



IGME

588

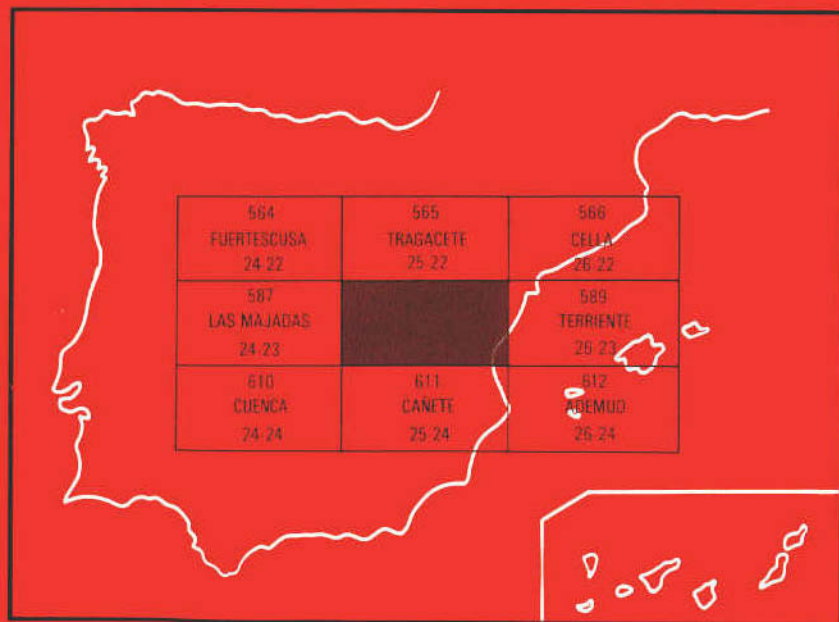
25-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ZAFRILLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ZAFRILLA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Compañía General de Sondeos, S. A. con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E..

Han intervenido en su realización los siguientes autores:

- J. BERAESTEGUI (C.G.S.): *Cartografía, Secciones estratigráficas y sedimentológicas de detríticos, Memoria.*
- J.I. RAMIREZ (C.G.S.): *Cartografía, Secciones estratigráficas y sedimentología de carbonatos.*
- M. ALVARO (C.G.S.): *Tectónica.*
- A. OLIVE (C.G.S.): *Geomorfología.*
- M.J. AGUILAR (C.G.S.): *Petrología y sedimentología de Laboratorio.*
- M.C. LEAL (C.G.S.): *Micropaleontología.*
- A. MELENDEZ (Univ. de Zaragoza): *Sedimentología de carbonatos (Cretácico).*
- J.J. GOMEZ (E.S.S.O.): *Sedimentología de carbonatos (Muschelkalk, Lias, Dogger).*
- J.C. GARCIA (Univ. de Oviedo): *Sedimentología de detríticos.*
- J.M. MARTIN (Univ. de Granada): *Sedimentología de carbonatos (Malm).*
- F. ORTI (Univ. de Barcelona): *Sedimentología de la F. Keuper.*
- N. SOLE (Univ. de Barcelona): *Muestras de Polen.*
- A. HERNANDEZ (C.G.S.): *Jefe de Proyecto.*
- C.G.S.: *Laboratorios.*
- V. GABALDON (I.G.M.E.): *Dirección y Supervisión.*

La presente memoria ha sido redactada por J. Berástegui con la colaboración de M. Alvaro, A. Olivé, M.J. Aguilar, M.C. Leal, A. Meléndez, J.J. Gómez, J.C. García, J.M. Martín y F. Ortí.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe, para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-304-1986

Imprime: Gráficas Monterreina, S. A. - Valentín Llaguno, 14 - 28019-MADRID

INDICE

	Págs.
INTRODUCCION	7
1. ESTRATIGRAFIA	8
1.1. SILURICO	8
1.1.1. Pizarras. (1). Wenlock	8
1.2. PERMICO Y TRIASICO	9
1.2.1. Conglomerados cuarcíticos. (2). Facies Bunt- sandstein	9
1.2.2. Limolitas rojas. (3). Facies Buntsandstein .	11
1.2.3. Areniscas rojas y blancas a techo. (4). Facies Buntsandstein	12
1.2.4. Arcillas varioladas. Dolomías en la base. (5). Facies Muschelkalk	14
1.2.5. Dolomías. Intercalaciones margosas a techo. (6). Facies Muschelkalk	14
1.2.6. Arcillas y margas varioladas. Yesos. (7). Fac- cies Keuper	16
1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO	18
1.3.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carni- niolas de Cortes de Tajuña. (8). Rethiense- Hettangiense-Sinemuriense inf.	18
1.3.1.1. <i>Fm. Dolomías tableadas de Imón</i> .	18
1.3.1.2. <i>Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña</i>	19
1.3.2. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (9 y 10). Sinemuriense Superior-Pliensbachiense	19
1.3.2.1. <i>Fm. Calizas y dolomías tableadas de</i> <i>Cuevas Labradas</i>	20
1.3.2.2. <i>Fm. Margas grises del Cerro del Pez</i>	21
1.3.2.3. <i>Fm. Calizas bioclásticas de Barahona</i>	22

1.3.3.	Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. (11). Toarciense inf.-medio	22
1.3.4.	Fm. Carbonatada de Chelva. (12). Toarciense superior. Dogger-Oxfordiense superior	23
	1.3.4.1. <i>Grupo de facies micríticas</i>	23
	1.3.4.2. <i>Grupo de facies oolíticas</i>	26
	1.3.4.3. <i>Mb. Calizas con Esponjas de Yatova</i>	28
1.3.5.	Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Margas de Frías de Albarracín. (13). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense	29
1.3.6.	Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. (14). Kimmeridgiense superior-Portlandiense	30
1.3.7.	Areniscas y limos rojos. (15). Portlandiense	31
1.4.	CRETACICO	32
1.4.1.	Fm. Arenas y arcillas del Collado. Facies Weald. (16). Barremiense-Albiense inferior	32
1.4.2.	Fm. Calizas de La Huérguina. Facies Weald. (17). Barremiense	33
1.4.3.	Fm. Arenas de Utrillas. (18). Albiense	34
1.4.4.	Fm. Calizas de Aras de Alpuente. (19). Cenomaniense inferior	35
1.4.5.	Fm. Arenas, arcillas y calizas de Santa María de Las Hoyas. (20). Albiense superior-Cenomaniense inferior	37
1.4.6.	Dolomías tableadas y masivas. Arcillas verdes en la base y calizas nodulosas a techo. (21). Cenomaniense-Turonense inferior ...	39
	1.4.6.1. <i>Sector occidental</i>	40
	1.4.6.2. <i>Sector oriental</i>	43
1.4.7.	Fm. Calizas nodulosas de Monterde. (22). Turonense	43
1.4.8.	Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (23). Turonense	44
1.4.9.	Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. (24). Turonense-Coniaciense ..	44

1.4.10.	Dolomías, calizas dolomíticas, brechas y carniolas. (25). Turoniense superior-Campaniense	45
1.4.10.1.	<i>Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca</i>	45
1.4.10.2.	<i>Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba</i>	46
1.4.11.	Conglomerados y calizas arenosas y oolíticas. Arcillas verdes. «Capas de Valdecabriel» (Unidad informal). (26). Campaniense superior-Maastrichtiense	47
1.4.12.	Arcillas y arenas asalmonadas. Arcillas verdes. Arenas conglomeráticas. (27). Maastrichtiense	48
1.5.	CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO	49
1.5.1.	Fm. Arcillas, margas y yesos de Villalba de la Sierra. (28). Paleoceno-Eoceno inferior?	49
1.5.2.	Conglomerados cuarcíticos sueltos y arenas arcillosas. Yesos. (29). Eoceno-Oligoceno inferior	50
1.5.3.	Margas y calizas lacustres. Arcillas. (30). Oligoceno superior?	50
1.6.	CUATERNARIO	50
1.6.1.	Gravas, arenas y arcillas. Aluviones. (31). Holoceno	50
1.6.2.	Travertinos. (32). Holoceno	51
1.6.3.	Arcillas de decalcificación. (33). Holoceno	51
2.	TECTONICA	51
2.1.	TECTONICA REGIONAL	51
2.1.1.	Tectónica del zócalo Hercínico	52
2.1.2.	Tectónica Alpina	52
2.2.	DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	55
2.3.	CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	61
2.3.1.	Los movimientos mesozoicos	61
2.3.2.	La Tectogénesis alpina	62

3. GEOMORFOLOGIA	63
4. HISTORIA GEOLOGICA	65
5. GEOLOGIA ECONOMICA	69
5.1. MINERIA Y CANTERAS	69
5.2. HIDROGEOLOGIA	70
6. BIBLIOGRAFIA	71

INTRODUCCION

La hoja de Zafrilla se encuentra situada en la Cordillera Ibérica y pertenece en su parte Occidental a la provincia de Cuenca y en la Nor-Oriental a la de Teruel.

El relieve es bastante accidentado y está formado, en la parte Occidental por la Sierra de Valdemeca, con elevaciones entre 1.200 y 1.800 metros y en la Oriental por la terminación Sur-Occidental de los Montes Universales, con alturas de 1.300 a 1.600 m. Estas sierras se alinean de NW a SE dando un conjunto de valles profundos que producen una topografía abrupta.

La red hidrográfica está constituida por cursos poco importantes destacando los ríos Júcar, Cabriel, Tajo y Guadazaón, que corren profundamente encajados. El más importante de ellos, el Júcar, discurre por la zona occidental de la hoja durante unos 15 km. y en dirección aproximada N-S.

La densidad de población es baja, siendo los núcleos más importantes Valdemeca, Zafrilla y Laguna del Marquesado.

La agricultura es pobre siendo los recursos más importantes la ganadería y las reservas forestales.

Desde el punto de vista geológico, la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico. El Sistema Ibérico está limitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste). Está constituido por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental, deformados según la dirección general NO-SE (Directriz Ibérica), con vergencias al SO en la parte occidental (Rama Castellana) y hacia el NE en la oriental de la Cordillera (Rama Aragonesa). También se observan estructuras de dirección NE-SO (Directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas por sedimentos conti-

mentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados entre los que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra, orientadas según la dirección Ibérica y la NNE-SSO, respectivamente.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO *et al.* (1979), según los cuales correspondería a un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (IGME, 1980).

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se ha realizado un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de tipo morfográfico a escala 1:50.000, del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1. ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Zafrilla afloran materiales que pertenecen al Silúrico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Cuaternario.

1.1. SILURICO

Sobre los materiales paleozoicos que afloran en la hoja existen muy pocos trabajos. VIALARD y PHILIPPOT (1967), IGME (1972) y VIALARD (1973) estudian los materiales silúricos de la Sierra de Valdemeca.

1.1.1. Pizarras. (1). Wenlock

Esta unidad aflora en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Valdemeca a lo largo de la falla que lo afecta de dirección aproximada N-S.

Dadas las malas condiciones de afloramiento, debido al fuerte recubrimiento por coluviones y aunque no se ha realizado ninguna serie MELENDEZ (1972) calcula su potencia en unos 340 m. y VIALARD (1973) distingue esquemáticamente de muro a techo:

— Ciento cincuenta-doscientos metros de pelitas esquistosas gris-verdosas y areniscas cuarcíticas intercaladas.

— Ochenta metros de esquistos rojizos y grises que pasan a ampelitas con graptolites. En este tramo cita *Monograptus priodon* (BRON.), *M. vomerimus* cf. var. *gracilis* E. y W., *M. flemingi* (SALTER), *M. dubius* (SUESS), *M. dubius* var. *latus* (BOUCEK), *Cyrtograptus lundgreni* (TULLBERG).

— Cincuenta metros de esquistos grises, verdes o rojos y areniscas micáceas rojizas finas.

Los graptolites citados datan estos materiales como pertenecientes al Wenlock.

1.2. PERMICO Y TRIASICO

Sobre el Pérmico y Triásico en la región destacan los trabajos de RIBA (1959), HEINKELBEIN (1969), MELENDEZ (1971), VIALARD (1973), ORTI CABO (1973), «Informe sedimentológico de las hojas 1:200.000 de Liria y Valencia» (1982) y Capote *et al.* (1982); estos dos últimos desde el punto de vista estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico.

El Pérmico-Triásico aparece en facies germánica típica del Sistema Ibérico.

Parte de la facies Buntsandstein ha sido estudiada en la columna de Arroyo Pedregoso; la facies Muschelkalk, en las columnas del Barranco del Noguérón y de Huélamo y parte de la facies Keuper en la columna de Valdemeca.

