanco sur de Sierra Grossa. Fosilizan en la zona de Los Cabezos los depósitos olistostrómicos anteriormente descritos, como ponen de manifiesto Martínez *et al.* (1985). También se desarrollan en el núcleo del sinclinal de Bocairente (paraje de la Vingua del Rincón) y en el Alto del Troncal, en el sinclinal del mismo nombre, donde existe un buen corte bajo el castillo de Barxell. Forman un resalte morfológico en el relieve, al localizarse sobre los materiales lábiles del Tap 2.

Se han estudiado en la columna 11, Cabezo Tirirán (X: 697.800; Y: 4.298.700), donde están formadas por areniscas calcáreas más o menos bioclásticas y calcarenitas de aspecto noduloso a masivo y que incluyen cantos calcáreos subangulosos a subredondeados de centil 5 cm y

que pueden llegar a constituir niveles de brechas calcáreas con cantos subangulosos de hasta 8 cm. También presentan delgados lechos de margas blanquecinas, más frecuentes hacia la base. El espesor total que presentan aquí es de 17,5 m.

Además del contenido bioclástico (moluscos, dientes de peces, etc..) destaca la presencia de frecuentes cuarzos bipiramidados típicos del Keuper.

Como estructuras sedimentarias presentan bases canalizadas, granoclasificación positiva y localmente, ripples de coriente y a veces bioturbación elevada. Corresponden a depósitos litorales someros, posiblemente de "fan-delta".

En los bancos margosos, Martínez *et al.* (1975) determinaron una microfauna tanto bentónica como planctónica, destacando: *Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia acostaensis*, *G. plesiotumida*, *G. pseudomiocenica* y *Hastigerina pelagica*. Esta microfauna data el Tortoniense.

2.2.2.8. Conglomerados poligénicos y lutitas salmón (27). Plioceno

Estos materiales afloran en buenos cortes a lo largo de la trinchera del nuevo trazado del ferrocarril de Valencia-Alicante entre la Rambla del Fosino y la Masía El Juncal. En ese último punto reposan en suave discordancia angular sobre el Tap 2.

Esta unidad se presenta con un espesor que regionalmente varía entre los 20 y 200 m. Está formada por arcillas de tonos salmón a rojizos, a veces con cierto contenido limo-arenoso y con espesores entre 20 cm y 1,5 m. Alternan con niveles de areniscas calcáreas mal clasificadas y de conglomerados calcáreos clastosoportados en bancos de entre 0,5 y 2 m de espesor, con gravas y cantos calcáreos subredondeados y mal seleccionados de hasta 20 cm de diámetro, en general poco cementados. Estos últimos presentan una morfología generalmente lenticular, aunque se han representado en la cartografía como líneas de capa algunos de extensión kilométrica. La proporción de los términos arcillosos sobre los granulares puede evaluarse entre el 30-40 %.

Algunos autores (p.e. Martínez *et al.*, 1975) relacionan el depósito de esta unidad con la actividad diapírica, en concreto con el ascenso de los diapiros que provoca sinclinales fuertemente subsidentes "rim synclines". Esto hace que tengan regionalmente espesores importantes y que lateralmente se acuñen con relativa facilidad.

Sedimentológicamente presentan estructuras del tipo de bases erosivas, granoclasificación positiva poco patente y laminación cruzada. Se interpretan como depósitos fluviales de llanuras lutíticas con desarrollo de frecuentes canales rellenos de detríticos más groseros.

La edad de su génesis se atribuye al Plioceno por su posición estratigráfica y sus características estructurales claramente postectónicas a las etapas álgidas de la estructuración de la cadena.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Encostramientos carbonatados, generalmente de tipo pulverulento (28). Caliches. Plioceno superior? -Pleistoceno

Esta unidad constituye el dorso de las cuevas con buzamientos entre 10° y 15 ° situadas en el borde O de la Hoja, en las proximidades de Fontanares. También se han asignado a esta unidad los niveles de carbonatados con morfología de glacis que se sitúan en ambas márgenes del río Clariano en las cercanías de Ontinyent.

Está formada por una parte inferior de 80-100 cm de carbonatos blancos y rosados de tipo pulverulento, masivos y homogéneos, sobre los que se disponen 40-50 cm de costra laminar-bandeada muy cementada por carbonato cálcico y de gran dureza. En otras ocasiones, la parte laminar bandeada queda sustituida por una costra de tipo bréchico, con gravas angulosas de 2 a 4 mm de diámetro. El espesor del conjunto no supera el orden de 1,50 metros.

Dado que están afectados por la tectónica (fallas directas y basculamientos), al menos en la primera de las zonas citadas, se le atribuye tentativamente al intervalo Plioceno superior-Pleistoceno.

2.3.2. Cantos y gravas con cemento calcáreo en matriz arcillo-arenosa rojiza. Encostramientos carbonatados a techo (29). Abanicos aluviales antiguos. Pleistoceno inferior-superior

Los depósitos de abanicos aluviales ocupan una gran extensión de terreno, tapizando con sus depósitos todos los grandes valles de la Hoja: valle de Alba, valle de Benejama y Hoya de Alcoy, además de rellenar el graben situado al S de Bañeres de Mariola.

Están formados por grandes espesores (se han llegado a medir hasta 15 m de potencia al E de Bañeres), de cantos y gravas calcáreos clastosoportados subangulosos a subredondeados en función a su distancia de las áreas fuente, de tamaños medios 2-3 cm y centiles de 10-12 cm en las partes medias de los mismos. Tienen una matriz arcillo-arenosa de tonos anaranjados que en ocasiones llega a formar niveles lenticulares, incorporando gravas y cantos de pequeño tamaño. Presentan a menudo cemento calcáreo en la parte superior que puede llegar a formar una auténtica costra carbonatada de tipo "dalle". Se les atribuye una edad Pleistoceno.

2.3.3. Cantos y gravas calcodolomíticos, en ocasiones cementados, en matriz limo-arenosa (30 y 31). Terrazas. Pleistoceno medio y Pleistoceno superior

Estos niveles se localizan a unas cotas sobre el nivel actual del río Clariano de +3-4 m la T₁ y 12 m la T₂.

Esta última terraza está formada por hasta 7 m de conglomerados calcáreos sin cementar (50% de cantos, 20 % de gravas y 10% de bloques, siendo el resto matriz limo-arenosa), con los cantos subredondeados a redondeados, de centil 30 cm y moda 4-6 cm, e imbricados. Incluyen niveles de limos arenosos de tonos anaranjados con cantos y gravas matriz-soportados

que pueden llegar a formar niveles lenticulares con las bases canalizadas. La terraza inferior tiene menor espesor (2-3 m) y características litológicas similares, estando presente en las partes internas de algunos meandros del río. Se les atribuye una edad Pleistoceno medio a la T_2 y Pleistoceno superior a la T_1 .

2.3.4. Cantos y gravas calcáreas en matriz arcillo-arenosa rojiza (32). Abanicos aluviales y conos de deyección recientes. Holoceno

Se han cartografiado como tales tanto algunos abanicos aluviales de pequeño tamaño situados en el graben de Bañeres como los pequeños conos de deyección que se localizan en la desembocadura de barrancos de corto recorrido. Al igual que el resto de depósitos, se trata de cantos y gravas calcáreas o dolomíticas, subangulosas dada la poca maduración de los mismos, en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojizos y anaranjados. Su edad es Holoceno.

2.3.5. Limo-arcillas, arenas y margas con gravas y cantos calcodolomíticos (33). Aluviales y fondo de valle. Holoceno

Estos depósitos se localizan en los fondos de las vaguadas de fondo plano o en cuna, situados en zonas donde la intensa erosión remontante proveniente del Mediterráneo no ha podido erosionarlos, principalmente en la mitad O de la Hoja.

Se trata de una formación superficial de pequeño espesor (1-2 m) formada por gravas y algunos cantos de hasta 5-7 cm de diámetro, bien graduados, niveles arenosos y limo-arcillas generalmente de tonos pardos oscuros por su contenido en materia orgánica. Su edad es así mismo Holoceno.

2.3.6. Arcillas rojizas con gravas calcodolomíticas (34). Arcillas de descalcificación. Holoceno

Estos depósitos corresponden al residuo arcilloso producido por la disolución exokárstica de los niveles carbonatados cretácicos. Se encuentran situados tanto en fondos de pequeñas dolinas de 100 a 150 m de diámetro, como ocurre en la Sierra Mariola en áreas próximas a la cabecera del río Vinalopó, como en los fondos de poljes de hasta 2 Km de longitud, como el existente en la terminación suroccidental de la Sierra Grossa cerca de Fontaneres.

Están formadas por arcillas de alta plasticidad de tonos rojos y anaranjados, las cuales engloban una proporción inferior al 10% de pequeños cantos subredondeados del material calco-dolomítico no disuelto. Su formación se ha realizado en el Holoceno.

2.3.7. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillosa (35). Coluviones. Holoceno

Se han cartografiado como coluviones aquellos depósitos de ladera que por su espesor o extensión superficial presentan mayor importancia, ya que son muy frecuentes los recubrimientos sobre todo tipo de materiales. Están formados por cantos, gravas y en menor medida bloques subangulosos y angulosos de naturaleza calco-dolomítica en una matriz arcillosa

poco plástica por lo común de tonos pardos. Sus espesores son difíciles de medir, dada la carencia de buenos cortes, aunque pueden cifrarse en 3-4 m máximo. Su edad es Holoceno.

2.3.8. Bloques, cantos y gravas calcodolomíticos en matriz margosa. (36). Deslizamientos. Holoceno

Corresponde esta unidad cartográfica 36 a un gran deslizamiento complejo de tipo traslacional situado sobre la vertiente N de la sierra de la Font Rotja. Presenta una longitud de más de 1 Km, y una anchura que supera los 2 Km y el material litológico implicado en el mismo son las biomicritas, calizas, calcarenitas y margas del intervalo Senonense-Eoceno que forman la citada sierra. La edad de su génesis es Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

La Hoja de Ontinyent se sitúa mayoritariamente en el dominio Prebético externo, apareciendo un pequeño retazo del dominio interno en el ángulo SE (sierra de la Font-roja). Justo en las vecinas Hojas de Canals y de Caudete, a escasos kilómetros al N y NO, se sitúa el que tradicionalmente ha sido señalado como límite septentrional del orógeno Bético: la falla/flexura Survalenciana o falla de Fuente la Higuera. Al N de este accidente se situaría el sector levantino o valenciano de la Cordillera Ibérica, caracterizado por una estructura subtabular.

Al oeste de la Hoja se sitúa la zona de falla del Vinalopó, una banda de fracturación donde aparecen masas diapíricas del Keuper. Esta banda, según De Ruig (1992), limita el denominado Prebético de Alicante en el que se ubica la Hoja, del Prebético de Jumilla. La diferencia entre ambos sectores estriba en la presencia del cabalgamiento del SubBético en este último, al oeste de Elche.