1.2.1. Conglomerados cuarcíticos. (2). Facies Buntsandstein

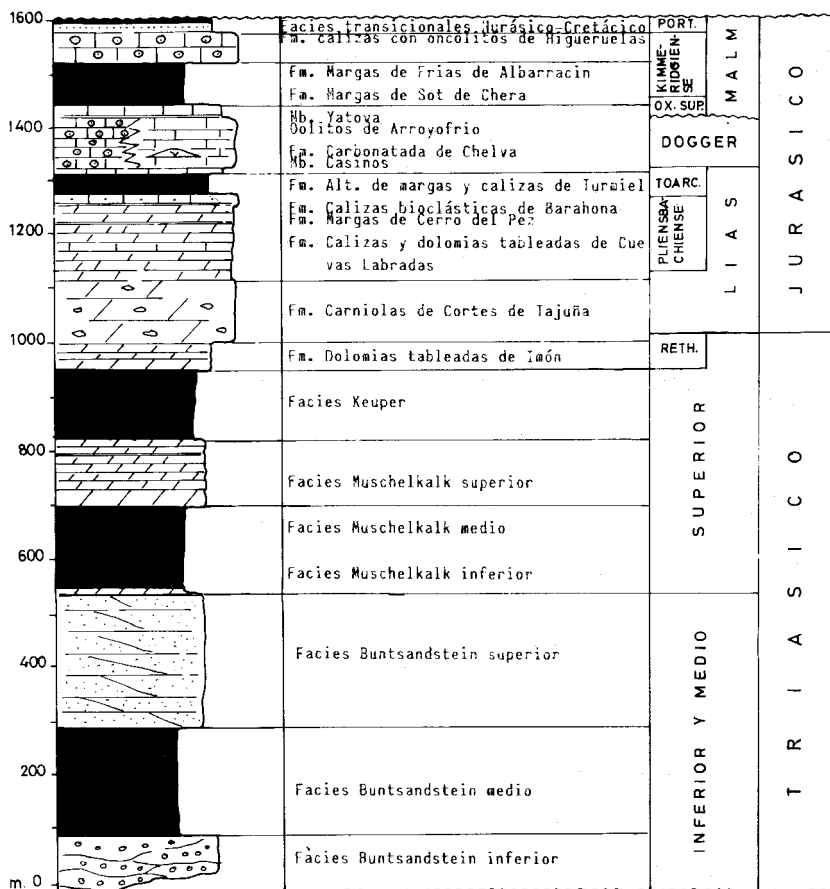
Esta unidad forma la base de los materiales Permotriásicos de la hoja y se localiza en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Valdemeca, aflorando a lo largo de la falla que lo corta longitudinalmente de N a S y con un suave buzamiento hacia el W. Se encuentra muy recubierta por coluviones y bosque, por lo que no ha sido posible realizar ninguna serie.

En la hoja de Cañete (25-24) (carretera de Teruel a Cuenca) se han medido 70 m. de ortoconglomerados de tonos rojizos formados por clastos predominantemente silíceos (cuarcita en su mayoría), entre los que se intercala esporádicamente algún que otro lentejón arenoso de hasta varios metros de extensión lateral y que presenta interiormente laminación paralela o estratificación cruzada en surco a mediana escala (localmente a pequeña debida a ripples de corriente).

La matriz entre los clastos, que presentan a menudo marcas de presión, es arenosa y habitualmente de grano medio a grueso, aunque existe también, en los espacios intersticiales, una pequeña proporción de material lutítico rojizo.

Los clastos aparecen con frecuencia envueltos en una fina película hematítica que les da un aspecto gris metálico o rojizo característico. No obstante, las marcas de presión, que abundan en ellos, están comúnmente decoloradas debido a fenómenos diagenéticos postenterramiento que facilitan su observación actual en el afloramiento.

La estructura interna de esta unidad conglomerática no suele estar muy definida dado el carácter grueso y relativamente homogéneo de su granulometría; no obstante, se aprecian a menudo canalizaciones amplias, estratificación cruzada tabular y en surco a mediana y gran escala, imbricaciones locales de cantos y una cierta ciclicidad positiva e



LEYENDA

- | | | | |
|--|---------------------|--|--|
| | Conglomerados | | Calizas |
| | Areniscas | | Mud-mounds de esponjas |
| | Calizas arenosas | | Lutitas o margas |
| | Calizas oolíticas | | Costra ferruginosa o nivel de concentración de fauna |
| | Dolomias | | Discordancia |
| | Dolomias brechoides | | |

FIGURA 1. Columna estratigráfica sintética del Triásico, Jurásico y Tránsito Jurásico-Cretácico de la hoja de Zafrilla.

incompleta por truncamiento a techo como consecuencia de procesos sucesivos de amalgamación. Por otra parte, en la base de algunas de estas secuencias granodrecientes y truncadas, existen a veces pequeñas superficies erosivas de orientación variable y forma irregular (pequeños *scours*).

Muy esporádicamente pueden encontrarse también intervalos delgados de carácter lutítico y tonalidad rojiza, con *flute-marks*, *current crescents* y niveles de cantos blandos, en la base de las capas.

Las medidas de paleocorrientes efectuadas en láminas de estratificación cruzada a mediana escala y en ejes de pequeños canales, aunque escasas en número, muestran una dirección de aportes hacia el E y SE con una dispersión de valores relativamente pequeña.

El paso a la unidad que se le superpone se realiza de una manera gradual por aumento en la proporción de términos finos con la consiguiente individualización de los conglomeráticos.

Del conjunto de datos expuesto y de los paleogeográficos considerados en el ámbito superior al de la extensión de esta hoja, se deduce que el depósito debió tener lugar dentro de sistemas de abanicos aluviales bajo un clima probablemente semiárido con descargas acuosas estacionales, acumulándose esta unidad en áreas intermedias de los mismos durante periodos de funcionamiento.

1.2.2. Limolitas rojas. (3). Facies Buntsandstein

Se localizan a lo largo del escarpe oriental de la Sierra de Valdemeca, fuertemente recubiertas por coluviones y bosque, por lo que no se han podido estudiar en ninguna serie. En la catografía los límites de esta unidad se han representado con contactos supuestos.

En la hoja vecina de Cañete (25-24) esta unidad tiene una potencia de 150 m. y se caracteriza por su aspecto mixto o heterolítico y consta a grandes rasgos de una alternancia de términos conglomeráticos, areniscas y lutíticos, predominando los últimos.

En general está organizada en ciclos positivos de base erosiva canalizada formada a menudo por areniscas rosadas o rojizas, a veces con cantos blandos o cuarcíticos en la base, granoselección positiva y estratificación cruzada de surco a mediana escala que pasan hacia arriba progresivamente a términos más finos, terminando en lutitas rojizas. Entre uno y otro término es frecuente encontrar un nivel arenoso blanco por decoloración diagenética con señales de bioturbación (en parte de pequeñas raíces). Localmente se encuentran costras ferruginosas asociadas a los términos lutíticos o areniscosos.

Se interpreta que esta unidad se deposita en áreas intermedias de un sistema de abanicos aluviales bajo un clima probablemente semiárido con descargas estacionales, pero lateralmente a una vía de entrada principal de sedimentos (zona entre abanicos), o bien en cualquiera de ambas durante intervalos de actividad amortiguada en las que el flujo

está confinado en canales rellenos por material grueso con relación anchura-profundidad más bien baja, separadas por largas etapas de acumulación de finos.

1.2.3. Areniscas rojas y blancas a techo. (4). Facies Buntsandstein

Afloran en el sector Suroccidental de la hoja, en el anticlinal de la Sierra de Valdemeca, buzando suavemente hacia el W. Constituyen los afloramientos de mayor extensión del Triásico inferior.

Estos materiales han sido estudiados en su mayor parte en la columna de Arroyo Pedregoso. Se han medido 120 m. de areniscas de tonos rojos, en bancos de orden métrico. Hacia el techo se intercalan niveles de limos, limos rojos, presentando los superiores estratificación wavy. Desde el punto de vista petrográfico, pueden diferenciarse dos conjuntos aunque las características petrográficas de las muestras estudiadas son relativamente semejantes.

— El inferior está constituido por areniscas de grano fino y medio, de morfoscopia SA-SR, de granos de cuarzo (55-60%), de feldk (15%), fragmentos de rocas (5%), cuarcitas, pizarras, sericita (10-15%), con desarrollo de cemento pelicular y/o impregnado matriz, de OxFe (0-5%), y contactos irregulares, según zonas, de presión-solución entre los granos con cementación de cuarzo en crecimientos secundarios.

Los feldespatos están parcialmente caolinizados. Los fragmentos de rocas lábiles así como micas y probablemente plagioclasas han dado lugar, por alteración diagenética, a la matriz nombrada. Como minerales accesorios se observa circón y turmalina. Es frecuente la orientación paralela de los granos a la escala de la lámina delgada.

— El superior se caracteriza por ser de areniscas de grano medio y grueso, de morfoscopia subredondeada, formadas por cuarzo (65-70%) y feldk (10-20%), cementados por cuarzo en crecimientos secundarios bien desarrollados. Esporádicamente se observan fragmentos de rocas cuarcíticas (5%), algo de matriz caolinítica (10%), y OxFe peliculares (5-10%). Como accesorio, turmalina. Estas areniscas son de esqueleto más denso que las del conjunto inferior, y difieren de él por la ausencia de epimatriz y la falta de fragmentos de rocas lábiles. Las del tramo superior se clasifican como arcosas, y las del inferior están en el límite arcosas-litarcosas.

Esta unidad se organiza en ciclos positivos de espesores comprendidos entre 1 y 10 m. siendo los más habituales de 3 a 6 m. a veces incompletos por arriba debido a amalgamación y que a su vez parecen estar agrupados en otros de mayor envergadura (de primer orden).

Los ciclos de segundo orden se caracterizan por:

— Base erosiva, a veces con estructuras de corriente (*crescent* y *flute cast*).

— Disminución hacia arriba del tamaño de grano (areniscas de grano medio fino a limo-arcilla en la parte superior).

— Como estructura interna presentan estratificación cruzada de surco (*trough*), estando los *sets* agrupados en *cosets*, esporádicamente se observan algunos *sets* de tipo planar-tabular de hasta más de 1 m. de espesor y notable extensión lateral intercalados en la parte inferior-media de los ciclos. Existen igualmente algunos niveles intercalados con laminación paralela del régimen de flujo superior que suelen presentar alineación de partición. La envergadura de las estructuras disminuye hacia arriba pasándose de *sets* de gran escala en la base a mediana escala y de ésta a pequeña escala. Son frecuentes las superficies de reactivación, generalmente de geometría sigmoidal.

Localmente pueden encontrarse niveles delgados con geometría lenticular de lutitas rojizas situadas a techo de ciclos incompletos en su parte media, que se caracterizan por un contacto neto con las areniscas situadas inmediatamente debajo.

— Los niveles superiores (que pueden observarse cuando la secuencia no es truncada excesivamente por la base erosiva del siguiente ciclo) son de litología limoso-arcillosa y se caracterizan por presentar una bioturbación acusada.

Los datos de paleocorrientes tomados en esta unidad (en láminas de *sets* a mediana escala, ejes de surcos, alineación de partición y *sole marks*) indican una dirección muy marcada hacia el E y ESE con pequeñas oscilaciones comprendidas entre el NE y el SE.

En esta unidad se observa la presencia de decoloraciones diagenéticas de diversos tipos que provocan localmente la pérdida de las tonalidades rosadas o rojizas características de las series terrígenas del Bunt.

La sedimentación de esta unidad se interpreta que tuvo lugar en una llanura aluvial arenosa situada probablemente en la zona distal de un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Dentro de ella, la distribución de sedimentos se haría por medio de cauces *braided* de baja sinuosidad en los que prácticamente queda inhibido el desarrollo de bancos transversales, predominando en cambio en ellos las estructuras de excavación y relleno longitudinal de los canales como los megaripples (dunas) tridimensionales, probablemente de tipo alunado en su mayoría (tipo St. de MIAL, 1977 y 1878 o de RUST, 1978).

Los términos con estratificación cruzada en surco a pequeña escala que se sitúan en los ciclos indicados por encima de las dunas corresponden a la migración de *ripples* de corrientes, en su mayoría linguoides, que se originan bajo una capa de agua somera una vez que la mayor parte del canal ha sido relleno por sedimentos.

Los niveles lenticulares delgados de lutitas rojizas a techo de los ciclos y en contacto neto con las areniscas infrayacentes, representarían depósitos de abandono brusco de canal, que han sido truncados parcialmente por el nuevo cauce que se instala encima.

Estas facies con tan escasa representación de barras de tipo transversal constituyen parte de un modelo aluvial de tipo *braided* en realidad no muy habitual hasta el momento en la literatura al respecto.

Por otra parte, algunos autores interpretan que determinadas estructuras (cuerpos con geometría sigmoidal o de base plana y techo abombado localizadas en capas tabulares, etc.) indican un retoque por parte de corrientes de origen mareal al menos hacia la parte alta de esta unidad.

1.2.4. Arcillas varioladas, Dolomías en la base. (5). Facies Muschelkalk

Esta unidad aflora fundamentalmente en el flanco W del anticlinal de la Sierra de Valdemeca y en una extensión reducida al E de la falla que lo corta en dirección aproximada N-S.

Ha sido estudiada en el corte del Barranco del Noguerón, al N. de Beamud.

En la base, y sobre 3 m. de areniscas limosas rojas con estratificación *wavy* atribuidas a la facies Buntstein, aflora 1 m. de dolomías ocre de aspecto oqueroso que observadas al microscopio corresponden a calizas recristalizadas, de grano grueso, con calcita poikilotópica englobando granos de terrígenos (cuarzo 25%, feldspato 10 %) y $OxFe$ que se distribuyen muy irregularmente en bandas lenticulares. Como accesorio, moscovita abundante.

Este tramo dolomítico contiene cantos blandos, porosidad móldica de sales y *tepees*. Su depósito corresponde a un medio inter a supramareal salino de tipo *sebka*.

Estos materiales son atribuidos a la facies Muschelkalk inferior. Sobre ellos se han medido unos 130 m. de arcillas rojas, verdes y negras con intercalaciones de láminas de arena fina ocre. Corresponden a las «Arcillas yesíferas rojas de Beamud» de MELENDEZ (1972).

Estructuralmente representan el nivel de despegue entre los materiales triásicos superiores y el Buntsandstein, por lo que su potencia es muy variable.

En las muestras tomadas para análisis palinológico se han reconocido: *Cicatricosisporites* sp., *Alisporites* sp., *Falcisporites* sp. y *Cycadopites subgranulosus* (Couper) Clarke. Todos ellos forman parte de la asociación del Triás sin poder precisar más.

1.2.5. Dolomías. Intercalaciones margosas a techo. (6). Facies Muschelkalk

Afloran en los flancos del anticlinal de la Sierra de Valdemeca (zonas de Beamud, Huélamo y Valdemeca).

Esta unidad se encuentra bastante tectonizada dado que se encuentra intercalada entre dos niveles plásticos (Muschelkalk medio y Keuper) y

existen cabalgamientos locales a ambos flancos del anticlinal atribuibles a deslizamientos de tipo gravitacional o a otras causas.

Geomorfológicamente acostumbra a dar relieves en cuesta en cuyos reversos hay formas de tipo *chevron*.

Estos materiales han sido estudiados en las columnas del Barranco del Noguerón y Huélamo, esta última algo incompleta en su base.

La potencia total es de unos 125 m. y consta de un tramo inferior compuesto por dolomías grises estratificadas en capas cuyos espesores oscilan entre 2 cm. y 1,5 m. y un tramo superior formado por dolomías grises con intercalaciones de margas también grises, con abundancia de restos de Lamelibranquios y Gasterópodos de pequeño tamaño.

En general son dolomías compactas, de textura hipidiotópica, de grano medio y grueso, heterogranulares. Los cristales mayores y agregados, corresponden generalmente a fósiles, fundamentalmente Equinodermos, recrecidos sintaxialmente. En los niveles altos las dolomías son de textura xenohipidiotópica, de grano variable entre fino y medio, posiblemente de recristalización de dolomicrita. Abundantes restos tamaño Rudita, de fósiles (Lamelibranchios, Gasterópodos, Crinoideos) recristalizados aunque los Gasterópodos se presentan como agregados de dolomicrita.

Los tramos superiores son dolomicritas, probablemente arcillosas con trazas de cuarzo terrígeno y de Ostrácodos. En la base se observa una silificación incipiente de los restos de Equinodermos.

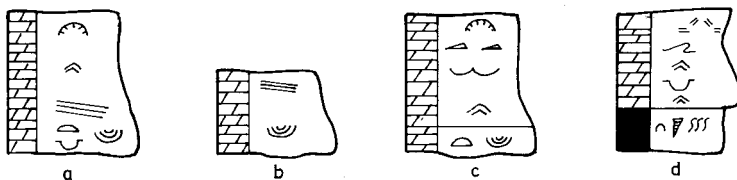
Hacia la parte inferior de la unidad (corte del Barranco del Nogueron) se reconocen laminaciones de algas y porosidad fenestral que indican que su depósito se llevó a cabo en un ambiente intermareal alto.

En la parte intermedia predominan los cuerpos con morfología de barras y canales que pueden contener, como estructuras internas, laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala y ocasionalmente laminación cruzada de surco. Asimismo se encuentran *ripples* de oscilación y laminación de algas, bioturbación escasa a abundante y porosidad móldica de sales. Estas estructuras se disponen constituyendo secuencias de somerización similares a la descritas en la fig. 2-a. En el corte de Huélamo se observan secuencias de tipo playa edificadas sobre barras (fig. 2-b). En conjunto, el depósito se ha llevado a cabo en un ambiente submareal a intermareal.

Por encima, tanto en el corte del Barranco del Noguerón como en el de Huélamo se encuentran algunos cuerpos con morfología de dunas que suelen conservar una estructura interna constituida por estratificación cruzada de tipo surco. No obstante predominan las estructuras de menor escala tales como los *ripples* de oscilación, las estructuras *flaser* y *linsen*, así como las laminaciones de algas que en ocasiones están fijando *ripples*. La bioturbación es bastante abundante y variable entre escasa e intensa. Estas estructuras suelen ordenarse en una secuencia de somerización del tipo de la descrita en la fig. 2-c. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente submareal a intermareal, generalmente

bajo condiciones de salinidad normal y ocasionalmente en condiciones hipersalinas, indicado por la presencia eventual de porosidad móldica de sales.

Hacia el techo de la unidad donde son frecuentes las intercalaciones margosas, se encuentran ripples de oleaje, laminación de algas, porosidad móldica de sales, pliegues enterolíticos y *tepees*. Los niveles margosos pueden contener bivalvos y gasterópodos y la bioturbación puede ser abundante. Se ordenan en secuencias de somerización similares a las representadas en la fig. 2-d y su depósito tuvo lugar en un ambiente intermareal, dentro del cinturón de charcas y canales, a supramareal salino de tipo *sebka*. En este contexto algunos cuerpos canalizados con *lags* de bioclastos pueden interpretarse como canales mareales conectados con las charcas en las que con frecuencia se desarrolla una intensa actividad biológica.



LEYENDA

- 1.- 2.- 3.- 4.- 5.- 6.- 7.- 8.- 9.- 10.- 11.- 12.- 13.-

FIGURA 2. Secuencias tipo del tramo superior del Muschelkalk.

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación cruzada de tipo festoneado 4.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala 5.—Linsen 6.—Pliegues estilolíticos 7.—Ripples de oscilación 8.—Laminación de algas 9.—Tepees 10.—Estructuras flaser 11.—Bivalvos 12.—Gasterópodos 13.—Bioturbación elevada.

1.2.6. Arcillas y margas varioladas. Yesos. (7). Facies Keuper

Los afloramientos de esta unidad se extienden principalmente en dos franjas de dirección aproximada N-S localizadas en los valles de los ríos Júcar y Valdemeca en el ámbito Occidental de la hoja y dos afloramientos situados al N (zona de Salinas de Valdetablado) y al S (Laguna del Marquesado) respectivamente.

Geomorfológicamente dan niveles blandos relativamente extensos.

Las pobres condiciones de afloramiento, especialmente en las zonas de Valdetablado y entre Huélamo y Tragacete, no permiten tampoco hacer un estudio estratigráfico adecuado de las facies Keuper en la hoja de Zafrilla. La presencia de masas salinas está demostrada por alguna

pequeña fuente salada, como la situada unos dos km. al SSE de Valdemeca, en la proximidad a la carretera hacia Campillos-Sierra y cerca del empalme con la de Huerta del Marquesado, donde también pueden observarse algunos materiales típicos de las facies Keuper (nivel carbonatado lumaquéllico, nódulos silicificados de anteriores sulfatos, arcillas versicolores, etc.). Antiguamente se extrajo la sal mediante salinas de evaporación en el afloramiento de Valdetablado. No se han reconocido materiales ofíticos en la hoja.

Por otro lado, localmente están muy laminadas algunas series, como la evaporítica inferior en el corte al W de Valdemeca. También es posible confundir las margas del Keuper con las del Muschelkalk en los afloramientos de la zona de Beamud-Huélamó.

En detalle, el conjunto de sus materiales arcillo-evaporíticos muestra unas características litoestratigráficas similares a las de la hoja de Cañete, y en general, a las del Keuper de la zona central valenciana. Sin embargo, en la hoja que nos ocupa puede únicamente reconocerse con comodidad:

— Una serie evaporítica inferior (unidad K1 de Ortí Cabo, 1974) de arcillas, yesos y carbonatos de tonos gris-amarillentos.

— Un conjunto arcillo-yesífero rojo y violáceo, el cual ocupa amplias extensiones en los afloramientos.

Este último es, en realidad, comprensivo de dos series, mejor desarrolladas y expuestas en otras hojas colindantes, como la de Cañete, y que son la serie detrítica intermedia, de arcillas y areniscas rojas (unidades K₂ y K₃) y la serie evaporítica superior arcilloyesífera roja (unidad k₄).

La potencia original del Keuper en los afloramientos del tercio occidental de la hoja de Zafrilla puede estimarse entre 100 y 130 metros.

Los materiales de la facies Keuper debieron depositarse en una llanura próxima al litoral que temporalmente sufriría pequeñas transgresiones marinas que dejaban sedimentos de llanura de mareas. En esta llanura se desarrollaban lagos efímeros, semejantes a las *playas* o *sebkas*. Esporádicamente, la llanura estaba cortada por pequeños canales. (Capote *et al.* 1982).

Las muestras recogidas para el estudio palinológico han dado entre otros: *Ovalipollis ovalis* (KRUTZSCH) SCHEURING; *Pityosporites* sp., *Triadispóra* cf. *stabilis* SCHEURING; *Triadispóra* sp., *Duplicisporites* sp., *Triadispóra aurea* SCHEURING, *Microcachrydites fastidiodes* (JANS) KLAUS, *Ellipsovelatisporites rugosus* SCHEURING, *Paracirculina* cf. *quadruplicis* SCHEURING, *Paracirculina granifer* KLAUS, *Ovalipollis minimus* SCHEURING, *Camerosporites secatus* LESCHIK, *Vitreisporites pallidus* (REISSINGER) NILSON, *Triadispóra sulcata* SCHEURING, *Vallasporites ignacii* LESCHIK, *Enzonalaspores tenuis* LESCHIK, *Patinasporites densus* LESCHIK, *Paracirculina scurrilis* SCHEURING, *Inaperturopollenites varians* NILSSON, *Ovalipollis cultus* SCHEURING, *Triadispóra humilis* SCHEURING, *Triadispóra obscura* SCHEURING.

Esta asociación confirma una edad Carniense dentro del Triásico superior.

1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los trabajos más interesantes sobre el Triásico Superior y el Jurásico de la hoja de Zafrilla y zonas próximas son los de RIBA (1959), MELENDEZ HEVIA (1971 y 1972), VIALARD (1973), GOMEZ (1979), GOMEZ y GOY (1979), GOY *et al.* (1976), GOY y YEBENES (1977), GINER y BARNOLAS (1980) e IGME (1982).

En los trabajos de GOY *et al.* y GOMEZ *et al.* (op. cit.) se definen formalmente las unidades litoestratigráficas del Triásico superior y Jurásico, en un amplio sector del Sistema Ibérico que una vez agrupadas convenientemente constituyen las unidades cartográficas de la hoja.

1.3.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. (8). Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense inf.

1.3.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón

Aflora en los alrededores de la Laguna del Marquesado (1 km., al N del pueblo del mismo nombre), no habiéndose reconocido en ningún otro punto, probablemente debido al carácter mecánico del contacto con el Keuper.

Se ha estudiado en la columna de Laguna del Marquesado y en ella se han medido unos 40 m. de dolomías de grano fino, grises, en capas de 20 a 60 cm. de espesor con alguna intercalación margosa hacia la base.

Estudiadas al microscopio son dolomías compactas, heterogranulares, de grano fino y medio, con textura brechoide generalizada, en que los «clastos» corresponden a dolomicritas con cierta laminación paralela, de tendencia redondeada a alargada (posible reliquia de laminación estromatolítica y/o con grupos algáceos), y el «cemento» es de dolomía más gruesa, conteniendo abundantes parches de calcita que pueden constituir un relleno de calcita con OxFe mostrando la misma polaridad (calcita de relleno vadoso). Parece lógico interpretarlos como microdolomías algáceas, estromatolíticas, profundamente recristalizadas por microkarstificación.

Esta formación contiene cuerpos con morfología de canales y barras o dunas, *ripples* de oleaje, *rills*, laminación de algas y porosidad fenestral. Las intercalaciones de niveles margosos que se encuentran hacia la mitad inferior pueden representar depósitos de charcas supramareales, según se dispongan en la parte superior de las secuencias de somerización (fig. 3-a), o charcas intermareales, cuando están intercaladas entre dolomías que contienen estructuras de barras o dunas y *ripples* de oscilación (fig. 3-b).

Su depósito corresponde a un ambiente submareal de alta a moderada energía e intermareal alto con exposición subaérea prolongada.

1.3.1.2. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña

Aflora en casi toda la hoja, excepto en el ángulo Nor-Oriental y constituye la base del resalte morfológico que rodea a los materiales arcillosos del Keuper. Aflora también en el núcleo del sinclinal de Los Calares y formando retazos a lo largo de algunos cabalgamientos sobre los materiales cretácicos.

Esta formación ha sido estudiada en el tramo basal de la columna del Puerto del Cubillo, donde se han medido 42 m. de dolomías brechoides masivas de tonos rosados o gris-ocre.

La potencia total no se ha podido medir, dado que el contacto inferior suele estar muy tectonizado. MELENDEZ (1972), le atribuye una potencia de 80 a 150 m.