La estructura a gran escala del Prebético de Alicante está formada por una cuña sedimentaria plegada compuesta en su parte inferior por una secuencia de margen pasivo de edad Mesozoico-Paleógeno y una secuencia superior de cuenca de antepaís de edad Neógena. Según De Ruig (*op. cit.*) ambas secuencias descansan sobre una corteza continental anómalamente delgada, donde el Moho se sitúa entre 20 y 27 km de profundidad. Para este autor, el zócalo hercínico se situaría a una profundidad entre 2-3 km bajo el nivel del mar.

La macroestructura de la Hoja viene caracterizada por trenes de pliegues tipo “box fold” de dirección ENE-OSO, generalmente vergentes al N y NO. Los pliegues anticlinales tienen núcleo formado por evaporitas del Keuper (Martínez, W. *et al.*, 1975), mostrando flancos N fuertemente buzantes y grandes flancos largos al S.

Los sinclinales están ocupados por materiales neógenos, concretamente las series margosas miocenas denominadas *Tap*, cuya estructura es subtabular o débilmente buzante, con claras disposiciones “on-lap” sobre los mesozoicos plegados.

En relación a los pliegues existen cabalgamientos y fallas inversas afectando los flancos septentrionales. Algunos autores, como De Ruig (*op.cit.*) y Lendínez *et al.* (1977) muestran la presencia de pliegues menores en echelon, de direcciones E-O, localizados en el flanco N del anticlinal de La Solana. Estos pliegues, de morfología *chevron*, están asociados a transpresión y muestran un juego de desgarre sinistral combinado con cabalgamiento para las grandes fallas que limitan los anticlinales en sus flancos norte.

Algunos autores destacan, además, la presencia de fallas de desgarre dextrales de direcciones subparalelas a los ejes de los pliegues, que son responsables de la creación de cuencas rómbicas tipo “pull apart” (p.e. cuenca de Alcoy).

Por último y en relación a la distensión neógena existe una densa red de fallas normales que retocan las estructuras anteriores. Concretamente se detectan dos familias de fallas: ortogonales y subparalelas, con respecto a los ejes de los pliegues. Algunas de estas fallas pueden tener saltos importantes, como sucede con la falla de Mariola, al este de la Hoja, que forma el límite occidental de la cuenca de Alcoy y el límite oriental del anticlinal de Mariola. Según Pierson d'Autrey (1987) el salto mínimo de esta falla normal N-S es de 1.500 m.

3.2. DESCRIPCIÓN DE ESTRUCTURAS

En este apartado se describen las principales estructuras que aparecen en la Hoja. Aquí se incluyen, de N a S, las siguientes:

- Sinclinorio de La Costera
- Anticlinorio de serra Grossa
- Sinclinal de Onteniente (Vall d'Albaida)
- Anticlinorio de La Solana-Benicadell
- Sinclinal de Villena-Bocairente-Agres
- Anticlinorio de Mariola
- Sinclinal del Troncal-Barxell
- Anticlinal de Menejador-la Font-roja

3.2.1. Sinclinorio de la Costera

Este sinclinorio, forma el valle por el que discurre el río Cañoles. Se trata de una estructura de gran continuidad lateral, pues se extiende desde Fuente la Higuera hasta las proximidades de Játiva. El flanco septentrional es la Flexura o Falla Sudvalenciana, que tradicionalmente ha sido considerada el límite septentrional de las estructuras béticas.

El núcleo sinclinal está ocupado por las facies Tap, que son recubiertas en suave discordancia por las facies de conglomerados y lutitas salmón del Mioceno superior-Plioceno. Estos últimos materiales forman un laxo pliegue sinclinal que cierra junto al ángulo NO de la Hoja.

Se han observado pequeñas fallas en dos sistemas: NNE, normales y E-O.

3.2.2. Anticlinorio de serra-Grossa

Forma parte del frente montañoso que se extiende desde la costa, continúa por las sierras de Genovés-Benigánim y finaliza en las cercanías de Fuente la Higuera. Se trata de un anticlinorio

complejo de dirección N70°E en cuyo núcleo aflora como unidad más baja las dolomías del Cenomaniense-Turonense, aunque en la vecina Hoja de Canals, llegan a aflorar las evaporitas del Keuper en la suela de los principales cabalgamientos. El núcleo de la estructura presenta una disposición prácticamente subtabular (Figura. 2), con buzamientos más elevados en el flanco septentrional. Muestra una inmersión axial de unos 10° al SO.

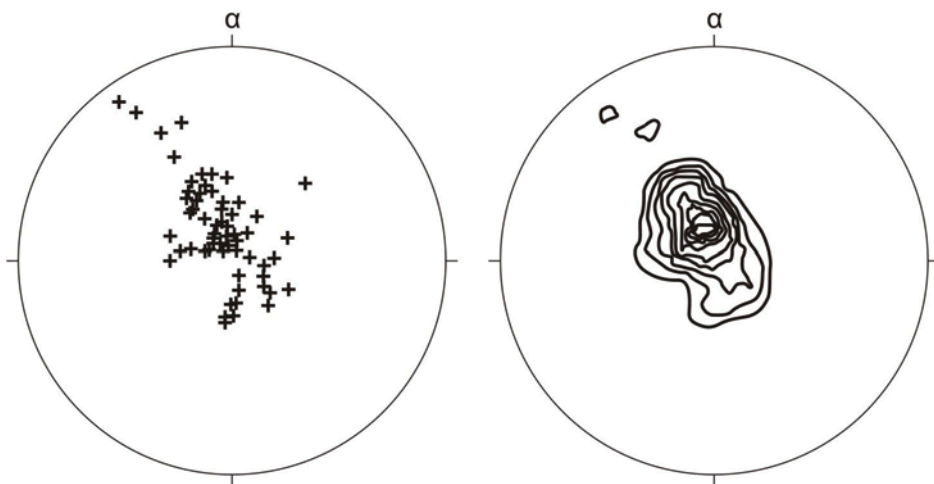


Figura 2.- Representación estereográfica de los ejes de los pliegues del anticlinorio de serra Grossa

El flanco septentrional presenta numerosas fallas inversas y cabalgamientos que involucran tanto al Cretácico Superior como a la facies Tap. Esto es particularmente evidente en las proximidades de las ruinas ibéricas de La Bastida y junto a la casa del Llop, donde existen pequeños grabens elongados según la dirección ENE-OSO, en cuyo núcleo aflora el Tap, a veces muy verticalizado y cabalgado por las dolomías.

A juzgar por los sistemas de microfallas observados en la estación de la Casa del Llop, existe una familia dominante de fallas normales de dirección N40-50°E de alto buzamiento (Fig. 3) que son posteriores a los sistemas de cabalgamientos más tendidos, algunos buzando al ESE. Una segunda familia de fallas muestra una dirección más norteada.

Por último, fallas de dirección N140-150°E, son desgarres (tear faults) asociados a los cabalgamientos o bien fallas normales de salto métrico. Esto sucede en el Alto del Colmenar, donde limitan un horst de dolomías.

En cuanto a los pliegues menores, destaca el que aparece en el flanco meridional de la sierra, en las Lomas del Colmenar. Este pliegue, de dirección axial N65°E, es vergente al SE y tiene una morfología en escalón. Posiblemente se trata de un pliegue falla.

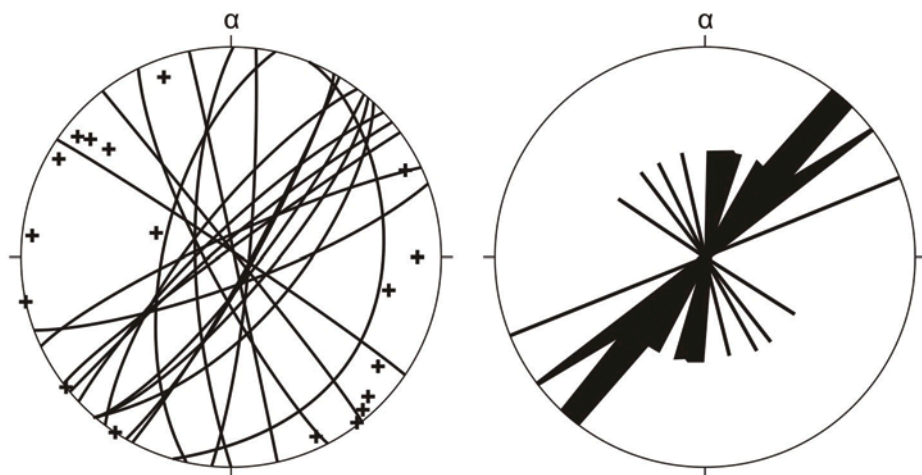


Figura 3.- Diagrama de rosa de las fallas del anticlinorio de serra Grossa y proyección estereográfica de fallas

3.2.3. Sinclinal de Onteniente-Vall d'Albaida

Al igual que el sinclinal de La Costera, está ocupado por una potente serie de margas del Tap. En la transversal de Onteniente tiene unos 10 km de ancho, mientras que en el sector de Fontanars tiene 6 km. La estructura de las margas muestra escasos buzamientos en ambos flancos (10-20°). En el sector de Los Cabezos se observan pequeñas ondulaciones anticlinales. En esa zona se observa cierta fracturación. Existen fallas normales de tendencia lítrica NNO-SSE, fallas N-S y sus ortogonales E-O, ambas posiblemente normales, fallas muy frecuentes en la zona de Valencia, ligadas a la distensión neógena.

3.2.4. Anticlinorio de La Solana-Benicadell

Se trata de una estructura compleja de vergencia norte, que se prolonga desde la banda de falla del Vinalopó, al N de Villena, hasta las proximidades del mar Mediterráneo, al S de Gandía. Desde el punto de vista estructural se ha dividido en dos sectores: occidental (La Solana s.l.) y oriental (Bocairent-Agullent).

El sector de **La Solana s.l.** se caracteriza por una estructura subtabular (Fig. 4) formada por un anticlinorio de dirección N55-60°E. El borde occidental, es prolongación al NE de los trenes de pliegues del Sochantre, que son estructuras típicamente transpresivas de dirección próxima a E-O, fruto del movimiento combinado inverso y en desgarre sinistral de los cabalgamientos NE-SO en zona de rampa lateral. Estas fallas, frecuentes a lo largo del margen septentrional, pueden llegar a ser kilométricas. Muchas de estas fallas han jugado como normales en etapas recientes, al igual que un sistema ortogonal de dirección norteada.

Entre la Ermita de San Isidro y el paraje de Las Seis, se extiende un sistema de fallas de gran longitud (kilométricas) que asocian pliegues subparalelos. Estas fallas, con componente combinado de desgarre e inverso, constituyen una zona de rampa lateral dextral. En relación a ella existe una rampa frontal en el Alto de la Arcada y Los Gamellons. En ocasiones, se observan cabalgamientos en relevo, como sucede al oeste del Alto de San Roque.