Las muestras estudiadas al microscopio son calizas de recristalización heterogranular, de grano medio y grueso, en la que parecen adivinarse «fantasmas» de cantos. También se han reconocido pseudoesparitas (peletoides dolomicríticos cementados por doloesparita fina) con zonas de recristalización gruesa, y algo de calcita intersticial que parece provenir de la recristalización completa de una dolomicrita.

En esta formación, cuyo carácter bréchico se debe al colapso de las evaporitas intercaladas, pueden observarse laminaciones de ripples de oleaje, laminaciones de algas, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales, así como pliegues enterolíticos de evaporitas, bien en los cantos de la brecha o en restos de capas. Localmente pueden reconocerse algunos cuerpos con base convexa (canalizados). El depósito inicial podría corresponder al de un ambiente de llanura de mareas o lagoon hipersalino donde junto a los carbonatos se llevó a cabo un intenso depósito de evaporitas, posteriormente disueltas, lo que provocó el colapso del conjunto.

La edad para esta formación es Lías inferior (Hettangiense-Sinemuriense inf.) por criterios estratigráficos y regionales.

1.3.2. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.

Fm. Margas grises de Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona. (9 y 10). Sinemuriense Superior-Pliensbachiense

Los afloramientos de esta unidad son extensos en todo el ámbito de la hoja, excepto en el ángulo nor-oriental (en donde predominan los materiales del Jurásico superior y Cretácico).

Las formaciones han sido estudiadas en el corte del Puerto del Cubillo.

1.3.2.1. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

Tiene una potencia aproximada de 140 m. y en ella se distinguen de muro a techo:

— Treinta metros de dolomías grises de grano fino, bien estratificadas en capas de 0,1 a 0,5 m. de espesor.

Al microscopio son pelesparitas (peletoides de dolomicrita, algo alargados, algunos con tendencia a granos revestidos y cemento de esparita dolomítica) con microestratificación paralela.

En este tramo se encuentran cuerpos originados en ambientes de alta energía tales como canales y en menor proporción barras, que suelen contener una estructura interna constituida por laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala y de tipo surco. También se encuentran ripples de oleaje, laminación de algas y porosidad fenestral. Ocasionalmente puede observarse también porosidad móldica por disolución de evaporitas. Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización del tipo que se representan en la fig. 3-c. Su depósito ha tenido lugar en un ambiente submareal a intermareal alto con periodos de exposición subaérea prolongada. Las condiciones de salinidad de la llanura de mareas pueden considerarse generalmente normales con algunas etapas hipersalinas, en general poco abundantes.

— Cuarenta metros de dolomías grises, de tableadas a masivas, localmente rosadas y brechoides.

Al microscopio, la mayor parte de las muestras estudiadas son dolomicritas finamente recristalizadas, con laminación paralela, en algunos casos con peletoides irregulares algáceos, y, en otros, con vacuolas alineadas rellenas de calcita poikilotópica (fenestrae).

Aunque se encuentran cuerpos finamente canalizados con laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala, en este tramo predominan las estructuras de rango menor tales como *ripples* de oleaje y estructuras *flaser*, *ripples* de oleaje fijados por algas y laminaciones de algas. Estas estructuras se disponen en secuencias de somerización similares a las expuestas en la fig. 3-d. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente intermareal a submareal.

— Veintisiete metros y medio formado por calizas micríticas (*mudstones*) grises, bien estratificadas en capas de 0,10 a 1 m. de espesor con dolomías rosadas en la base. Abundan los Lamelibranquios, Braquiópodos y Gasterópodos.

Al microscopio, está constituido por biomicritas de Moluscos y Crinoides (15-25%) con Foraminíferos, Ostrácodos y Braquiópodos. Hacia la mitad del tramo hay peletoides y gravells poco definidos de origen algáceo.

Predominan las estructuras de baja energía, dispuestas en secuencias del tipo de las que se muestran en la fig. 3-e. En esta secuencia el

término inferior con Gasterópodos y bivalvos representa depósitos de charcas intermareales. El término intermedio está constituido por *ripples* de oscilación fijados por algas, y representan el ambiente de transición entre las charcas intermareales y el ambiente intermareal neto, constituido por laminaciones de algas que en ocasiones pueden estar asociadas a pliegues enterolíticos debido a la presencia de evaporitas. El término superior de la secuencia está constituido por laminación de algas con láminas rotas, que indican un ambiente intermareal alto a supramareal.

— Cuarenta y cinco metros formado por dolomías grises de grano fino, localmente rosadas y recrystalizadas en las que se intercalan niveles de margas gris-verdoso, a veces carbonosas.

Al microscopio, estos materiales son similares a los del tramo inferior.

En este predomina la laminación de algas y se encuentran en menor proporción *ripples* de oscilación, *tepees*, pliegues enterolíticos, porosidad móldica de sales y porosidad fenestral.

Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización que pueden reflejar un ambiente de salinidad normal (fig. 3-f) o hipersalino (fig. 3-g). En ambos casos los términos más altos de la secuencia están constituidos por niveles margosos.

En conjunto estos sedimentos han sido depositados en un ambiente inter a supramareal.

En los tramos dolomíticos no se han encontrado restos de fósiles reconocibles.

En las calizas se han encontrado: Braquiópodos, Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos, Algas Dasycladáceas, Foraminíferos (Lagénidos y Lituolidos principalmente). Hemos clasificado: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Haurania* cf. *amiji* HENS., *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN.), *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA).

Esta asociación define el Lías medio: Sinemuriense superior-Pliensbachiense inferior (Carixiense). Edad asignada regionalmente a esta Formación.

Una de las muestras tomadas en margas que corresponderían a un ambiente de charca supramareal ha dado la siguiente asociación palinológica: *Pityosporites* sp., *Granuloperculatipollis rudis* VENKATACHALA & GOCZAN: *Inaperturopollenites varians* NILSSON, *Inaperturopollenites* sp., *Praecirculina* cf. *granifer* KLAUS, *Circulina mayeriana* KLAUS, *Circulina granulata* ADLOFF, DOUBINGER & PALAIN.

1.3.2.2. Fm. Margas grises de Cerro del Pez

No ha sido posible distinguir en la cartografía esta unidad por su reducida potencia (unos 2 ó 3 m. supuestos). En la hoja vecina de Terriente tiene un espesor aproximadamente de 10 m. y está compuesta

por margas grises en las que se intercalan niveles centimétricos de calizas arcillosas, formando secuencias caliza-marga en las que dominan los términos margosos mientras que los carbonatos suelen presentar estructuras nodulosas. Su depósito ha tenido lugar en un ambiente submareal de baja energía de tipo *lagoon*.

1.3.2.3. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona

Únicamente se ha individualizado en la cartografía en la zona de la Peña de la Cobertera. En el resto de la hoja se ha cartografiado con la Fm. de Cuevas Labradas, debido al reducido espesor de las formaciones Cerro del Pez y Barahona.

En el tramo superior de la columna del Puerto del Cubillo se han medido 20 m. de calizas bioclásticas estratificadas en capas onduladas y/o nodulosas que contienen intercalaciones margosas y de margocalizas de hasta 1 m. de espesor. Al microscopio son biomicritas y biomicruditas ricas en restos de Moluscos (40-50%), Braquiópodos, Crinoides, Foraminíferos, algunos con envolturas micríticas de acción algácea. Los bioclastos están parcialmente ferruginizados y/o silicificados o dolomitizados parcialmente. Hay recristalización y modificaciones texturales por bioturbación.

Las estructuras más significativas y abundantes en esta formación son los *ripples* de oleaje y la estructura *flaser*.

La bioturbación suele ser moderada en toda la formación.

Estas estructuras se ordenan en secuencias *finning* similares a las que se muestran en la fig. 3-h en las que el término inferior es más bioclástico y los *ripples* de oleaje dominan sobre los *flaser*. En el término superior hay un mayor contenido en material margoso, dominando las estructuras *flaser* sobre los *ripples* de oleaje, que en ocasiones pueden encontrarse aislados entre las margas constituyendo *linsen*. Su depósito ha tenido lugar en una plataforma bioclástica de cierta extensión con influencia del oleaje y de las mareas.

Estos materiales contienen: Fragmentos de Moluscos, Braquiópodos Crinoides y Foraminíferos (Lagénidos y Ammodiscidos). Se han reconocido: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Lenticulina* sp., *Glomospira* sp., *Ammodiscus* sp.

En las intercalaciones de margas, se han reconocido por levigación restos de Crinoides y el Ostrácodo: *Procytheridea* sp. «D» APOST. La edad de esta Formación es Pliensbachiense sup. (Domeriense sup.) datado por Ammonites y Braquiópodos en zonas próximas.

1.3.3. Fm. Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel. (11). Toarciense inf.-medio

Esta unidad aflora en el mismo ámbito que las dos anteriores, encontrándose siempre muy cubierta por lo que no ha sido posible realizar

ninguna serie y se describirá teniendo en cuenta los datos regionales y los resultados de las muestras sueltas. MELENDEZ (1972) la denomina «Margas de Ammonites» y le atribuye una potencia que varía entre 40 y 50 m. como valores más frecuentes. En la hoja de Terriente se le calcula un espesor entre 50 y 55 m. y en la de Tragacete se han medido 32 m. y está constituida fundamentalmente por margas grises en la base, en las que se intercalan hacia los tramos superiores niveles decimétricos de calizas (*mudstones*) arcillosos grises o crema, alternando con las margas.

Es habitual que esta unidad se ordene en secuencias caliza-margas (fig. 3-i) o marga-caliza (fig. 3-j) con bioturbación generalmente moderada y aspecto noduloso en la mayor parte de sus tramos.

Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa de baja energía.

Las margas levigadas contienen: Lagénidos, Ostrácodos y Crinoides. Clasificamos. *Pseudoglandulina pupoides* (BORN.), *Nodosaria oculina* (TERQ. y BERTH.), *Lenticulina munsteri* (ROEM.), *L. varians* BORN., *L. minuta* BORN., *Procytheridea* sp.

La edad de esta Fm. es Toarciense.

1.3.4. Fm. Carbonatada de Chelva. (12). Toarciense superior. Dogger-Oxfordiense superior

Aflora fundamentalmente en el sector central de la hoja formando bandas de dirección NW-SE. Los afloramientos más completos se localizan en el N y en el SW, encontrándose en el resto de las zonas truncada en su parte superior por las superficies de erosión del Cretácico inferior.

Su respuesta morfológica consiste en relieves suaves, alomados, que con frecuencia presentan *dolinas* de reducido tamaño, otras veces forma un resalte sobre los materiales infrayacentes de la Fm. de Turmiel.

En el ámbito de la hoja, la Fm. Carbonatada de Chelva presenta dos grupos diferentes de litofacies:

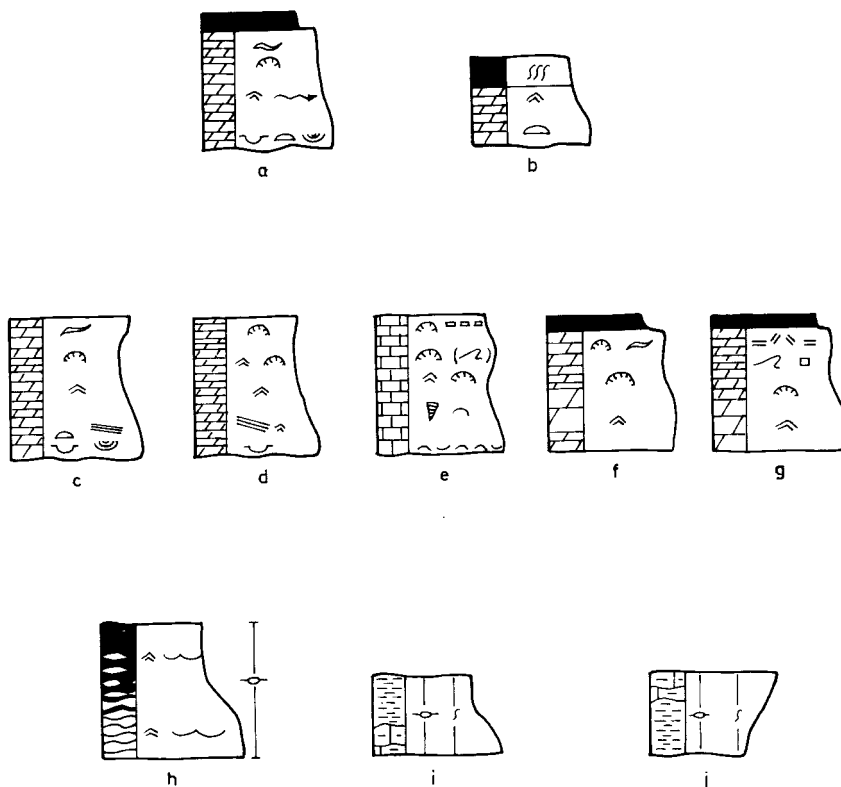
Grupo de facies micríticas, que incluyen bioconstrucciones de espongiarios y Grupo de facies oolíticas.

En la base de ambos grupos se sitúa el Mb. Calizas Nodulosas de Casinos y en el techo el Mb. Calizas con Esponjas de Yatova.

1.3.4.1. Grupo de facies micríticas

Aflora en la esquina NE de la hoja y se ha estudiado en la columna de Moscardón, donde se han medido unos 110 m. distinguiéndose de muro a techo:

A) Mb. Calizas Nodulosas de Casinos. Aflora con unos 5 m. de potencia y está formado por calizas grises (*packstones-wackestones*) y margas, terminando en una costra fosfática con concentración de fauna.



LEYENDA

- 1.- 2.- 3.- 4.- 5.- 6.- 7.- 8.- 9.- 10.- 11.- 12.- 13.- 14.- 15.- 16.- 17.-

FIGURA 3. Secuencias tipo del Lías.

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación cruzada de tipo festoneado 4.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y pequeña escala 5.—Rills 6.—Pliegues enterolíticos 7.—Ripples de oscilación 8.—Laminación de algas 9.—Porosidad fenestral 10.—Laminación de algas con láminas rotas 11.—Estratificación flaser 12.—Bioturbación 13.—Gasterópodos 14.—Lags bioclásticos 15.—Porosidad móldica de sales 16.—Tepes 17.—Estructura nodulosa.

Al microscopio son biomicritas y biopelmicritas ricas en Microfilamentos y Crinoides con Ostrácodos y/o Braquiópodos y/o Foraminíferos) que suelen tener entre el 30 y 60% de bioclastos, lo que les da aspecto de pelesparitas. Como accesorios constantes contienen cuarzo detrítico tamaño limo y glauconita.

Este miembro se ordena, de manera similar a la Fm. de Turmiel, en secuencias caliza-marga (fig. 4-b y c), pero en las que domina claramente el término carbonático. Presenta un carácter noduloso bien marcado y con frecuencia se encuentra bioturbación moderada. El término margoso superior contiene laminación de *ripple* y es frecuente la presencia de superficies ferruginosas a techo de secuencias.

Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente de plataforma externa submareal de baja energía.

B) Mb. intermedio (no definido formalmente). Su potencia es de unos 75 m. y se distinguen de muro a techo:

— Sesenta y cinco metros de calizas predominantemente micríticas (mudstone a wackestone), nodulosas, con juntas margosas que al microscopio son semejantes a las del Mb. Casinos, dando secuencias caliza-marga (fig. 4-b) o en menor proporción secuencias marga-caliza (fig. 4-c), en las que el término margoso suele contener laminaciones de *ripples*. La bioturbación es generalmente escasa y localmente pueden reconocerse *rills* bioclásticos. Hacia la parte media-alta de este tramo se intercalan niveles de calcarenitas no gradadas, constituidas fundamentalmente por crinoides. En conjunto se interpreta que el depósito de estos materiales ha tenido lugar en ambiente de plataforma externa o parte inferior del talud, bajo condiciones de relleno activo predominante.

— Cinco metros de calizas crema (*packstone-grainstone*). Este tramo se caracteriza por su contenido en esponjas en forma de copa que se organizan constituyendo montículos arrecifales de fango. Dentro de ellos puede distinguirse las facies del núcleo del montículo, masivas, y las facies de flanco constituidas por *packstones* a *wackestones* de fragmentos de esponjas. Las facies inter-montículos están representadas por secuencias caliza-margocaliza similares a las descritas en la fig. 4-b y c. Asimismo se encuentran capas de calcarenitas de crinoides. Estos depósitos se han sedimentado en un talud de suave pendiente bajo condiciones de baja energía.

— Seis y medio metros compuesto por calizas (*packstone-grainstone*) crema con nódulos de silex. Al microscopio son biomicritas ricas en restos de Esponjas, con «gravels» orgánicos en relación con Esponjas o su actividad, con Crinoides, Braquiópodos, Foraminíferos, Ostrácodos y escasos microfilamentos. La matriz está finamente recristalizada, lo que unido al carácter fragmentario de los bioclastos, les da apariencia de *packstones* e incluso *grainstones* de intraclastos (posiblemente representan floatstones). Hacia el techo hay glauconita como accesorio.

En este tramo predominan los cuerpos con morfología de barras y presentan una estructura interna de laminación cruzada a gran escala. Representan depósitos de alta energía de una plataforma somera en la que se desarrolla un importante cinturón de barras y canales.

— Ocho y medio metros de calizas grises (*mudstone-wackestone*), alternando con margas hacia la base y con calizas margosas hacia arriba. Contiene abundantes Cefalópodos, Braquiópodos y Lamelibranquios, a veces piritizados.

Al microscopio, estas calizas son semejantes a las del Mb. Casinos.

Se identifican laminaciones de *ripples*, especialmente visibles en los términos margosos de las secuencias caliza-marga, similares a las de la fig. 4-b, que pasan a tener un aspecto marcadamente noduloso, con bioturbación escasa hacia la parte superior. Representan depósitos de plataforma de baja energía.

C) Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío: Sobre el miembro anterior se apoya un nivel muy continuo regionalmente, de 0,35 m. de espesor constituido por oolitos ferruginosos y que contiene gran cantidad de fauna (Cefalópodos y Braquiópodos).

Al microscopio se trata de una biomicrita de oolitos (30-40%) ferruginosos cuya envoltura más externa es calcítica. La matriz está desigualmente recristalizada y teñida por OxFe.

Representan depósitos condensados que se han sedimentado en una plataforma de baja a moderada energía.

1.3.4.2. Grupo de facies oolíticas

Aflora en el resto de la hoja, encontrándose las secciones más completas en el SE (120 m. de calizas oolíticas en el corte de Casas de la Hondonada).

Se distinguen de muro a techo:

A) Mb. Calizas nodulosas de Casinos. Se han medido 15,5 m. de calizas micríticas (*mudstones*) en capas de 0,2 a 0,6 m., nodulosas, con costuras ferruginosas e intercalaciones margosas terminando con un nivel de concentración de fauna. Al microscopio son biomicritas con restos de Moluscos, Crinoides y Foraminíferos.

Las secuencias observadas son similares a las del corte de Moscardón (fig. 4-b y c), por lo que se le atribuye un ambiente de depósito de plataforma submareal de baja energía.

B) Mb. Intermedio (no definido formalmente). Se han medido 77 m. y en él se distinguen:

— Cincuenta metros de calizas oolíticas blancas y beige en capas de 0,3 a 5 m. de espesor, que al microscopio son intraoóparitas (oolitos y granos revestidos, gravels y restos de Crinoides oolizados).

A lo largo de todo el tramo se encuentran cuerpos con morfología de barras y canales en los que es frecuente encontrar una estructura interna constituida fundamentalmente por laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala (fig. 4-a). Su depósito se ha llevado a cabo en

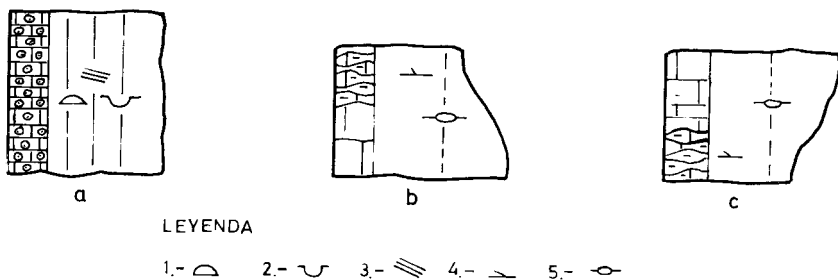


FIGURA 4. Secuencias tipo de la Fm. Carbonatada de Chelva: a) Facies oolíticas del Mb. Intermedio; b y c) Mb. Casinos.

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala 4.—Laminación de *ripples* 5.—Aspecto noduloso.

una plataforma somera de alta energía en la que tanto los canales como las barras se encuentran amalgamados.

— Veintisiete metros de calizas, fundamentalmente micríticas (*mudstones* a *packstones*) beige en capas de 0,5 a 1 m. que observadas al microscopio son intrabiopelmicritas, con esparita sintaxial sobre Crinoides y abundantes *gravels* orgánicos (algáceos o de esponjas).

La parte inferior de este tramo está constituida por cuerpos con morfología de barras y canales que contienen una estructura interna constituida por laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala organizadas en secuencias como la que muestra la fig. 4-a. Su depósito se ha llevado a cabo en una plataforma somera de alta energía.

En la parte media del tramo se identifican *ripples* en los términos de *packstones*. Esta parte intermedia representa depósitos de baja energía entre complejos de barras.

La parte superior del tramo es similar a la parte inferior.

C) Capa de Oolitos Ferruginosos de Arroyofrío. En el corte de Casas de la Hondonada se han medido 3 m. de potencia y presenta una gran concentración de fauna de Lamelibranquios, Braquiópodos y Cefalópodos.

Al microscopio está constituida por una biomicrita de Microfilamentos, con oolitos ferruginosos (10%) y OxFe impregnando tanto los bioclastos como la matriz.

Esta capa corresponde a depósitos concentrados sedimentados en una plataforma carbonatada en condiciones de baja velocidad de sedimentación.

En el corte de Casas de la Hondonada el tiempo representado en estas capas de oolitos ferruginosos es superior al que puede considerarse como usual y es comparable a la sección descrita por GOY, GOMEZ y BACELAR (1973) en el corte de El Negrón.

En los dos grupos de facies descritos la parte inferior está constituida por micritas fosilíferas con restos de Equinodermos, Moluscos, Ostrácodos, Radiolarios, Microfilamentos, espículas, Foraminíferos, Algas. Clasificamos: *Eothrix alpina* (LOMB), *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Nodosaria* sp., *Epistomina* (*Brotzenia*) sp., *Cornuspira* cf. *orbicula* (T. y B), *Ammobaculites* cf. *fontinensis* (TERQ.), *Ammodiscus* sp.

Estas microfacies caracterizan al Dogger inferior Aaleniense-Bajo-ciense.

En el grupo de facies oolíticas (corte de Casas de Hondonada) la fauna es abundante, con restos de: Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos, Serpúlidos, Briozoos y Foraminíferos. Clasificamos: *Protopenneroplis striata* WEYNSCH., *P. cribrans* WEYNSCH, *Trocholina alpina* LEUP, *Pfenderina* sp., *Nautiloculina* sp., *Ammobaculites* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Gaudryna* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., Asociación que caracteriza el Bathoniense.

En el corte de Moscardón, en la alternancia de margas y calizas situada por debajo de la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío se han identificado: Microfilamentos, Protoglobigerinas, Radiolarios, Lagénidos, Moluscos, Equinodermos, Algas. Clasificamos: *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Nodosaria* sp.

Microfacies del Calloviense inferior.

En esta serie la Edad de los niveles situados directamente debajo del oolito ferruginoso es Calloviense inferior, mientras que en el corte de Casas de la Hondonada es Bathoniense, por lo que en estos casos el nivel de oolitos ferruginosos representa la condensación Calloviense y Oxfordiense inf.

1.3.4.3. Mb. Calizas con Esponjas de Yatova

Sobre la Capa de Oolitos ferruginosos de Arroyofrío, se encuentran, tanto en el Corte de Casas de la Hondonada, como en el de Moscardón, unos 18 m. de calizas (*wackestones*) grises, nodulosas, con juntas margosas que se caracterizan por su contenido en esponjas planas, Lamelibranquios, Braquiópodos y Cefalópodos, siendo la uniformidad de las microfacies muy constante.

Litológicamente, son biomicritas, ricas en gravels orgánicos en relación con Esponjas, algo ferruginosas y restos de Ostrácodos y Crinoides. Puede contener glauconita accesorio.

Regionalmente (IGME, 1982) contiene estructuras de gran escala en cuyas zonas protegidas se desarrollarían pequeñas bioconstrucciones de esponjas.

Algunos autores opinan que el depósito del Miembro calizas con esponjas de Yátova tuvo lugar sobre grandes extensiones de la plataforma externa (*Outer shelf*), de relieve casi plano y por debajo del nivel

de base del oleaje. Para otros (IGME, 1982), la sedimentación de al menos una parte de la unidad pudo llevarse a cabo a una profundidad de unas decenas de metros y en algunos puntos dentro de la zona fótica.

En las muestras recogidas en los cortes citados se han reconocido: restos de espículas de Esponjas, Belemnites, Moluscos, Ostrácodos, Equinodermos, Microfilamentos, Protoglobigerinas, *Lenticulina* sp., *Epistomina* (*Brotzenia*) sp., *Dentalina* sp., *Astacolus* sp., *Spirillina* sp., *Nubecularia* sp., *Paalzowella* sp. En la parte superior se intercalan margas con: *Saracenaria phaedra* TAPP, *Lenticulina quenstedti* (GUMB.), *L. subalata* REUSS, *Spirillina* aff. *polygyrata* GUMB., *Trochammina squamata* J. Y P., Ammonites, Braquiópodos.

Las microfacies y la microfauna junto con los Ammonites estudiados en estos niveles en la Cordillera Ibérica confirman la edad Oxfordiense superior.

1.3.5. Fm. Margas de Sot de Chera. Fm. Margas de Frías de Albarracín. (13). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense

Esta unidad aflora en el ángulo nor-oriental de la hoja formando una estrecha banda en la zona de El Vallecillo.

Geomorfológicamente se caracteriza por dar un tramo blando por encima de los materiales de la Fm. Carbonatada de Chelva y generalmente se encuentra cubierta por vegetación.

Ha podido ser estudiada parcialmente en las columnas de Moscardón, Casas de la Hondonada y en la de Pista de Moscardón-Frías de Albarracín.