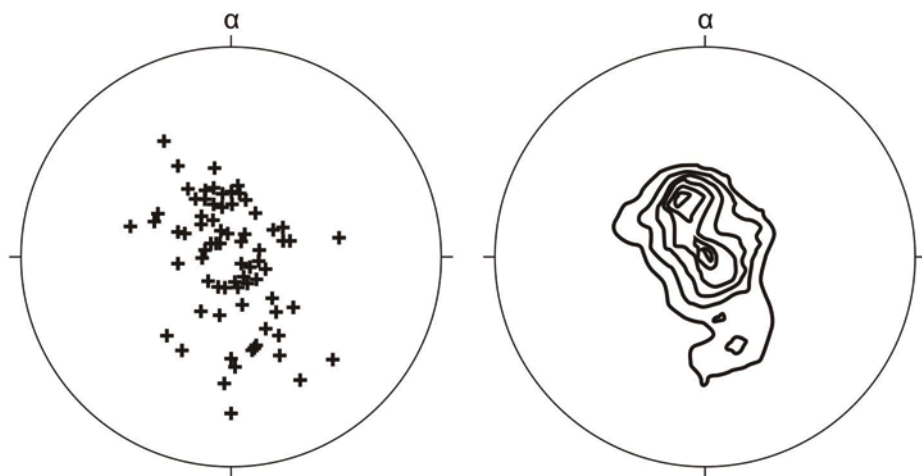


Figura 4.- Representación estereográfica de los ejes de los pliegues del anticlinorio de La Solana Benicadell, en el sector occidental de La Solana s.l

El sector Oriental (**Bocairent-Agullent**), muestra una guirnalda clara representativa de un gran pliegue de dirección N70°E con eje subhorizontal (Figura.5). Este sector se caracteriza por pliegues transpresivos kilométricos, próximos a E-O, relacionados con el cabalgamiento frontal que en este sector constituye una falla muy rectilínea N70°E que se extiende a lo largo de unos 13 km entre la zona de ramp de El Seis y Agullent. Esta estructura transpresiva asocia trenes de pliegues "chevron" a pequeña escala (máximo 1 km), que ya fueron descritos por De Ruig (1992) al N de Bocairent. Nuevamente este cabalgamiento tiene una importante componente de desgarre sinistral, al igual que algunas fallas satélites en el sector del Torratier.

De nuevo, al sur de Agullent se sitúa una rampa frontal y ahí los cabalgamientos giran a una dirección E-O que, ya fuera de Hoja, enlazan con las estructuras del Benicadell.

El flanco sur, en el sector de Solana del Río y la Sierra Filosa, se caracteriza por fallas normales kilométricas que provocan la formación de *horsts* y *grabens* en cuyo núcleo se deposita el Tap. De Ruig (1992) señala la existencia de fallas normales que jugaron con anterioridad al depósito de las capas rojas del Paleógeno en la zona de Solana del Río.

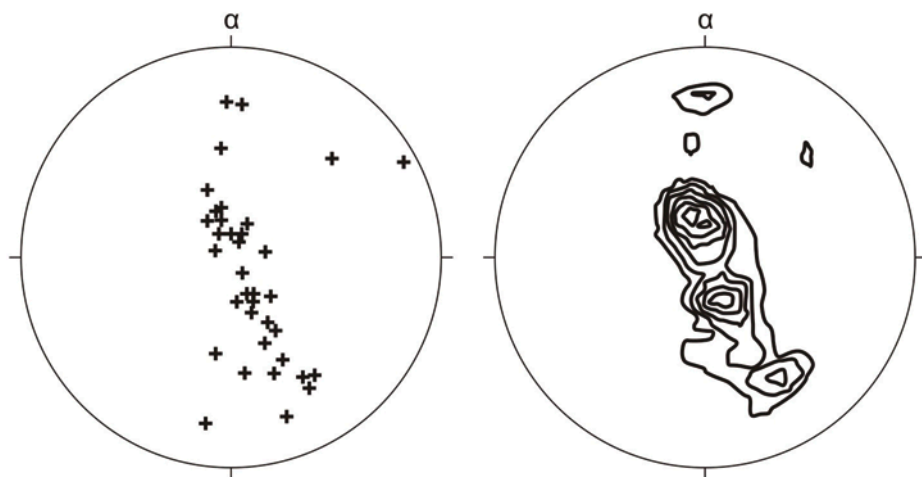


Figura 5.- Representación estereográfica de los ejes de los pliegues del anticlinorio de La Solana Benicadell, en el sector oriental (Bocairent-Agullent)

3.2.5. Sinclinal de Villena-Bocairent-Agres

Se trata de una estructura elongada de gran longitud que se extiende entre las proximidades de Villena y la comarca de El Condado. Su anchura es variable, ya que en la transversal de Benejama es de 6-7 km, mientras que en Bocairent es de apenas 1 km. Esto ha sido interpretado por Martínez del Olmo *et al.* (1975) como consecuencia del acortamiento producido por los cabalgamientos del frente de Sierra Mariola. Estos habrían cobijado gran parte del sinclinal entre Bañeres y Agres. Al oeste de Benejama se divide en dos ramas separadas por el Anticlinal de Cañada, ocupado por las dolomías del Cretácico. Este anticlinal ha sido detectado mediante sondeos bajo el Tap, en la pedanía de El Salse, al este de Benejama.

3.2.6. Anticlinorio de Sierra Mariola

Esta estructura compleja se extiende desde la localidad de Biar al oeste, hasta la comarca del Condado, donde una gran falla normal N-S constituye su límite oriental.

En la Figura 6 se observa la disposición de la estratificación que presenta una guirnalda cuyo eje buza suavemente al SO, con un predominio de buzamientos bajos al SSE. El flanco N suele estar bastante verticalizado y, muy localmente, se observa un clivaje de presión-disolución desarrollado en calizas margosas, como sucede en el borde oriental de la Hoja (Agres). Las microfallas medidas se agrupan en dos familias dominantes: N40°E y N70-80°E (Fig. 7).

El aspecto estructural más característico de este anticlinorio es la presencia, particularmente en el sector de Sierra Fontanella-Bañeres, de formas rómbicas típicas de zonas de fallas de desgarre con movimiento sinistral donde se combinan sectores sometidos a transpresión y otros a transtensión. Este hecho es especialmente claro en el macizo de La Blasca, donde las calizas del Berriasiense constituyen un horst elevado y al este del macizo existe una depresión donde afloran las margas del Tap del Mioceno superior. Estos materiales perfectamente dados, permiten acotar la edad de la deformación como se verá más adelante.

El cabalgamiento frontal de Mariola, muestra un sistema de rampas laterales, en relevo, re-tocadas por fallas tipo "tear fault" N-S. En el sector del Cerro del Salto de Alcoy, al este de Bocairent, se sitúa una rampa frontal, que queda limitada por sistemas de fallas kilométricas NO-SE formando la rampa lateral oriental (Alto de Sta. María).

El sector oriental, en contacto con la Hoja de Alcoy, muestra una fracturación importante. Destacan los desgarres sinistresales NE-SO del Alto de Mariola, los sistemas de fallas normales N60°E del Buixcarró y La Reptana, los sistemas de fallas normales E-O que limitan la pequeña cuenca de Tap del Alto Vinalopó y los pequeños cabalgamientos y fallas inversas NE-SO de vergencia norte que se cortan en Pla Giner y que afectan a materiales del Tap inferior (Langhiense).

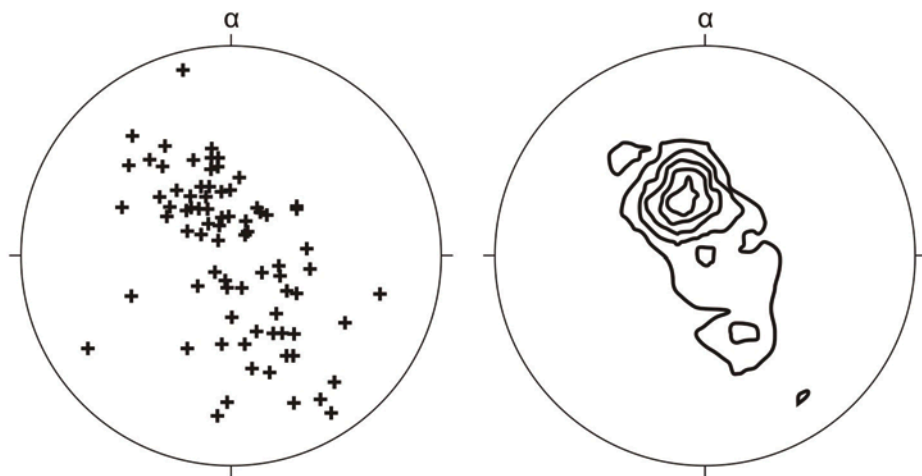


Figura 6.- Representación estereográfica de los ejes de la estratificación en el anticlinorio de Sierra Mariola

El flanco sur está complicado por fallas norteadas y, como característica importante, muestra la erosión parcial del Cretácico Superior por los conglomerados serravallienses en el sector del Alto de Soterrani.

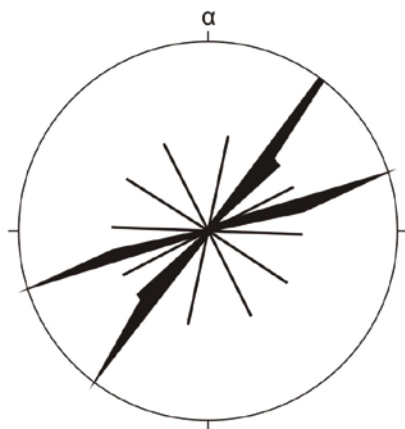


Figura 7.- Diagrama de rosa de las microfallas del anticlinorio de Sierra Mariola

3.2.7. Sinclinal del Troncal-Barxell

Esta estructura se sitúa al sur de Sierra Mariola y su cierre periclinal se encuentra al oeste de la Casa del Chocolatero. El eje lleva una dirección próxima a E-O (N80°E). Mientras el flanco NO es relativamente tranquilo, si exceptuamos una zona de tectonización en el Alto de la Menora, el flanco sur presenta una fracturación moderada. De un lado la presencia de fallas normales ENE-OSO, visibles en el Barranco del Troncal, y de otro la estructura de El Estrecho del río Polop, donde las formaciones del Mioceno basal y Paleógeno de la Font Roja sufren una inflexión de casi E-O a NNE-SSO. Esta inflexión podría ser debida a plegamientos tardíos o al juego de accidentes de desgarre en el zócalo.

3.2.8. Anticlinal de Menejador-Fontroja

De esta estructura únicamente penetra en Hoja su flanco norte muy verticalizado y fallado. En la Fig. 8, se observa la disposición de la estratificación en este dominio y el anterior, observándose la tendencia del plegamiento según E-O.

Esta estructura afecta a materiales del Paleógeno en alternancias de calizas y margas. En este sentido son frecuentes los despegues existentes en los contactos entre margas y calizas, generándose fallas subparalelas a la estratificación, como la que discurre al pie de la Casa de Vista Bella.

Se ha cartografiado el cabalgamiento supuesto del Menechaor, jalonado por asomos de Keuper, ya fuera de Hoja (en la Hoja de Castalla). No es descartable la presencia de un cabalgamiento ciego, ubicado al pie del relieve actual, que estaría cubierto por depósitos cuaternarios, en especial un gran deslizamiento en la zona del Mas de Parranca.