En los dos primeros cortes se han medido respectivamente 15 m. y 17 m. de margas gris-oscuro-negro con gran cantidad de Ammonites piritosos de pequeño tamaño, *Aptychus* y Belemnites. Estos tramos basales corresponden a la Fm. Margas de Sot de Chera.

En el corte de Casas de la Hondonada se sitúan directamente encima mediante contacto discordante los materiales detríticos de facies Utrillas.

La columna de la Pista de Moscardón a Frías de Albarracín corta únicamente los niveles superiores de la Fm. Margas de Frías de Albarracín, por lo que para su descripción se tienen en cuenta datos de las hojas vecinas. Así, en la hoja de Tragacete el espesor de la formación oscila entre 60 y 75 m. y está compuesta de margas limolítico-arenosas micáceas gris oscuro con intercalaciones decimétricas de areniscas micáceas ocreas y niveles también decimétricos de calizas arenosas con oolitos.

En la columna levantada se cortan por debajo de la Fm. superior 7 m. de margas grises y negras con oolitos dispersos y con intercalaciones centimétricas de calizas oolíticas en la parte superior. Son frecuentes los restos carbonosos. Las intercalaciones de areniscas son de geometría lenticular con base canalizada que puede presentar *flute cast* y/o deformaciones por carga. Internamente presentan laminación cruzada en surco, de *ripples* de corriente o aspecto masivo.

Según algunos autores estos materiales se interpretan como depósitos de plataforma externa (abierta) y para ellos las areniscas corresponderían a depósitos de carácter turbidítico (turbiditas distales), pero otros autores (IGME, 1982) opinan que la Fm. Margas de Sot de Chera se depositó en un ambiente de plataforma restringida, con al menos ocasionales periodos de emersión y posible influencia de agua salobre.

En la Fm. Margas de Sot de Chera (cortes de Moscardón y de Casas de la Hondonada) los levigados contienen abundantes microfósiles principalmente, Ostrácodos y Lagénidos, entre ellos destacamos: *Cytherella suprajurassica* OERTLI, *Galliaecytheridea* aff. *pastrotundra* OERTLI, *Monoцерatina stimulea* SCHWAG., *Lenticulina quenstedti* GUMB, *Lenticulina polonica* WISN, *Epistomina (Crotzenia) stelligera* (REUSS), *Epistomina (Brotzenia) mosquensis* WHLIG.

Es una asociación característica del Oxfordiense superior.

En el corte de la Pista de Moscardón a Frías de Albarracín las margas levigadas contienen : abundantes restos de Ostrácodos, Lagénidos, Equinodermos y Moluscos. Clasificamos: *Astacolus tricarinnella* REUSS, *Citharina* aff. *flabellata* (GUMB.), *Planularia filosa* TERQ., *Lenticulina quenstedti* (GUMB.), *L. subalata* REUSS, *L. munsteri* (ROEM.), *Conicospirillina* aff. *Trochoides* (BERTHELL.), *Spirillina amphelictica* LOEB. y TAPP., *Eoguttulina* aff. *oolítica* (TERQ.), *Trochammina* sp., Ostrácodos como: *Echuleridea triebeli* (STEG.), *Galliaecytheridea* aff. *postrotundra* OERILI.

Asociación microfaunística del Kimmeridgiense inf.

1.3.6. Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. (14). Kimmeridgiense superior-Portlandiense

Esta unidad aflora en el ángulo NE de la hoja (zona de Moscardón); formando una franja estrecha en la zona de El Vallecillo y un afloramiento reducido en El Villarejo.

Morfológicamente corresponde al escarpe que destaca sobre la unidad anterior.

Frecuentemente sobre estos materiales se sitúa la Fm. Utrillas en contacto erosivo y el techo acostumbra a estar cubierto, por lo que no se han podido levantar series completas.

Se ha estudiado en la columna de la Pista de Moscardón a Frías de Albarracín, donde se han medido 50 m. de potencia.

En ella se distinguen tres tramos fundamentales:

— Un tramo inferior formado por 12 m. de calizas oolíticas algo margosas en capas irregulares y con juntas margosas. Contiene Lamelibranquios y Braquiópodos, además de restos vegetales carbonosos.

— Un tramo intermedio constituido por 10,5 m. de calizas oolíticas en capas irregulares de 10 a 60 cm. con intercalaciones margosas decimétricas. Abundan los restos carbonosos.

— Un tramo superior formado por 25 m. de calizas oolíticas en capas irregulares de 10 a 60 cm. con juntas margosas.

La bioturbación es importante en todos los tramos, siendo total hacia el techo del tramo superior.

Litológicamente, en su base es una oobiomocrita, con 45% de oolitos calizos, simples y complejos (de elaboración algácea en muchos casos) en una matriz de arcilla (15%) limolítica (15%) y dolomítica (20%). Cristales de dolomía de tamaño fino y medio.

Hacia la parte superior es una intraoesparita, con oolitos (55%) bien desarrollados, algunos con núcleos de cuarzo y otros complejos por acción algácea. Los restos fósiles están intraclastados u oolitizados.

En la hoja vecina de Tragacete, donde ha sido posible realizar series completas, sobre los 50 m. equivalentes a los anteriores se han medido 30 m. caracterizados por la presencia de terrígenos en la base del tramo y calizas con oolitos, algas calcáreas y coralaris a techo.

El equivalente del último tramo aflora en malas condiciones de observación en El Villarejo y El Vallecillo (molino de S. Pedro). Corresponde en la primera localidad a calcarenitas con gran cantidad de *algal balls* y en la segunda a calizas bioclásticas con púas y fragmentos de *Cydaridos* y *algal-balls*, así como restos de coralaris.

Los materiales correspondientes a esta unidad se interpretan como depósitos de plataforma somera con episodios de barras y construcciones arrecifales.

Las calizas cortadas en la serie de la Pista Moscardón-Frías contienen restos de Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos y Foraminíferos de los que clasificamos: *Conicospirillina basiliensis* (MOHL.), *Protopenelopis striata* WEYNSCH., *Pseudocyclammina* sp., *Epistomina (Brotzenia)* sp. y Ataxophragmidos.

Por levigación de las intercalaciones arcillosas se encuentran: *Lenticulina munsteri* (ROEM.), *Spirillina infima* (STRICK), *Trochammina squamata* J. y P.

La edad por microfósiles es de Kimmeridgiense medio-superior.

1.3.7. Areniscas y limos rojos. (15). Portlandiense

Afloran siempre muy recubiertos en la zona de Moscardón y formando una estrecha banda de dirección NW-SE que va desde El Vallecillo hasta el límite W de la hoja.

No se ha podido levantar ninguna columna.

La unidad está constituida por arcillas y limos rojizos con intercalaciones de areniscas grises. Están compuestas por granos de tamaño fino a medio (200-400 μ m), subangulosos, con 45% de cuarzo, 15% de feldespato potásico (con los bordes corroídos por el cemento), 10% de carbonatos (fragmentos de fósiles, oolitos, intraclastos, etc.) y 30% de cemento de calcita. Contienen además turmalina, moscovita y quizá granate.

Regionalmente (hojas 26-23: Terriente y 25-22: Tragacete) contienen además intercalaciones de calizas arenosas con oolitos y Ostreidos.

Según los datos de dichas hojas representan la base el tránsito Jurásico-Cretácico y se les atribuye un ambiente de plataforma somera.

1.4. CRETACICO

El Cretácico de la hoja de Zafrilla y zonas próximas ha sido estudiado por RIBA (1959), BUFFET (1968), VIALARD (1966-1973), MELENDEZ (1971-1972), RAMIREZ *et al.* (1972 y 1974) MELENDEZ *et al.* (1972-1974), N. MELENDEZ (1982), CAPOTE *et al.* (1982), Informe del IGME (1982), VILAS *et al.* (1982) y ALONSO *et al.* (1982), así como las hojas geológicas MAGNA de Tragacete y Terriente (IGME, 1982).

Se diferencian el ciclo inferior del Cretácico (Facies Weald) y el superior del Cretácico (RAMIREZ *et al.* 1974) que se inicia en la base de la Fm. Arenas de Utrillas y termina con el Paleógeno discordante sobre el Cretácico terminal.

Los principales afloramientos se sitúan en las áreas sinclinales formando bandas de dirección NW-SE y en la zona Nor-Oriental de la hoja.

1.4.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado. Facies Weald. (16). Barremiense-Albiense inferior

Aflora fundamentalmente en el sector central de la hoja formando estrechas bandas de dirección aproximada NW-SE.

Se apoya en contacto discordante sobre los materiales que van desde el Lías superior al Portlandiense.

Geomorfológicamente da un «blando» cuando se apoya sobre el Dogger.

El conjunto de esta mitad más la Fm. Calizas de la Huerguina, descrita en el apartado siguiente, ha sido denominado «Wealdense» por VIALARD (1973) y «Facies Weald» por MELENDEZ (1972) y MELENDEZ *et al.* (1974).

La Formación Arenas y Arcillas del Collado, en la hoja de Zafrilla se encuentra siempre muy recubierta por lo que no ha sido posible realizar ningún corte y su descripción se hace por observaciones puntuales y utilizando los datos de hojas vecinas.

En la base de la formación suele existir un conglomerado de cantos calcáreos y de cuarcita de menos de 5 m. de potencia. Sobre estos conglomerados se sitúan unas arenas ocreas con estratificación cruzada de surco y limolitas y arcillas rojas y ocreas.

Estos materiales se interpretan como depositados en un medio fluvial de baja sinuosidad.

Sobre esta formación (o sobre la unidad 17, Fm. Calizas de la Huerguina, que se acuña lateralmente con cierta rapidez) se encuentran unas areniscas blancas de grano grueso con cantos dispersos y con intercalaciones de arcillas rojizas que localmente pueden ser carbonosas.

Esta unidad englobaría a la Fm. Arcillas de Contreras y el Mb. Arenas y arcillas del Bural de VILAS *et al.* (1982) en MELENDEZ, N. (1982).

Por consideraciones de tipo regional, al menos la parte inferior de esta unidad superior podría considerarse como equivalente lateral de la formación Lignitos de Escucha de AGUILAR *et al.* (1971) y sus materiales se interpretan en las hojas vecinas como depositados en un medio fluvial de baja sinuosidad y carácter efímero, con desarrollo local de pantanos y turberas.

1.4.2. Fm. Calizas de La Huérguina. Facies Weald. (17). Barremiense

Afloran muy recubiertas en la zona Sur-Oriental de la hoja localizadas en bandas muy estrechas que se acuñan rápidamente hacia el NW y el SE.

Morfológicamente representan un resalte que destaca entre los materiales de la unidad inferior y la superior.

No ha podido realizarse ningún corte en el ámbito de la hoja y para su descripción se recurre a datos puntuales de muestras sueltas y a las hojas vecinas.

Son calizas micríticas, a veces arenosas, que en la base contienen niveles de oncolitos y al microscopio se trata de biomicritas con un 30% de restos de algas caráceas, moluscos y ostrácodos.

En la zona de La Huérguina donde se ha definido el corte tipo (hoja 25-24, Cañete) se distinguen de muro a techo:

— Cuarenta y cinco metros de limos rojos y grises con intercalaciones decimétricas de calizas *wackestone-packstone* con caráceas y oncolitos. Presentan niveles de «cantos negros» y la base en contacto con el Jurásico puede incluir localmente un nivel conglomerático.

MELENDEZ, N. (1982) interpreta este tramo como depósitos correspondientes a amplias llanuras palustres con desarrollo de procesos pedogenéticos, zonas lacustres de relativamente poca importancia y pequeños canales efímeros surcando la llanura.

— Veintiocho y medio metros de calizas (*wackestone-packstone*) algo arenosas, en bancos de 0,2 a 1 m. de espesor alternando con niveles de arcillas y margas verdosas. En la parte inferior predominan las margas y existe un pequeño nivel de arena amarillenta intercalado.

Al microscopio, las calizas son biomicritas con una alta proporción de algas (50-60%) que confieren a la roca un aspecto pseudocalcarenítico. Predominan las algas filamentosas, incrustantes y pseudopisólíticas.

Estas calizas presentan laminaciones de origen estromatolítico a veces con las láminas rotas y abundantes huellas de carga, en ocasiones relacionadas probablemente con huellas de pisadas de Dinosaurios.

Son abundantes los restos carbonosos. La secuencia representativa está formada por calizas en la base, la siguen margas y arcillas y terminan en delgados niveles ligníferos.

— Veinticinco y medio metros de calizas (*mudstone, wackestone y packstone*) con juntas arcillosas y margosas. Presentan niveles de cantos negros y una intercalación de 2 m. de areniscas amarillentas canalizadas.

Litológicamente las calizas son biomicritas de algas. Las areniscas son microconglomeráticas con granos de cuarzo subredondeados (30%), Feld. K (20%) y cemento de dolomita ferrosa en cristales subidiotrópicos.

— Treinta y seis metros de calizas (*mudstone-wackestone*) alternando con arcillas y margas rojas, verdes y grises. En la base las calizas contienen pirita y algunos niveles arcillo-margosos presentan procesos de edafización y huellas de raíces.

Petroológicamente, las calizas son biomicritas de algas con predominio de caráceas y ostrácodos sobre las algas filamentosas.

Estos tres tramos superiores de la Fm. podrían interpretarse como depositados en llanuras de tipo palustre-lacustre con lagos carbonatados someros y zonas palustres no inundadas permanentemente por los que discurrirían canales con transporte de siliciclásticos o materiales calcareníicos y desarrollo de suelos hidromorfos (niveles nodulizados). Asimismo la presencia de algún nivel con fauna salobre (pequeños ostreidos y miliólidos) hace suponer una relativa proximidad a la costa y eventuales comunicaciones con el mar.

En toda la Fm. son abundantes los restos de Caráceas, Cianofíceas y Clorofíceas. En la columna de La Huerquina se han identificado: *Atopochara trivolvis triqueta* GRAM, *Atopochara trivolvis trivolvis* (sólo a techo de la formación), *Globator trochiliscoides* GAMB, *Embergella* aff. *cruciata* GRAM. (a techo), *Clavatorires* sp., *Cypridea rotundata* AND, *Cypridea indigens* AND, *Theriosynoecum* aff. *fittoni* (MANT), *Darwinula leguminea* sp. (FORBES).

Las Caráceas datan estos materiales como Barremiense (inferior y superior) pudiendo pertenecer los últimos metros al Aptiense ya que la evolución de *Atopochara trivolvis triqueta* a *Atopochara trivolvis trivolvis* marca el paso Barremiense-Aptiense.

1.4.3. Fm. Arenas de Utrillas. (18). Albiense

Aflora en diversos puntos de la hoja, excepto en el sector Sur-Occidental. Forma estrechas bandas que se apoyan discordantemente sobre los materiales de facies Weald o sobre distintos términos de la serie del Jurásico medio y superior.

Geomorfológicamente representa un «blando» bajo el resalte formado por los materiales carbonatados del Cenomaniense, que destaca especialmente cuando la base se apoya sobre la Fm. Carbonatada de Chelva o sobre la Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas.

La Fm. Arenas de Utrillas ha sido estudiada parcialmente en la columna del Cerro Morrón, al SW de Zafrilla, en la que se han medido

unos 90 m. de arenas blancas o amarillentas de grano medio a grueso, caoliníferas, con delgados niveles de cantos de cuarzo y algunos niveles de arcillas rojizas. Hacia la parte superior son abundantes los restos vegetales limonitizados y costras ferruginosas, encontrándose también niveles de arcillas carbonosas con *linsen* de arena blanca de grano fino, el mayor de los cuales (el más superior) tiene 1 m. de potencia.

Litológicamente y hacia la base son arenas sin cementar, de grano medio, algo limolíticas, formadas por granos subangulosos de cuarzo (90%) y feldespatos potásico (10%) alterado. Aparecen pequeñas reliquias de caolinita pegadas a los bordes de los granos.

En los primeros 67 m. predominan los *sets* de estratificación cruzada de tipo surco, con bases erosivas y quizá canalizadas a gran escala que pueden contener niveles de cantos distribuidos horizontalmente o según láminas de los surcos.

Las paleocorrientes medidas indican una dirección de aportes hacia el SSE con muy poca dispersión.

Este tramo contiene niveles lenticulares de arcillas rojovinoso de espesores decimétricos que enmascaran en parte a las arenas.

En las arenas del tramo superior se observan *sets* de laminación cruzada predominantemente de tipo surco y escala métrica, pudiendo existir algunos *sets* de laminación cruzada de tipo planar. Las bases de ambos tipos son erosivas. En este tramo abundan los restos vegetales ferruginizados de gran tamaño que pueden provocar encostramientos locales.

Las paleocorrientes medidas en laminaciones cruzadas indican una dirección de aportes hacia el SSE con muy poca dispersión.

Las intercalaciones de arcillas carbonosas (se han localizado hasta seis con *linsen* de arena de grano fino) pueden tener una extensión lateral de orden kilométrico y su espesor varía entre 0,1 y 1 m. (la más gruesa situada a techo de la formación).

El tramo inferior se interpreta como depositado en una llanura aluvial arenosa generada por sistemas fluviales *braided* de baja sinuosidad y el tramo superior como sedimentado en una llanura costera en la que algunos autores opinan que dominarían las facies fluviales *braided*, mientras que otros autores interpretan que se habría depositado en un sistema de deltas de tipo destructivo por acción de mareas (CAPOTE *et al.* 1982).

A la Fm. Arenas de Utrillas (dada su ausencia de fauna) se le atribuye una edad Albiense por relaciones verticales con los materiales inferiores y superiores y por consideraciones de tipo regional, pudiendo los niveles superiores pertenecer al Cenomaniense inferior.

1.4.4. Fm. Calizas de Aras de Alpuente. (19). Cenomaniense inferior

Aflora en el sector central de la hoja sobre los materiales de la Fm. Arenas de Utrillas, perdiendo potencia progresivamente hacia el N. (en parte por paso lateral a la Fm. inferior) hasta acuñarse por completo.

Hacia el E. pasa lateralmente a la Fm. Arenas, Arcillas y Calizas de Sta. María de las Hoyas, y hacia el S. (hoja 25-24, Cañete) aumenta su potencia, habiéndose medido 30 m. en la zona de La Huerguina.

Geomorfológicamente produce un resalte sobre la Fm. de Utrillas y bajo la Fm. Margas de Chera.

Ha sido estudiada en las columnas de Zafrilla y El Morrón en las que se han medido 15 m. de calizas arenosas y bioclásticas con intercalaciones margosas.

Litológicamente, en la base está formada por dolomías ferruginosas de textura idiotópica, con OxFe intra e intercristalinos. Granos dispersos de tamaño grueso y morfoscopia SA-SR de cuarzo (20%) y feldespatos potásico (10%) alterados. Presentan zonas de recristalización irregular asociadas a fracturas con movilización de óxidos de hierro.

Desde la parte media hacia arriba son biomicritas de Equinodermos y Lamelibranchios, muy ricas en glauconita (20%) con granos dispersos de cuarzo (10%) y feldespatos potásico (tamaño grueso, subredondeados). Son rocas bandeadas, con bandas de dolomitización incipiente y otras bandas de dolomitización total, con cristales gruesos idiotópicos de dolomita ferruginosa.

En el perfil de Zafrilla sólo se identifica la parte superior de la formación en que se observa una parte basal de calizas arenosas con bioclastos de ostreidos e intercalaciones margosas, sobre el que se sitúa un conjunto de cinco secuencias compuestas por:

- Un término inferior de calizas con ostreidos.
- Un término medio de caliza arenosa glauconítica con algo de bioturbación.
- Un término superior de caliza margosa con ostreidos y bioturbación abundante.

En la fig. 5-a se muestra un esquema de la secuencia tipo.

La Fm. Calizas de Aras de Alpuente se interpreta, en esta zona, como depositada en una plataforma interna con importante influencia de terrígenos. En su parte superior (zona de Zafrilla) se presentan características de construcción de barras, pequeños canales con acumulación de bioclastos y zonas más tranquilas, todo ello en medios sub a intermareales.

En los materiales de la Fm. Calizas de Aras de Alpuente se han reconocido restos de Ostreidos, Ostrácodos, Moluscos, Equinodermos, Serpúlidos, Foraminíferos entre los que clasificamos: *Orbitolina* gr. *cóncava* (LAM.), *Neoiragia convexa* DAN, *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Nezazata simplex* OMARA, *Trocholina alpina* LEUP, *Pseudocyclamina rugosa* (D'ORB.), *Daxia cenomana* CUV. y SZAK., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Haplophragmium* sp., Discorbidos, Miliólidos y Algas como: *Neomeris pfenderae* KON y EPIS, *Boueina pygmaea* PIA, *Triploporella fraasi* STEIN, *Permolcalculus innopinatus* ELLIOT, *Halimeda* sp.

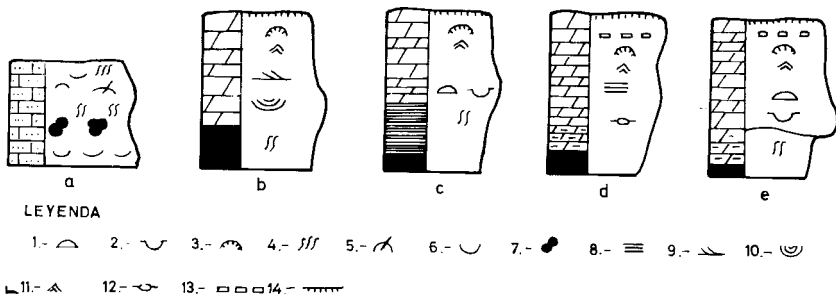


FIGURA 5. Secuencias tipo de las Formaciones Calizas de Aras de Alpuente (a), Dolomías de Alatoz (b) y Dolomías tableadas de Villa de Ves (c, d, e).

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación de algas 4.—Bioturbación 5.—Ostreidos fragmentarios 6.—Ostreidos 7.—Glaucónita 8.—Laminación paralela 9.—Ripples de corriente 10.—Laminación cruzada de tipo festoneado 11.—Ripples de oscilación 12.—Estratificación nodulosa 13.—Laminación de algas con láminas rotas 14.—Costra ferruginosa.

1.4.5. Fm. Arenas, arcillas y calizas de Santa María de Las Hoyas. (20). Albiense superior-Cenomaniense inferior

Aflora en el sector oriental de la hoja y morfológicamente da lugar a resaltes y relieves de tipo mesas o muelas.

No se ha levantado en el ámbito de la hoja de Zafrilla ninguna serie que la corte, por lo que se toma patrón la del sector de Moscardón (hoja 26-23, Terriente).

En la Carretera de Moscardón se han medido 70 metros, sin llegar a la base, habiéndose distinguido los siguientes tramos:

- Veinte metros de limos, arenas finas, areniscas calcáreas y calizas arenosas (packstones) con Ostreidos (intrabiosparitas arenosas con 20% de cuarzo y 5% de feldespato potásico).
- Diez metros de arcillas calcáreas gris-verdosas.
- Diez metros de calcarenitas bioclásticas (*grainstones*) con abundantes bioclastos, graveles algáceos y cemento de micrita.
- Quince metros de arcillas calcáreas verdes, calizas detríticas (*packstones*) con glauconita y una superficie ferruginosa a techo.
- Quince metros de alternancia de calcarenitas bioclásticas y oolíticas (*grainstones*) y calizas micríticas (*wackestones*) con bioclastos de moluscos y una nueva superficie ferruginosa terminal.

Su base es diacrónica ya que viene marcada por la aparición de los primeros niveles con Ostreidos, que se acuñan lateralmente en el techo de la Fm. Arenas de Utrillas. Así localmente la unidad comienza con

niveles de margocalizas detríticas con Ostreidos a los que siguen 10-20 m. de arenas caoliníferas de tipo Utrillas, situados por debajo de los niveles antes descritos. Así podemos considerar que la potencia total es del orden de 90-100 metros.

Las facies de arenas caoliníferas son semejantes a secuencias de la Fm. Arenas de Utrillas y se interpretan como depósitos transicionales de tipo fluvio-deltaico sometidos a la acción de las mareas.

Las facies de areniscas calcáreas, calcareníticas arenosas forman cuerpos lenticulares con superficies de reactivación y estratificación cruzada planar, mientras que los limos y arenas intercalados presentan *ripples* y ocasionalmente estratificación *flaser*. Se interpretan como depositados en un ambiente litoral mixto terrígeno carbonatado (barras submareales y depósitos de llanura de marea).

Las margas grises y arcillas calcáreas verdes se interpretan como depósitos de plataforma interna.

Las calcarenitas bioclásticas presentan estratificación cruzada planar y se interpretan como barras (*shoals*) dentro de una plataforma interna somera sometida a corrientes mareales y oleaje.

Las calcarenitas y calizas superiores se distribuyen en secuencias de energía decreciente formadas en la base por *packstones-grainstones* con estratificación cruzada planar a las que siguen *mudstones-wackestones* nodulosos bioturbados. Se trata de depósitos de una plataforma interna somera carbonatada, probablemente submareales (barras y depósitos de zonas protegidas entre barras ?).

Las areniscas calcáreas y calizas arenosas con Ostreidos contienen: *Nezzazata simplex* OMARA, *Orbitolina* (no identificable), *Haplophragmium*, *Ditaxia* y *Quinqueloculina*.

Las arcillas calcáreas verdes inferiores han proporcionado: *Atopochara multivolvis* PECK, *Porochara*, *Charentia cuvillieri* NEUM, *Schuleridea* y *Dolocytheridea*.

Las calcarenitas bioclásticas tienen secciones de: *Orbitolina cóncava* (LAM.), *Orbitolina* (M.), *Axana aperla* (ERMAN), *Neoiragia convexa* DANIL, *Daxia cenomana* CUV y SZAK, *Pseudocyclammia rugosa* D'ORB, *Quinqueloculina*. *Haplophragmium*, *Boueina pygmaea* PIA y *Neomeris pfenderae* KON y EPIS, las intercalaciones de arcillas calcáreas verdes, contienen además de Orbitolinidos, los Ostrácodos: *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cytheresis forutenensis* DAM, *C. cf. cladechensis* DAM, *Dolocytheridea*, *Schuleridea* y *Platycythereis oertlii* (BAB).