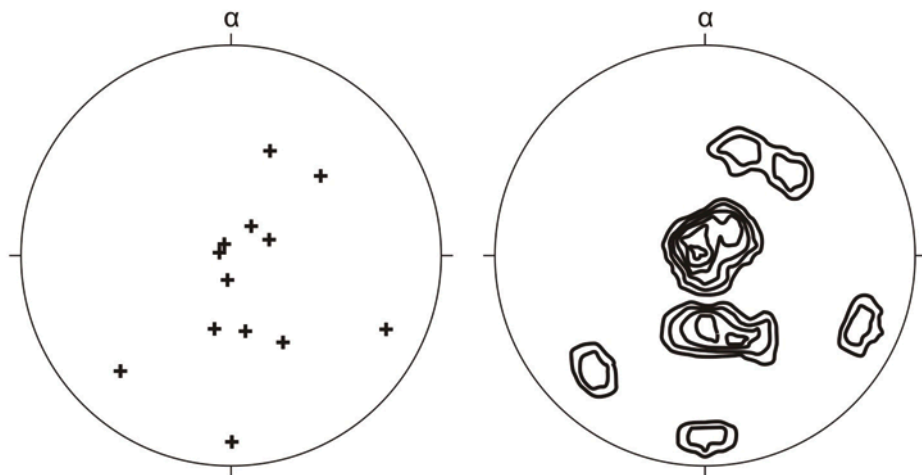


Figura 8.- Representación estereográfica de los ejes de la estratificación en el Anticlinal de Menejador-Fontroja

3.3. ANÁLISIS CORTE COMPENSADO

De Ruig (1992) realiza un corte balanceado a través de las Sierras Mariola y La Solana. Este autor destaca que el núcleo de los pliegues anticlinales se desarrolló sobre fallas extensionales preexistentes, que explicarían los cambios de espesores del Jurásico superior y la serie del Cretácico Inferior al N y S de estos accidentes. El acortamiento durante el Neógeno, según este autor, sería de 6 km (27%).

Para la realización de cortes compensados en este trabajo se disponía de una sola línea sísmica de reflexión: la SG91-01 realizada por CGG para REPSOL EXPLORACIÓN. La ausencia de sondeos de petróleo cercanos y la falta de reflectores claros ha impedido su utilización al efecto.

3.4. NEOTECTÓNICA

La cadena Bética está sometida a una compresión N-S durante la etapa neotectónica que tiene como consecuencia la creación de un sistema de fosas interiores (Baena *et al.*, 1987). Esta compresión es consecuencia de la aproximación de la placa Africana. Sanz de Galdeano (1990) destaca dos direcciones de acortamiento:

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

En el campo Serravalliense se reactivan grandes fallas de dirección N70°E a E-O con movimiento dextral (p.e. accidentes de Cádiz-Alicante y Onteniente-Gandía) y otras fallas antitéticas de Rie-

del NNO como sinestrales, estas últimas cercanas a la zona de estudio (accidente del Vinalopó).

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

De Ruig (1992) define dos fases neotectónicas en el Prebético de Alicante:

- Extensión del Mioceno superior. La dirección de σ_3 es próxima a NE-SO. Asocia fallas normales cortan a las estructuras compresivas anteriores.
- Compresión Plioceno-reciente. Desarrollada en la parte meridional del Prebético de Alicante, se caracteriza por una compresión NNO a NNE.

3.4.1. Indicios de actividad neotectónica

La actividad neotectónica en el Prebético Externo de la Hoja se concentra en las fallas que limitan las fosas rómbicas que caracterizan el sector de Bañeres y en fallas que afectan a depósitos continentales del Mioceno superior al oeste de Los Cabezos. A continuación, se describen algunos de estos ejemplos:

Junto a la Masía de Las Torretas, al este de Bañeres, se observa un espejo de falla normal de longitud decamétrica, con dirección N72°E y buzamiento de 62° al sur que pone en contacto dolomías del Cretácico Medio en bloque inferior, con brechas cementadas con matriz arcillosa roja atribuibles a un Cuaternario antiguo.

En la trinchera del nuevo trazado de la carretera de Bañeres a Alcoy, se observan depósitos de abanicos aluviales proximales, con bloques métricos cretácicos, que rellenan una pequeña cuenca rómbica. Están afectados por microfallas de salto aproximado de un palmo, con dirección de N40 a N53°E, subverticales o fuertemente buzantes al NO (ver fotografía en album adjunto).

En la trinchera de la carretera de Ontinyent a La Font de la Figuera, al oeste de Los Cabezos, se observan lutitas salmón con paleocanales de conglomerados, afectadas por fallas N-S de fuerte buzamiento al este. Estas fallas son normales y asocian un diaclasado de espaciado métrico.

3.4.2. Sismicidad

La sismicidad en la región de Ontinyent puede considerarse moderada. En la Tabla 1 se encuentran recopilados los terremotos más importantes en el ámbito de la Hoja, en el periodo comprendido entre 1917 y 1997. Se han extraído del Banco de Datos Sísmicos del IGN.

La magnitud máxima (mbLg) ha sido de 4,8 para el terremoto de 1945, cuyo epicentro se sitúa unos 5 km al oeste de Ontinyent. En general, el rango de magnitudes va de 3 a 4. Del mismo modo, la intensidad (EMS) máxima fue de VII para el citado terremoto, aunque la mayoría de los sismos están entre III y V.

Se han seleccionado los Mecanismos Focales de dos terremotos en las cercanías de la Hoja (Tabla 2), extraídos del Catálogo de López Casado (2001).

El terremoto de Caudete de magnitud 4,1 y profundidad hipocentral de 2 km ha sido analizado a partir del primer pulso de la onda P y mediante el análisis poblacional de fallas (APF) con los métodos de Rivera y Cisternas (1990) y Giner (1996). En el primer caso la solución indica fallas de desgarre (NE sinestrales o NO dextrales) en respuesta a un acortamiento cercano a N-S.

El método de APF da unos resultados parecidos para los dos métodos estudiados. El plano de falla calculado lleva una dirección NNE y es subvertical. El eje P se orienta según la dirección ESE a SE buzando 42-48°, que correspondería más o menos con la posición de σ_1 .

El terremoto de Castelló de Rugat de magnitud 3,1 muestra mayor profundidad que el anterior (16 km). Se ha analizado mediante APF con resultados dispares. En el método de Giner (1996) se obtienen dos soluciones que tienen en común una compresión cercana a E-O que movilizaría sistemas de fallas conjugadas NE o NO de movimiento combinado inverso y desgarre, que son frecuentes en el mesozoico local. El método de Rivera y Cisternas (1990), sin embargo, está de acuerdo con una situación actual de compresión E-O y extensión N-S.

Nº IDENT.	FECHA	HORA	X	Y	PROF. (Km)	RMS	ERH	ERZ	Nº EST.	AGEN.	MAG.	INT.	LOCALIZACIÓN
1	5-8-1917	15h14'47"	360	38490	-	-	-	-	1	SSIS	-	IV	ONTENIENTE.V
2	29-9-1923	22h49'25"	360	38500	-	-	-	-	1	SSIS	-	V	ONTENIENTE.V
3	8-8-1930	17h10'15"	350	38490	-	-	-	-	4	SSIS	3,6	V	ONTENIENTE.V
4	3-12-1937	2h6'45"	400	38482	5	22	29	52	7	SSIS	4,7	V	MOGENTE.V
5	10-7-1942	6h25'50"	350	38480	-	-	-	-	4	SSIS	3,6	V	ONTENIENTE.V
6	31-1-1945	17h32'57"	360	38500	-	-	-	-	1	SSIS	-	III	ONTENIENTE.V
7	1-7-1945	3h18'4"	350	38480	-	-	-	-	7	SSIS	4,8	VII	ONTENIENTE.V
8	27-7-1947	2h32'8"	320	38490	-	-	-	-	2	SSIS	-	V	AGULLENT.V
9	22-3-1997	20h48'2"	415	38455	11	05	1	2	40	SSIS	3,1	III	BOCAIRENTE.V

Tabla 1. - Localización y características de los principales sismos ocurridos en el ámbito de la hoja (fuente: banco de datos sísmicos del i.G.N.)

FECHA	HORA	X	Y	PROF. (Km)	RMS	ERH	ERZ	Nº EST.	MAG.	INT.	EJE T	EJE P	LOCALIZACIÓN
14-8-1991	10h32'8"	576	38453	2	09	2	2	69	4,1	VI	294/50	132/42	CAUDETE. AB
7-6-1994	3h10'36"	232	38540	16	05	2	2	27	3,1	II	356/89	086/82	CASTELLÓ DE RUGAT.V

Tabla 2. - Mecanismos focales de terremotos en la región de Onteniente (Método de rivera y cisternas, 1990)

3.5. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

La tesis de De Ruig (1992) distingue cinco fases de deformación afectando al Prebético de Alicante, de las cuales al menos cuatro tienen representación en la Hoja de Ontinyent. El

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

- Oligoceno superior-Aquitaniense
- Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior
- Burdigaliense superior-Langhiense
- Serravalliense-Tortonense inferior
- Tortonense superior-Messiniense

3.5.1. Oligoceno superior-Aquitaniense

Esta primera fase es extensional y probablemente está ligada a la formación del Surco de Valencia. Esta fase sucedió a la etapa de plegamiento principal en la adyacente Cordillera Ibérica. Las estructuras generadas en esta fase suelen estar enmascaradas por la impronta de las fases compresivas posteriores. En la Hoja de Ontinyent, De Ruig (1992) describe estructuras de esta edad en el sector de Solana del Río, flanco sur del anticlinorio de La Solana-Benicadell.

En este punto, a lo largo del barranco, afloran unos materiales rojos (lutitas y conglomerados) atribuidos al Paleógeno (Oligoceno?) que rellenan pequeñas fosas asimétricas sobre calizas dolomíticas del Cretácico Superior. Las fallas que limitan estas semifosas llevan una dirección NE-SO y hunden los bloques septentrionales con saltos métricos. Las calcarenitas miocenas sellan claramente estas fallas, por lo que se pueden datar como Paleógeno superior-Mioceno inferior.

3.5.2. Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior

Esta es la fase de deformación más importante en la Hoja y es la responsable de la formación de los grandes pliegues y cabalgamientos que caracterizan a este sector del Prebético. La dirección de máximo acortamiento es próxima a N-S como ponen de manifiesto los picos estilolíticos medidos en campo. Asociados a los cabalgamientos aparecen fallas de desgarre sinestrales N70°E que frecuentemente presentan movimiento combinado de desgarre sinistral e inverso.

Los materiales más antiguos que fosilizan estas estructuras son las calizas de algas que han sido datadas en la zona del sinclinal del Troncal entre 23.6-19 m.a. (Aquitaniense superior a Burdigaliense medio-alto), según De Ruig (1992). Este autor destaca el marcado diacronismo de las fases de plegamiento. Se observan dos subfases que vienen separadas por las discordancia angular y erosiva de la base de las calizas. La fase principal discurre entre 23.6-19 m.a., mientras que la segunda, responsable del laxo plegamiento de las calizas de algas en el flanco sur del sinclinal del Troncal, va de 18-16 m.a. Estas dataciones absolutas entran claramente en contradicción con las dataciones micropaleontológicas llevadas a cabo por Martínez del Olmo *et al.* (1975) que sitúan la unidad de calizas de algas y sus detriticos gruesos asociados a techo del Langhiense y en la base del Serravalliense. En este caso la fase de deformación correspondería al ciclo Serravalliense.

En relación a las fases de deformación comentadas se produce una intensa erosión en los flancos de los pliegues. Esto es especialmente visible al sur del Alto de Soterrani, donde la base detrítica conglomerática de las calizas erosiona totalmente a los materiales calcáreo-margosos del Cretácico Superior y a parte del techo de la formación dolomítica.

3.5.3. Burdigaliense superior-Langhiense

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

Los cabalgamientos anteriormente citados, involucran a los carbonatos de plataforma del Cretácico Superior, Eoceno y Oligoceno, que aparecen en escamas imbricadas, cuya suela se sitúa en muchas ocasiones en las margas del Tap basal Langhiense. Esto es bien patente en la zona de Pla Giner, donde se observan una serie de cabalgamientos en cuyo bloque superior se encuentran los carbonatos y margas del Cretácico Superior y, ocasionalmente, las dolomías del Cretácico Medio, situándose en bloque inferior las margas y turbiditas langhienses, formando un sinclinal vergente al norte. En la tesis de De Ruig (1992) aparece un tensor de esfuerzos calculado en la S^a de La Solana, indicativo de una compresión N5°O con σ_3 en posición subvertical.

3.5.4. Serravalliense-Tortonense inferior

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

Las estructuras más características de esta fase en la Hoja se sitúan al sur de Sierra Mariola. Concretamente los sistemas de cabalgamientos de Pla Giner, donde la serie del Cretácico Inferior cabalga al Tap langhiense, según planos ENE, parece que podrían corresponder a esta fase.

Como ya se ha comentado, esta fase de deformación origina una surrección del relieve que comporta la erosión parcial o total del Cretácico Superior.

3.5.5. Tortonense superior-Messiniense

Esta fase considerada como neotectónica, coincide con la finalización del plegamiento en la zona Prebética y, simultáneamente, marca el inicio de la sedimentación continental (De Ruig, 1992). El evento tectónico más característico de esta fase es la formación de fallas extensionales que responden a un acortamiento según N-S a NNE-SSO. Algunas de las fallas normales N-S presentes en Sierra Mariola podrían relacionarse o haberse reactivado con esta fase.

4. GEOMORFOLOGÍA

Geomorfológicamente, la zona de estudio se inscribe en el dominio más septentrional y externo de la Cordillera Bética en la zona tradicionalmente conocida como Prebético de Alicante, y muy próxima a la zona de transición entre las Cordilleras Ibérica y Béticas, situada al N y NE de la Hoja de Ontinyent en la Falla Sud-valenciana.

Los elementos morfológicos más destacados en las áreas serranas corresponden a génesis estructural, crestas, “hog-backs” y líneas de capa dura, así como superficies estructurales relacionadas con niveles más resistentes.

Las formas con depósito se localizan, en los grandes valles interserranos, correspondiendo, fundamentalmente a depósitos de abanicos aluviales producto de la erosión de los relieves positivos y a terrazas de génesis fluvial. En el ámbito de las sierras, las morfologías con depósito se reducen a recubrimientos, poco desarrollados, de fondos aluviales, coluviones y pequeñas dolinas.

4.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

La Hoja de Ontinyent se encuentra situada en los Dominios externos de la cordillera Bética, el denominado por De Ruig (*op. cit.*) Prebético de Alicante, y muy próxima al sector suroccidental de la Cordillera Ibérica o sector valenciano de la misma.

El clima de la zona es de tipo mediterráneo, de inviernos suaves con escasas precipitaciones y veranos muy calurosos y secos que hacen claramente deficitarios los aportes pluviales respecto a la evapotranspiración existente durante la mayor parte del año. Otro riesgo añadido es el carácter torrencial e irregular de las precipitaciones, muchas veces ligadas a fenómenos meteorológicos de tipo “gota fría”.

Fisiográficamente existen igualmente dos dominios claramente diferenciados. El primero de ellos representa las áreas serranas (de N a S, Sierra Grossa, sierra de la Solana, Sierra Mariola y sierra de la Font Rotja). Todas ellas presentan una orientación NE-SO, y tienen como cumbres culminantes los siguientes vértices geodésicos: pico Chocolatero (774 m) en el sector de la Sierra Grossa comprendido en la Hoja; Ascensión (1.005 m) y Loma Llana (996) en la sierra de la Solana y Alto de la Mariola (1.152 m), La Blasca (1.120 m), Eixat (1.094 m) y Portín (1.087 m) en la Sierra Mariola. De la sierra de la Font Rotja solo se localizan en la esquina SE de la Hoja sus estribaciones septentrionales, con cotas que no superan los 1000 m.

El segundo dominio lo constituyen los valles interserranos, con la misma orientación que las sierras que les enmarcan. Su relleno sedimentario corresponde a materiales tanto del Terciario Superior, fundamentalmente la facies Tap y la unidad detrítica pliocena que ocupa la esquina NO de la Hoja, como del Cuaternario, donde destacan, como ya se ha indicado, los grandes aparatos de abanicos aluviales coalescentes que alcanzan una gran extensión.

La red hidrográfica principal la constituye el río Clariano, que sigue una dirección SO-NE por el cuadrante noroccidental de la Hoja. Su afluente, el barranco de Onteniente, atraviesa

la sierra de la Solana, y ha producido por erosión remontante la captura de un sector del estrecho valle que separa dicha sierra de la de Mariola. La mitad S de la Hoja está drenada por el curso alto del río Vinalopó, que transcurre por el Valle de Benejama con una dirección sensiblemente NE-SO y por los ríos Barchell y Polop, los cuales se dirigen por la vía directa hacia el Mediterráneo.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

En las áreas de sierra, los procesos de erosión recientes permiten el desarrollo de un fino modelado estructural cuyo condicionante principal viene dado por las directrices tectónicas regionales.

Así, sobre las formaciones calcodolomíticas del Cretácico se desarrollan frecuentes escarpes estructurales, líneas de capa y crestas que corresponden a las directrices estructurales regionales, mientras que otras líneas de capa se desarrollan sobre los materiales areniscosos y conglomeráticos mio-pliocenos.

La fracturación y los buzamientos relativamente elevados no permiten el desarrollo de superficies estructurales extensas en el Cretácico. También sobre estos mismos materiales se reconoce algún relieve conforme, tanto anticlinal como sinclinal, estos últimos afectando a materiales del Mioceno medio-superior tal y como ocurre en el paraje de la Vingua del Rincón, justo al SE de Bocairént.

Son frecuentes los escarpes morfológicos asociados a distintos tipos de fallas: normales, en dirección y cabalgamientos, correspondiendo en algún caso (S de Bañeres de Mariola) a escarpes de falla exhumados cuya actividad ha sido muy reciente, como se indica en el capítulo de neotectónica.

Otros rasgos morfológicos, generalmente de pequeña expresión superficial, corresponden a cerros cónicos y chevrons. Estos últimos tienen su mayor desarrollo en la ladera S de la sierra de la Solana, en las proximidades de Benejama, donde existen buenos ejemplos.

Respecto a la edad de la génesis del modelado estructural puede indicarse que comprende desde las fases álgidas de la estructuración de los orógenos alpinos ibérico-bético, que alcanzan el intervalo Aquitaniense-Langhiense, hasta los tiempos actuales en que prosigue la exhumación del modelado estructural resultante.

4.2.2. Estudio del modelado

Hay que señalar como responsable del modelado actualmente observable en la región un sistema morfogenético o un conjunto de sistemas morfogenéticos sucesivos caracterizados por su tendencia a la aridez climática a lo largo de todo el Cuaternario, aunque exista una clara constancia de procesos alternantes de agradación y disección.

Este proceso climático zonal es el principal condicionante de los sistemas morfogenéticos que se describen a continuación, pero a su vez se ve alterado por factores azonales tales como los cambios de niveles de base ocurridos en el Mediterráneo durante el Cuaternario y la intensa actividad neotectónica a la que ha estado sometida este sector de las Cordilleras Béticas, próximo al límite con la Cordillera Ibérica.

4.2.2.1. *Laderas*

Las laderas, desarrolladas principalmente al pie de los principales escarpes estructurales de la sierra de Mariola, ocupan una extensión relativamente grande en la misma, aunque la intensidad y actividad de la morfogénesis reciente ha impedido por lo general su regularización completa.

En la cartografía se han distinguido como coluviones los depósitos de génesis gravitacional más potentes y extensos, situados preferentemente con exposiciones NO y en menor medida, SE, es decir, con direcciones conformes a la arquitectura morfoestructural de las sierras de toda la zona de estudio.

Se ha identificado una gran área de deslizamiento en la sierra de la Font Rotja, ligado a los materiales calcomargosos del intervalo Cretácico-Eoceno. Es de tipo translacional complejo y de varios km², e incorpora diversos bloques deslizados de tamaño hectométrico.

4.2.2.2. *Fluvial y escorrentia superficial*

Los procesos fluviales y de escorrentia superficial tienen una importancia manifiesta en el modelado de la Hoja de Ontinyent, estando ligados de forma clara a la dinámica zonal propia de los climas semiáridos e influenciados por la proximidad geográfica del mar Mediterráneo, que marca el nivel de base de la regularización fluvial.

Dada la irregularidad no sólo actual sino a lo largo de toda la época cuaternaria de las precipitaciones que a menudo presentan un marcado carácter torrencial, los procesos de erosión activa son generalizados, dando lugar a una intensa incisión lineal en V y a la formación de barrancos cuya densidad es elevada en áreas serranas pese a la relativa competencia de los terrenos calcáreos y dolomíticos que las forman. La misma razón origina algunas aristas en interfluvios y algunos collados que al igual que los escarpes y crestas presentan un marcado control estructural.

Sobre los materiales carbonatados, también llegan a desarrollarse profundas gargantas o cañones fluviales, que llegan a alcanzar los 200 m de profundidad en Ontinyent, el cual atraviesa la sierra de la Solana y drena por captura el valle de Bocarent- Alfafara entre dicha sierra y la de Mariola. Otros barrancos de menor importancia son el Barranco Franco en la parte occidental de la sierra de la Solana y el de Bocarent, al S de la Sierra Mariola

Los procesos agradativos tienen gran importancia morfogenética en todos los valles intramontañosos. En ellos se disponen dos niveles de abanicos aluviales de baja pendiente. El más reciente

encajado unos metros bajo el más antiguo. Sobre su superficie son frecuentes los fenómenos de pérdida de drenaje que hacen desaparecer los caudales efímeros aportados por los barrancos serranos en épocas de alta pluviosidad. Igualmente se conservan depósitos de fondo de valle que alcanzan su mayor desarrollo en la mitad occidental de la Hoja, y que están erosionados en el cuadrante nororiental debido a la profundización del vaciado por la erosión vertical de los cauces remontante desde el Mediterráneo. Algunos conos de deyección de pendiente moderada desembocan desde las ramblas o torrenteras en estos valles o al pie de distintos escarpes serranos.

El río Clariano, presenta dos niveles de terrazas fluviales situadas a +3-4 m y + 12 m respectivamente, las cuales están limitadas por lo general por escarpes verticales de varios metros de altura.

4.2.2.3. *Corrosión o alteración química*

Dentro de este sistema morfogenético se cartografían las morfologías y depósitos que están claramente ligados a los procesos de disolución kárstica propios de los sustratos carbonatados.

Las más representativas son las dolinas de fondo plano, uvalas y campos de pequeñas dolinas que se localizan principalmente en las partes culminantes de las sierras de la Solana y Mariola. Tienen unos 200 m de diámetro máximo y una profundidad de 2-4 m de media.

Extensas áreas de las sierras se encuentran arrasadas por *aplanamientos kársticos* que representan áreas de corrosión. El progreso en este proceso da lugar a *lapiaces* y *campos de lapiaces* así representados cuando tienen una buena extensión superficial.

Como sedimentos relacionados con los procesos de disolución se encuentran las arcillas de descalcificación o terras rosas que forman los fondos de algunas dolinas e incluso de pequeños poljes o valles ciegos que alcanzan los 2 km de longitud, como ocurre en la Sierra Grossa.

Por último, hay que citar dentro de este sistema morfogenético los *encostramientos carbonatados* tan abundantes en ambos márgenes del valle del río Clariano y en el borde O de la Hoja, generados mediante una mezcla de procesos de tipo lagunar y edáficos bajo un clima de condiciones esencialmente áridas.

4.2.2.4. *Antrópico*

En el Mapa Geomorfológico se han cartografiado una cantera próxima Fontaneres, actualmente inactiva. Otros tipos de formas antrópicas generalizadas en la región, como son los aterrazamientos artificiales, se han obviado en la cartografía dada su pequeña escala.

4.2.3. Formaciones superficiales

En capítulos anteriores se ha realizado una descripción detallada de las características morfogenéticas, sedimentológicas y litológicas de las formaciones superficiales, así como del contexto geomorfológico en que se sitúan, por lo que nos remitimos a los epígrafes 2.2.3. y 4.2.

4.2.4. Evolución dinámica

Como punto de inicio de la etapa morfogenética actual puede tomarse el momento de la terminación de las últimas fases de la orogenia Bética, ocurrida en el intervalo Tortonien-se-Messiniense (ver capítulo 3), tras el relleno durante el Tortonien de las depresiones intermontañas por los sedimentos margosos del Tap. Los conglomerados de edad Plioceno, corresponden a depósitos de sistemas sedimentarios continentales (sedimentos fluviales y de abanicos aluviales), alimentados por los macizos béticos que les circundan.

En esta época se produce también la reorientación del campo de esfuerzos regional, que rota desde una dirección de compresión NNO-SSE a ONO-ESE hasta una dirección entre N-S a NNE-SSO durante el Cuaternario. Esta fase tiene características distensivas, y se prolonga con mayor o menor intensidad durante el Cuaternario, como prueba la fracturación que llega a afectar a depósitos de dicha edad.

A partir de este momento comienza la jerarquización de la red fluvial mediante un proceso de erosión remontante desde el cercano mar Mediterráneo que se hace muy evidente en el río Clariano.

La secuencia de terrazas fluviales y abanicos aluviales periféricos a las diversas sierras de la zona se desarrolla de forma paralela durante el Pleistoceno medio-superior y Holoceno, mediante una serie de sucesivas etapas de encajamiento y agradación que se correlacionan con cambios climáticos y actividad neotectónica además de con los cambios del nivel del mar.

Los últimos episodios morfogenéticos son los que dan a la región su aspecto actual. Además de pequeños retoques en laderas (coluviones y deslizamientos) y el intenso proceso erosivo kárstico, el principal factor morfogenético en los tiempos recientes es el antrópico, con su gran capacidad de alteración del relieve tanto con las labores agrícolas como con la creación de grandes infraestructuras lineales (carreteras, canales, etc.)

4.2.5. Procesos geológicos activos

La morfogénesis actual en la Hoja de Ontinyent está controlada como primer factor por la tendencia semiárida del clima de la región. De manera secundaria, por los procesos neotectónicos que a su vez están íntimamente relacionados con la sismicidad.

En la zona septentrional de la Hoja, y en particular en la cabecera del río Clariano y sus afluentes principales, un proceso generador de morfología de intensidad alta es la erosión vertical del lecho o incisión lineal en los barrancos y ramblas, dada la pequeña resistencia a la erosión del sustrato fundamentalmente margoso que constituye la facies Tap. Menor intensidad presentan los procesos de arroyada en regueros, que remobilizan los materiales más finos –limos, arcillas y arenas- de los abanicos aluviales periféricos a las sierras.

Dentro de las laderas, son funcionales los coluviones, con una actividad escasa por lo general. Los deslizamientos traslacionales y rotacionales también pueden producirse, principalmente

en las vertientes septentrionales de las Sierras Mariola y de la Font Rotja, donde las pendientes son más elevadas. En esta última también pueden producirse desprendimientos y caídas de bloques de magnitudes hectométricas, dados los fuertes escarpes verticales que presentan las series del intervalo Paleoceno-Eoceno.

Dentro de los procesos sedimentarios y todos ellos con una actividad o intensidad baja, hay que citar el escaso desarrollo de la sedimentación en fondos planos de valles secundarios al igual que en los conos de deyección y abanicos aluviales de baja pendiente, donde el laboreo antrópico del suelo estabiliza la morfogénesis.

Dentro de la actividad tectónica reciente se han reconocido fallas y fallas normales que presentan una buena expresión morfológica de sus planos, apenas retocados por la erosión como prueba de su reciente actividad. En el situado al E de Bañeres se llega a observar un *espejo de falla* exhumado, claro exponente de lo reciente de su último movimiento. Otro rasgo observado es el escarpe septentrional de la sierra de la Solana al S de Ontinyent, que constituye un cabalgamiento de las series cretácicas sobre las margas del Tap. Este mismo valle del río Clariano es un área subsidente en relación a las sierras que le enmarcan (Grossa y de la Solana).

Este proceso de hundimiento es de todas maneras de intensidad demasiado baja como para ser considerado un auténtico riesgo geológico, aunque su importancia en la morfogénesis futura es indudable.

La sismicidad, regionalmente es moderada. En concreto, en la Hoja de Ontinyent se han registrado terremotos con una intensidad máxima sentida de VII, siendo frecuentes los de intensidades V y menores (ver epígrafe 3.4.2.). Los terremotos más recientes, con análisis instrumental, no sobrepasan la magnitud de 5. De aquellos que se han podido calcular los mecanismos focales se deduce que todos ellos son poco profundos, con focos que no superan los 16 Km de profundidad. Hay que indicar que la poca intensidad de los terremotos ocurridos en la región en las últimas décadas puede significar la acumulación de energía elástica en las fallas con actividad sismogénica que pudiera ser liberada de forma violenta en el futuro.

Por último, hay que hacer referencia a los procesos activos ligados a determinadas litologías. El principal, relacionado con las abundantes formaciones calcodolomíticas, es la formación de *lapiaces*, funcionales actualmente. Mayor peligrosidad puede suponer la posible presencia de arcillas expansivas en las facies margosas de Tap, aunque dado el valor del índice hídrico anual de Thornthwaite para la región, comprendido entre 0 y -20, su peligrosidad puede calificarse de baja a moderada.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja son de edad Berriasiense-Valanginiense inferior. Entonces, el dominio Prebético estaba ocupado por una plataforma marina somera abierta donde se desarrollaban barras costeras, shoals oolíticos y bioclásticos y parches arrecifales.

Entre el Valanginiense y el Barremiense, la sedimentación prosigue en una plataforma distal que se hace progresivamente más somera hacia el Barremiense, con desarrollo nuevamente de pequeños parches arrecifales y shoals bioclásticos.

En el Barremiense medio-superior y el Aptiense se instala una plataforma carbonatada somera con una rica fauna bentónica. Durante el Albiense inferior y medio se dejan notar influjos terrígenos en la cuenca.

En el Albiense superior, la influencia terrígena procedente de la Meseta se hace importante con el depósito de la facies de Utrillas representada por depósitos fluviales anastomosados y deltaicos que pasan lateralmente a lagoons costeros. El nivel del Buixcarró, rico en fauna bentónica, muestra posiblemente condiciones de lagoons costeros protegidos por barras litorales de parches arrecifales con rudistas, en el tránsito del Albiense al Cenomaniense.

Durante el Cenomaniense y Turoniense debieron existir condiciones de plataforma interna-lagoon, quizá con desarrollo de parches arrecifales de rudistas.

Durante el Coniaciense, Santoniense y Campaniense prosigue la sedimentación en medios costeros de lagoon, con desarrollo de barras bioclásticas y arenosas en condiciones intermareales.

Entre el Campaniense y el Maastrichtiense la plataforma externa tenía influjos terrígenos y en ella se desarrollaban barras bioclásticas submareales.

En zonas más internas, en tránsito al Prebético interno, entre el Coniaciense y el Maastrichtiense la sedimentación era de plataforma externa.

El tránsito del Cretácico al Paleógeno representado por la facies Garumniense viene caracterizado por ambientes litorales próximos a la línea de costa, entre otros llanuras fangosas y zonas de lagoons. Representa una regresión generalizada en estos sectores externos del Prebético.

Los materiales paleógenos marinos (Paleoceno y Eoceno) se depositaron al sur de la Hoja en medios de plataforma externa al principio (Daniense) que evolucionan en el Montienense-Thanetiense a una plataforma carbonatada somera con desarrollo de barras submareales tipo shoal. En el Thanetiense existen influjos de terrígenos que afluyen a ambientes de lagoon y medios submareales.

El Eoceno (Ilerdiense-Luteciense) se depositó en plataformas carbonatadas someras con desarrollo de grandes barras bioclásticas y parches arrecifales.

Los materiales supuestamente Oligocenos se depositaron en medios continentales fluviales con desarrollo de llanuras fangosas de inundación, surcadas por canales efímeros y con existencia de charcas con sedimentación carbonatada.

A comienzos del Neógeno se produjo una transgresión generalizada sobre un relieve estructurado con anterioridad. Los primeros materiales atribuidos al Mioceno inferior, se sitúan en discordancia angular sobre el Mesozoico y Paleógeno y corresponden a ambientes de plataforma carbonatada somera con desarrollo de arrecifes.

Durante el Langhiense las condiciones marinas evolucionan a facies de mayor profundidad con desarrollo de aparatos turbidíticos que acumulan ingentes cantidades de margas en surcos profundos que parecen seguir las estructuras de plegamiento Béticas.

A techo del Langhiense y durante el Serravallense se produce un aporte de terrígenos gruesos posiblemente fan deltas que alimentan lóbulos de turbiditas en la cuenca. Sobre los materiales terrígenos gruesos nuevamente se establecen parches arrecifales.

Entre el Serravallense superior y el Tortoniense inferior de nuevo la sedimentación tiene lugar en surcos profundos con desarrollo de turbiditas. La inestabilidad tectónica en la cuenca era importante y localmente dio lugar al depósito de unidades olistostrómicas, especialmente en el entorno de Serra Grossa.

Los últimos materiales marinos corresponden al Tortoniense superior y corresponden a depósitos litorales someros. Posteriormente se produce una regresión generalizada.

En el Plioceno la sedimentación es predominantemente fluvial con desarrollo de canales anastomosados y llanuras lútficas de inundación.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Los recursos minerales en la Hoja de Ontinyent se centran en la explotación de rocas industriales. En concreto existen varios tipos de materiales explotables (arcillas, arenas, gravas, calizas) que se utilizan como:

- Productos cerámicos
- Áridos naturales y de machaqueo
- Aglomerantes
- Rocas de construcción

Las **arcillas albenses** fueron objeto de explotación en el pasado para la fabricación de tejas y ladrillos. Las explotaciones se localizan al Sureste de la pedanía villenense de La Zafra. Están inactivas y sus reservas son pequeñas.

Las **arcillas del Tap 1** se explotaron en el término municipal de Ontinyent, utilizándose para ladrillería. La mayoría de las pequeñas canteras se encuentran inactivas y las reservas pueden considerarse medianas.

Las **arenas albenses** se explotaron en el pasado posiblemente como áridos naturales para la construcción local. Sus reservas pueden considerarse medianas. Se localizan numerosos areneros de pequeñas dimensiones en la falda norte de la sierra de la Solana, en el límite entre las provincias de Alicante y Valencia, al SO de Fontanars dels Alforins.

Las **gravas** se explotan en las cercanías de Ontinyent localizándose en los depósitos cuaternarios, en particular las terrazas y aluviales del río Clariano y sus afluentes. Las reservas son medianas a pequeñas.

Las **calizas** del Cretácico Superior han sido objeto de explotación en varios puntos de la Hoja.

En la zona de Sierra Grossa se localizan tres canteras en su flanco sur, término municipal de Fontanars. Todas están inactivas y sus reservas pueden considerarse medianas a grandes. Se utilizaron como aglomerantes, en particular para la fabricación de cal. A lo largo de la carretera CV-81 entre Ontinyent y Bocairent, así como en las cercanías de esta última población existen numerosas canteras actualmente inactivas que beneficiaban estas calizas como árido de trituración, muchas veces empleado en la construcción de carreteras. Se trata de un árido blando en general. Las reservas son medianas. Otro grupo de canteras activas se localiza en el término municipal de Alcoy, al NNE de la partida de Barchell. Se explotan calizas tableadas utilizadas también como áridos de machaqueo, con unas reservas medianas.

Por último, hay que mencionar las canteras de dolomías que se localizan junto a Cañada y en el límite con el t.m. de Camp de Mirra. Se explotaron dolomías porosas del Cenomaniense, posiblemente empleadas como árido de machaqueo. Las reservas son medianas.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

Los materiales acuíferos presentes en la Hoja corresponden fundamentalmente a litologías calcáreas de edad cretácica. Estos materiales constituyen las zonas de relieve más acusado con estructura anticlinal muy tectonizada, mientras que los valles sinclinales están ocupados por materiales impermeables.

Los acuíferos de la Hoja se agrupan en las siguientes Unidades Hidrogeológicas:

- U.H. nº 8.32 Sierra Grossa
- U.H. nº 8.36 Villena Benejama
- U.H. nº 8.40 Sierra Mariola

Sus características se resumen a continuación.

6.2.1. U.H. 8.32 Sierra Grossa

Constituida por calizas y dolomías de edad cretácica, con un espesor aproximado de 900 m, está representada en la Hoja la parte sur de la Unidad, localizándose en la franja norte y esquina noroeste de la Hoja, entre Ontiyent y Fontanars dels Alforins. El muro impermeable lo constituyen las margas neocomienses y el límite sur de la Unidad, presente en la Hoja, lo constituyen las margas impermeables miocenas (margas del “Tap”).

Se trata de acuíferos de carácter Kárstico, con una transmisividad entre 500 y 2000 m²/d, y cuya explotación con fines de abastecimiento urbano y agrícola, se efectúa principalmente en el borde noreste, cerca de la Unidad Hidrogeológica de la Plana de Gandia –Denia (fuera de la Hoja). El nivel piezométrico oscila entre los 400 msnm y los 10 msnm, con tendencia al descenso y con una circulación de flujo subterráneo de componente OSO-ENE. La calidad de las aguas indica una facies hidroquímica de carácter bicarbonatado cálcico a magnésico, que ocasionalmente pasa a cloruradas cálcico magnésicas. Se ha detectado contaminación por nitratos principalmente en las zonas de regadíos.

6.2.2. U.H. 8.36 Villena-Benejama

Se extiende por la zona central de la Hoja, desde el valle de Benejama hasta la Hoya de Agrés. Los materiales acuíferos son arenas y conglomerados de edad pliocuaternaria, con un espesor medio de 40 m, bajo los que se encuentran las calizas cretácicas que, con un espesor medio de 500 m, constituyen el acuífero principal. El muro impermeable del conjunto son las arenas y margas de la formación “Utrillas”.

Es una Unidad de carácter mixto, (kárstico y detrítico) en la cual se explotan tanto el acuífero superior detrítico como el inferior, calcáreo. El acuífero cuaternario presenta una transmisividad entre 10 y 100 m²/d, mientras que en el calcáreo la transmisividad varía entre 1000 y 1600 m²/d. La explotación de los recursos tiene como finalidad el abastecimiento a poblaciones (Villena, Bocarent, Benejama, Cañada) y también para el abastecimiento de Alicante. La intensa explotación a que es sometida esta Unidad, fundamentalmente para uso de abastecimiento urbano, es responsable del progresivo descenso de niveles piezométricos, por lo que en el momento actual se considera que el acuífero se encuentra en situación de riesgo de sobreexplotación física.

En esta Unidad hay 2 puntos (piezómetros) que pertenecen a al Red Oficial de Control de piezometría (tabla 3),cuyas características se recogen en la tabla 3.

Nº U.H.	CÓDIGO OFICIAL	TOPONIMIA DEL PUNTO Y CÓDIGO IGME	XUTM	YUTM	Z	PROF. OBRA (m)	ACUÍFERO CONTROLADO
08.36	08.36.004	Casa de los Mudos 283250007	688359	4283296	538	313	Conglomerados y gravas miocuatrnarios
08.36	08.36.001	Corral de Llopis 283260016	699174	4289430	679	208	Calizas del cretácico superior

Tabla 3. Puntos piezométricos en la zona de Villena-Benejama

La evolución histórica de los niveles piezométricos en los puntos de control se representa en la figura 9. Respecto a la calidad química de las aguas tiene carácter de bicarbonatada cálcica, y en algunas zonas, bicarbonatada-sulfatada a bicarbonatada-clorurada.

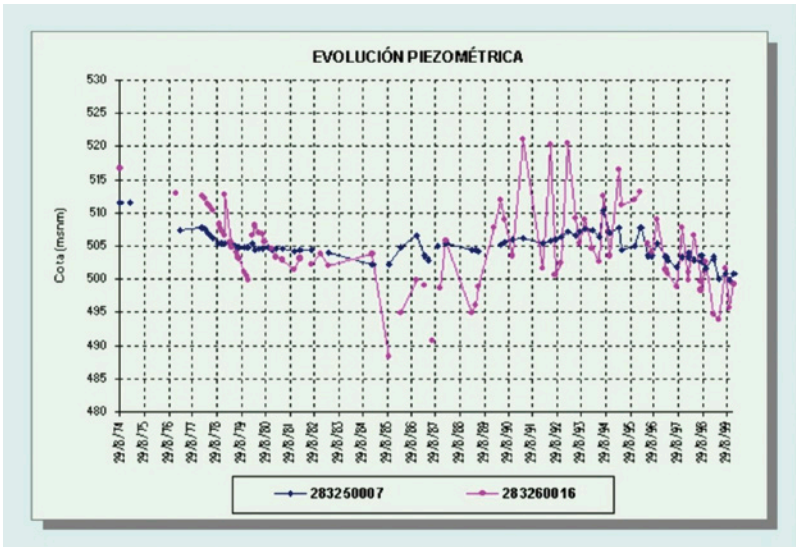


Figura 9.- Evolución histórica de los niveles piezométricos en la zona de Villena-Benejama

6.2.3. U.H. 08.40 Sierra de Mariola

Se extiende por la zona sur de la Hoja, por los relieves de las sierras de Fontanella y Mariola, la Hoya de Alcoy y el Carrascal de la Font Roja.

El acuífero principal lo constituyen las calizas y dolomías cretácicas, con un espesor medio de 150 m, (que puede alcanzar los 450 m), permeables por fisuración y karstificación, mientras como acuíferos secundarios, se encuentran los materiales detríticos (conglomerados, areniscas y calizas) de edad miocena y arenas y gravas cuaternarios. Se trata por tanto de un acuífero de carácter mixto.

El muro impermeable lo constituyen, en el caso de los acuíferos cretácicos, las margas de edad neocomiense, mientras que en el caso de los acuíferos miocenos y cuaternarios, son los materiales margosos de las facies “Tap”.

La piezometría oscila entre los 900 y 400 msnm, siendo la zona de recarga los relieves de la Sierra Mariola mientras que la descarga se efectúa hacia la zona sur, hacia las zonas de Alcoy y Onil, tanto por manantiales como por bombeos; de los manantiales existentes hay que destacar el de La Coveta, que constituye uno de los nacederos principales del río Vinalopó, o los de La Extremera y Finca Patira.

La explotación de los recursos tiene como principal finalidad el abastecimiento urbano y el riego. Varias poblaciones de importancia (Alcoy, Bocairente, Bañeres, ...) tienen su abastecimiento a partir de sondeos de explotación que captan aguas de esta Unidad.

En esta Unidad hay un punto perteneciente a la Red Oficial de Control de piezometría (tabla 4).

Nº U.H.	CÓDIGO OFICIAL	TOPONIMIA DEL PUNTO Y CÓDIGO IGME	XUTM	YUTM	Z	PROF. OBRA (m)	ACUÍFERO CONTROLADO
08.40	08.40.005	Ull de Canals. 283270003	705777	4285721	800	181	Calizas y dolomías del Cretácico Sup

Tabla 4. Punto piezométrico en Sierra de Mariola

Las aguas presentan una buena calidad química con facies de carácter bicarbonatado cálcico.

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado dos puntos de interés geológico.

El PIG nº 1 se localiza en el frente de cabalgamientos de serra Grossa. En él las dolomías cretácicas de la U. nº 8, intensamente fracturadas, están afectadas por numerosas fallas, destacando el cabalgamiento sobre las margas del Tap 2. Estas se encuentran levemente basculadas y rellenan un importante paleorrelieve como allí puede observarse. Este PIG, por su contenido, tiene un interés tectónico alto. Por su utilización tiene un interés científico y didáctico alto. Su influencia es regional.

El PIG nº 2 lo constituyen los olistolitos de Los Cabezos. Se trata de masas de calizas del Cretácico Superior alóctonas embebidas en el Tap 2 Serravalliense-Tortoniense inferior. Adosadas a ellas aparece un conjunto caótico de bloques angulosos embebidos en matriz margosa que constituyen debris adosados a la parte posterior de los olistolitos. Este conjunto aparece fosililizado por las calcarenitas tortonienses, el episodio marino más alto presente en la zona. Este PIG tiene, por su contenido, un interés estratigráfico alto. Por su utilización tiene un interés científico y didáctico alto, mientras que por su influencia puede calificarse de regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ARIAS, C.; ELIAZA, E. AND VILAS, L. (1979): "Distribución de las facies del Cretácico Inferior en el SE de la provincia de Albacete – sus relaciones". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 453-470.
- AZÉMA, J. (1965): "Sur l'existence d'une zone intermédiaire entre Prébétique et Subbétique dans les Provinces de Murcia et d'Alicante (Espagne)". *C.R.Ac.Sc. Paris*, t. 260, pp.4.020-4.023.
- AZÉMA, J. (1966): "Géologie des confins des Provinces de Murcia et d'Alicante (Espagne)". *B. Soc. Géol. France*, 7, VIII, pp. 80-86.
- AZÉMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; LINARES, A.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. Y VERA, J. A. (1979): "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Univ. Granada*, 83 pp.
- BAENA PÉREZ, J. Y JEREZ MIR, L. (1982): "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str)". *IGME, Colección Informes*, pp 1-256.
- BEETS, C. J. AND DE RUIG, M. J. (1992): "87Sr 86Sr analysis of coralline algal limestones and its implications for the tectonostratigraphic evolution of the eastern Prebetic (Spain)". *Sedimentary Geology*, 78: 171-179
- BRINKMANN, R., (1931): "Betikum und Keltiberikum in Südostspanien". *Abh. Gesellschaft Wiss. Göttingen, Math-Phys, Klasse*, III, 1, 108 pp.
- BUSNARDO, R. Y DURAND-DELGA, M. (1960): "Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé Inférieur dans l'Est des Cordillères Bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante)". *B. Soc. Géol. France*, 7, II, pp. 278-287.
- BUSNARDO, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. Y MOULLADE, M. (1968): "Etude stratigraphique des facies à Orbitolinidae et à Rudistes de la Sierra Mariola (Province d'Alicante, Espagne)". *Geobios.Fac. Sc., Lyon*, nº 1, pp.165-185.
- CHAMPETIER, Y. (1965): "Coupe du Jurassique Supérieur de l'anticlinal d'Oliva (province de Valence, Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, pp. 1.354-1.357.
- CHAMPETIER, Y. (1966): "Sur un type particulier d'extrusion: le relief dolomitique du Montnegre (Province d'Alicante, Espagen)". *C.R. Somm. S.G. F., fasc. 2*, pp. 52-53.
- CHAMPETIER, Y. (1967): "Estudio del Jurásico y del Cretácico de la Sierra de Fontanells (provincia de Valencia)". *Not. y Com. Instituto Geológico y Minero de España, núm. 99-100*, pp.135-176.

- CHAMPETIER, Y. (1967): "Le Crétacé terminal et le Tertiaire de la Sierra del Mediodía (Province d'Alicante, Espagne); présence de Paléocène à faciès lagunaire". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 264, pp. 1683-1685.
- CHAMPETIER, Y. (1967): "Le Crétacé Supérieur du Massif de Corbera (Province de Valence, Espagne), présence de faciès saumâtres et d'accumulations détritiques". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, pp. 396-399.
- CHAMPETIER, Y. Y MOULLADE, M. (1968). "Sur la présence de Barremien et Aptien à Orbitolinidae dans la partie septentrionale de la feuille d'Alcira (Prov. de Valence, Espagne)". *C.R. Somm. S.G.F. fasc. 1*, pp. 12-14.
- COMAS, M. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A. Y VERA, J. A. (1982): "El Cretácico de las Unidades Intermedias y Zona Subbética. En: El Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid*, pp 570-603.
- COMPANY, M.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; VERA, J. A. AND WILKE, H. (1982): "Análisis y distribución de faciès del Cretácico inferior del Prebético en la provincia de Alicante". *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 563-578.
- DARDER-PERICAS, B. (1945): "Estudio geológico del sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante". *Bol. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid*, t. LVII, núm. 1, pp. 1-304, t. LVII, núm. 2, ppp. 307-775.
- DE RUIG, M. J. (1990a): "Extensional tectonics in the eastern Prebetic Alicante region, SE Spain". *Terra Abstracts*, 2:118.
- DE RUIG, M. J. (1990b): "Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain". In: G. Boillot and J.M. Fontboté (Eds), *Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins. Tectonophysics*, 184: 393-403.
- DE RUIG, M. (1992): "Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain)". *Tesis doctoral. Vrije Universiteit*.
- DE RUIG, J. M.; MIER, R. M. AND STEL, H. (1987). "Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE-Spain". *Geol. Mijnbouw*, 66: 201-212.
- DE RUIG, M. J.; SMIT, J.; GEEL, T. AND KOOI, H. (1991): "Effects of the Pyrenean collision on the Paleocene stratigraphic evolution of the southern Iberian Margin (southeast Spain)". *Geol. Soc. Am. Bull.* 1504-1512.
- DURAND DELGA, M. Y MAGNE, J. (1958): "Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne)". *Rev. Micropaléont.* Vol. 1, núm. 3, pp. 155-175.

- DURAND DELGA, M. Y MAGNE, J. (1960): "Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachel (Prov. d'Alicante, Espagne)". *Bull. S.G.F. 7 ser. T. II*, pp. 302-307.
- FALLOT, P. (1943): "L'Urgonien de la Sierra Mariola (Province d'Alicante)". *C.R Acad. Sc. Paris*, t. 216, pp. 71-72.
- FONTBOTÉ, J. M.; GUIMERA, J.; ROCA, E.; SABAT, F.; SANTANACH, P. AND FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. (1990): "The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 249-259.
- FONTBOTÉ, J. M. Y VERA, J. A. (1982): "La Cordillera Bética". *En: Geología de España. Libro jubilar de José María Ríos. IGME*, pp 205-412.
- FOURCADE, E. Y MOULLADE, M. (1967). "Sur la répartition stratigraphique de Neorbitolinopsis conulus, DOUVILLE (Foraminifère)". *C.R. Somm. S.G.F. fasc. 6*, p. 206.
- FOURCADE, E., (1970): "Le Jurassique et le Crétacé aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est d'Espagne)". *Thesis, Univ. Paris*, 427 pp.
- FRIZON DE LAMOTTE, D. ; ANDRIEUX, J. AND GUEZOU, J. C. (1991): "Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques". *Bull. Soc. Géol. France*, 162: 611-626.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A. C., RIVAS, P. SANZ DE GALDEANO, C. AND VERA, J. A. (1980): "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnbouw*, 59: 155-168.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ_GARRIDO, A. C. Y VERA, J. A. (1982): "El Cretácico de la zona Prebética". *En: El Cretácico de España, Universidad Complutense Madrid*, pp 515-569.
- GARCIA-RODRIGO, B. (1968). "Estudio geológico de la zona prebética al norte de Alicante". *Tesis*, 456, p. Granada, España.
- GEEL, T.; ROEP, TH.B.; TEN KATE, W. AND SMIT, J. (1992a). "Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reorganizations". *Sediment. Geol.* 75: 223-239.
- GRANIER, B. AND FOURCADE, E. (1984): "Nouvelles données sur le Crétacé inférieur du Prébétique oriental (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 299: 1147-1152.
- GUEZOU, J. C; FRIZON DE LAMOTTE, D.; COULON, M. AND MOREL, J. L. (1991): "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, 5: 32-48.

- JEREZ MIR, L. (1973): "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y Sectores adyacentes". *Tesis Doctoral. Departamento de Estratigrafía. Universidad de Granada*.
- LERET, G., CÁMARA, P. AND LERET, I.(1982): "Aportación al conocimiento estratigráfico y sedimentológico del Cretácico en la Zona Prebética oriental (transversal de Villena-Alicante)". *Cuad. Geol. Iberica*, 8: 465-481.
- MAILLARD, A.; MAUFFRET, A.; WATTS, A.B.; TORNÉ, M.; PASCUAL, G.; BUHL, P. AND PINET, B. (1992): "Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia Trough (western Mediaterranean)". *Tectonophysics*, 203: 57-75.
- MARTIN CHIVELET, J., (1990): "El Cretácico Superior del Prebético Externo en el norte de Yecla (Murcia)". *Estudios Geol.* 46: 111-121.
- MARTÍN VELÁZQUEZ, S.; DE VICENTE, G.; RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. Y CALVO, J. P. (1998): "Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11(3-4), 369-382.
- MARTÍNEZ, W. Y BENZAQUEN, M. (1975): "Mapa Geológico de España (MAGNA). Memoria de la Hoja 820 (Onteniente)". *I.G.M.E., Madrid*, 49 pp.
- MARTINEZ DEL OLMO, W.; LERET, G. AND MEGIAS, A. G. (1982): "El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la Zona Prebética". *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 597-614
- MOSELEY, F.; CUTELL, J. C.; LANGE, E. W.; STEVENS, D. AND WARBRICK, J. R. (1981): "Alpine tectonics and diapiric structures in the Pre-Betic zone of southeast Spain". *J. Struct. Geol.* 3 (3): 237-251.
- NICKLÈS, R. (1891): "Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence (Espagne)". *Ph. D. Thesis, Univ. Paris*, 219 pp.
- OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C.; LADURE, F. AND PIERSON D'AUTREY, L. (1988): "Evolution tectono-sédimentaire du prébétique orienal (Espagne) au Miocène". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 307 (II): 789-796.
- PIERSON D'AUTREY, L. (1987): "Sedimentation et structuration synsedimentaire dans le bassin Neogene d'Alcoy (Cordillères bétiques externes orientales. Espagne)". *Ph.D. thesis, Univ. Pparis, XI-Orsay, Paris*, 314 pp.
- RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977): "Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante". *Bol. Geol. Min. España. T.LXXXVIII-3*: 183-214 and T. LXXXVIII-4: 273-299
- SANZ DE GALDEANO, C. Y VERA, J. A. (1991): "Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas". *Acta Geol. Hisp.*, 26(3-4), 205-227.

- TENT-MANCLÚS, J. E.; ESTÉVEZ, A.; YÉBENES, A. Y MARTÍN MARTÍN. M. (2002): "Facies Keuper re-depositadas en las Zonas Externas de la cordillera Bética. Criterios de reconocimiento". *Geotemas, In. Litt.*
- VERA, J. A.; GARCÍA-HERNANDEZ, M.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; COMAS, M. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A. AND MARTÍN-ALGARRA, A. (1982) "La Cordillera Bética". In: *El Cretácico de España. Univ. Complutense, Madrid*, pp. 515-632.
- VERA, J. A. (2000): "El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de los conocimientos". *Rev. Soc. Geol. España, 13(2)*, 345-373.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCÍA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELÉNDEZ, N. Y RINCÓN, R. (1982): "Ibérica Suroccidental, en: El Cretácico de España". *Univ. Complutense Madrid*, pp 457-514.
- VILAS, L Y QUEROL, R. (1999): "El límite septentrional de la extensión prebética en el sector de Murcia". *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo, AGGEP*, 219-226.