La unidad tiene una edad Cenomaniense pudiendo corresponder al techo del Albiense (Vraconiense) los niveles inferiores de areniscas calcáreas y se considera como el equivalente lateral hacia el Este de las formaciones de Aras de Alpuente, Margas de Chera y Dolomías de Alatoz que se describen en el apartado siguiente. Ver Fig. 6.

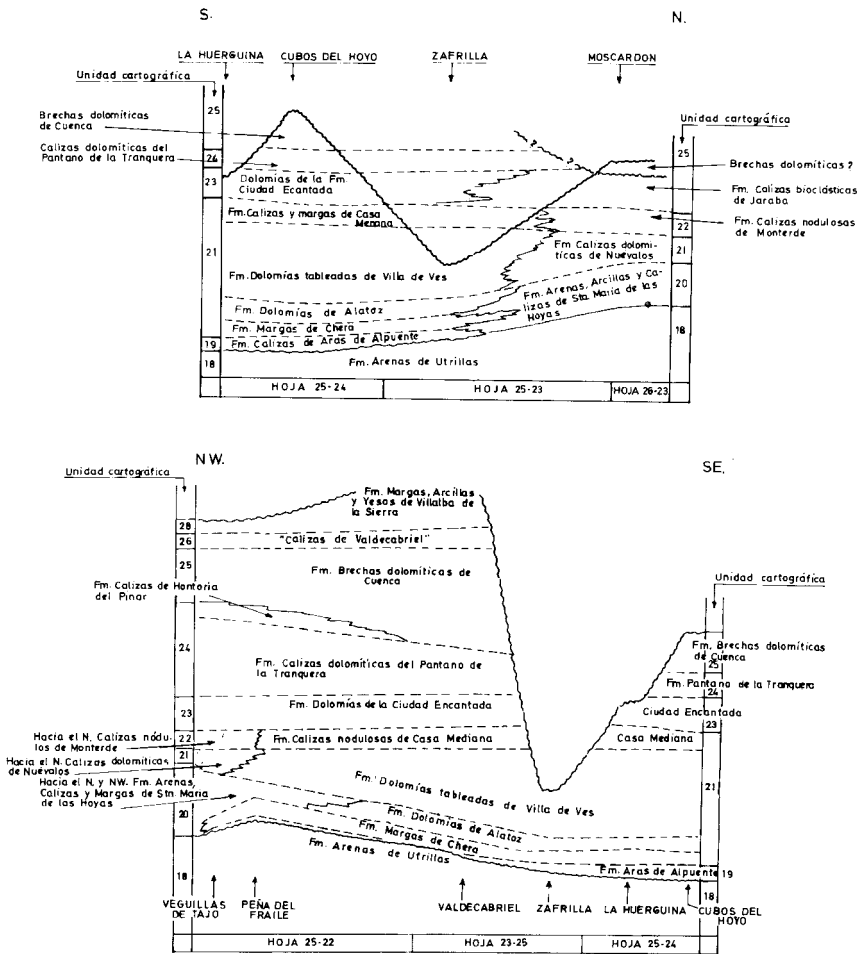


FIGURA 6. Relaciones verticales y laterales de las Formaciones del Cretácico superior.

1.4.6. Dolomías tableadas y masivas. Arcillas verdes en la base y calizas nodulosas a techo. (21). Cenomaniense-Turonense inferior

Esta unidad aflora muy repartida en el ámbito de la hoja. Geomorfológicamente produce crestas complejas.

Comprende cinco formaciones, que por sus características litológicas y calidad de los afloramientos no ha sido posible distinguir en la carto-

grafía. Estas formaciones se relacionan entre sí en sentido lateral y en vertical. Para una mejor comprensión de estas relaciones espaciales, así como su situación respecto a otras unidades cartográficas se acompaña la fig. 6.

Aunque no ha sido posible levantar ninguna serie completa, para la descripción de los materiales se toman como patrón del sector occidental de la hoja las secciones de Zafrilla y Barranco de los Cubos del Hoyo (Hoja 25-24, Cañete) y para el sector oriental se toma la sección de la Carretera de Moscardón (Hoja 26-23, Terriente).

1.4.6.1. Sector occidental

De abajo a arriba esta unidad cartográfica se caracteriza por:

— Veinte metros de margas verdes que pueden contener alguna intercalación dolomítica (columna de Bco. de los Cubos del Hoyo) o de areniscas amarillentas de aspecto masivo en la base (corte de Zafrilla), y ostras dispersas. Examinadas al microscopio son de grano fino, subanguloso, con un 35% de cuarzo, felds alterados (15%) y cemento de dolomita ferrosa, en cristales zonados con calcita. Posibles restos dolomitizados de Lamelibranchios. Microestratificación paralela; OxFe intercrystalinos en el cemento y, como minerales accesorios, turmalina y rutilo.

El ambiente de sedimentación correspondería a medios de llanura mareal fangosa con algunos canales pequeños (tramos calcáreos con *ripples*, etc.) que pasaría a un *lagoon* protegido. En estos canales se daría la abundancia de glauconita y la presencia de Ostreidos (tanto en niveles como sueltos), generalmente arrastrados, siendo frecuente la bioturbación en los fondos.

Las margas contienen: *Flabellamina alexanderi* CUSH., *Flabellamina magna* ALEX y SMITH, *Haplophragmoides glaber* CUSH y WAT., *H. cushmani* LOEB y TAP y Ostrácodos como: *Cythereis* aff. *praetexta* DAM, *Platycythereis* aff. *minuta* DAM., *Dolocytheridea bosquetiana* (JON. y HINDE), *Cytherella parallela* (REUSS), *Cytherella ovata* (ROEM).

Este tramo corresponde a la Fm. Margas de Chera de VILAS *et al.* (1982) equivalente lateral hacia el S y W de la Fm. de Sta. María de las Hoyas y aquí tiene una edad Cenomaniense inf. pudiendo corresponder los niveles inferiores al techo del Albiense.

— Veinte-veinticinco metros de dolomías bien estratificadas con algunas intercalaciones de margas dolomíticas o dolomías margosas, que hacia la base son biomicritas ricas en restos de Lamelibranchios, Equinodermos y Foraminíferos, ligeramente dolomitizadas, con orientación paralela de los bioclastos.

En las columnas de La Huerguina y Cubos del Hoyo presenta la base bioturbada y secuencias compuestas por:

— Un término basal bioturbado.

- Un término con estratificación cruzada de surco.
- Un término con laminaciones de algas y *ripples*.
- Costra ferruginosa a techo.

En el perfil de Zafrilla la ordenación de secuencias no parece tan patente como en las otras dos, aunque se encuentran las mismas estructuras. En la fig. 5-b se muestra un esquema de la secuencia tipo.

Se interpreta que la sedimentación de este tramo tuvo lugar en una plataforma carbonatada interna, somera, con desarrollo de barras y pequeños canales que pasan a medios intermareales (algas, *ripples*) con etapas frecuentes de interrupciones en la sedimentación que provocan encostramientos.

En la base se han reconocido: *Nummuloculina* cf. *heimi* BONET, *Pseudedomia?* aff. *dorimensis* REUSS, HAM y ECKER, *Trochospira auni-melechi* HAM y entre los planctónicos *Heterohelix* sp. y *Hedbergella* sp.

Por la potencia de los materiales y su situación estratigráfica, este tramo se corresponde con la Fm. Dolomías de Alatoz de VILAS *et al.* (1982), que sería equivalente lateral en el S y SW de la Fm. de Sta. María de las Hoyas.

— Cien metros de dolomías tableadas con intercalaciones margosas de las que en el perfil de Zafrilla solamente se han podido medir 55 m. por encontrarse el techo cubierto.

Estudiados al microscopio, estos materiales son dolomías compactas, con texturas hipidiótópicas a xenotópicas, de grano fino a medio, algunas con bandeado cristalino (hacia la base) y sombras de fósiles.

En alguna muestra se aprecia como la dolomía procede de la recristalización de una dolomicrita pues quedan reliquias de la textura primitiva en forma de gravels irregulares, con «fantasmas» de Moluscos (20%) calcitizados.

Generalmente se organizan en secuencias compuestas por:

- Término bioturbado en la base.
- Término con estratificación cruzada.
- Término con *ripples* y laminaciones algales, incluyendo estromatolitos.
- Costra ferruginosa.

Una secuencia completa correspondería un término margoso basal con *wavy bedding* sobre el que se situarían niveles de laminación paralela, laminación algal, *ripples* de olas, niveles estromatolíticos de pequeña talla y un encostramiento ligeramente ferruginoso a techo. Ocasionalmente se encuentran láminas rotas, grietas de desecación, *tepees* y bases de los estratos canalizados.

En la fig. 5-c, d, e se esquematizan las secuencias tipo.

Se interpretan estos materiales correspondientes a una sedimentación de carácter litoral en medios fundamentalmente intermareales con estadios submareales así como supramareales.

Se encuentran ordenados en secuencias *shallowing upward* en las que los términos submareales (no siempre presentes) corresponderían a tramos masivos o margosos, los términos intermareales (los más frecuentes) estarían representados por la estratificación cruzada, laminación algal, *ripples* y los términos supramareales (poco frecuentes) corresponderían a los tapices algales deformados, con láminas rotas y brechas de desecación.

Localmente (perfil de Zafrilla) se encuentran términos canalizados. Hacia el techo se han reconocido: *Nezzazata* cf. *simplex* OMARA y *Bicóncava* cf. *bentori* HAM y S. MARC.

La edad por microfauna es Cenomaniense medio-superior y el tramo corresponde a la Fm. Dolomías Tableadas de Villa de Ves definida por VILAS *et al.* (1982), equivalente hacia el S y SW de la Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos.

— Veinte-veinticinco metros de calizas nodulosas, micríticas (*wackestone-mudstone*) con restos de fauna, bioturbados que incluyen pirita y tienen un contenido variable en la proporción de marga.

En el Bco. de los Cubos del Hoyo se aprecia una ordenación de secuencias en las que aumenta hacia el techo el contenido en margas.

Estas secuencias se componen de:

- Término masivo o ligeramente noduloso en la base.
- Término con estratificación cruzada.
- Término con laminación *wavy*.
- Término de caliza nodulosa con aumento del contenido en marga y estratificación lenticular.

El espesor de las secuencias es del orden de 3 a 5 m.

En la fig. 7-a puede verse un esquema de la secuencia tipo.

Se interpreta que la sedimentación de estas calizas y margas tiene lugar en una plataforma abierta (existen foraminíferos planctónicos y la formación es nodulosa). La existencia de secuencias con estructuras de corriente, el aumento del contenido en marga, así como la presencia de estratificación lenticular ponen de manifiesto la presencia de corrientes que arrastrarían pequeñas cantidades de terrígenos finos.

Este tramo tiene un abundante contenido faunístico. Se reconocen fragmentos de Rudistas y Equinodermos, restos de Ostrácodos y Espículas de esponjas. Además se caracteriza por una asociación de foraminíferos planctónicos de los que se reconocen: *Pythonella sphaerica* KAUFM., *P. ovalis* KAUFM., *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp., y bentónicos: *Coxites zubairensis* SMOUNT, *Biplanata peneropliformis* HAM y S. MARC, *Chrysalidina gradata* D'ORB, *Cuneolina pavonia* D'ORB, *Dictyiopsis libanica* SAINT MARC, *Pseudocyclamina* cf. *rugosa* D'ORB, *Pseudoclavulina brayi* COLOM, *Ammobaculites* cf. *lagenalis* ROEM, y *Gaudryina* sp.

Esta asociación representa al Turoniense y los materiales correspon-

den a la Fm. Calizas y margas de Casa Mediana de VILAS *et al.* (1982), equivalente en el S y W de la Fm. de Monterde.

1.4.6.2. Sector oriental

Como se ha dicho anteriormente, para este sector se ha tomado como patrón la columna de la Carretera de Moscardón, donde por encima de la Fm. de Sta María de Las Hoyas (Unidad 20) se han medido 55 m. de dolomías beigeas con algunos niveles de dolomías arcillosas e intercalaciones de arcillas rojizas.

Las secuencias que se observan están compuestas por:

- Un término basal masivo o bioturbado.
- Término intermedio con estromatolitos y *ripples* de oscilación.
- Término arcilloso rojizo o costra ferruginosa.

Localmente pueden aparecer términos de «barras y canales».

Estas secuencias se asimilan al tipo «*shallowing upward*» y los materiales se interpretan como sedimentos en una plataforma somera con predominio de ambientes intermareales altos a supramareales.

En la hoja de Tragacete (25-22) se han reconocido en los niveles altos de este tramo: *Trochospira aunimelechi* HAMAQUI y SAINT MARC, *Bicóncava bentori* HAMAQUI y SAINT MARC y *Cuneolina pavonia* D'ORB, que caracterizan al Cenomaniense superior.

Estos materiales corresponden a la Fm. Calizas dolomíticas de Nuévalos, definida por FLOQUET *et al.* (1982).

1.4.7. Fm. Calizas nodulosas de Monterde. (22). Turoniense

Aflora en el sector Oriental de la hoja dando origen a suaves rupturas de pendiente entre las unidades más resistentes situadas a techo y a muro.

No ha sido posible levantar en el ámbito de la hoja de Zafrilla ninguna columna que corte a la formación, por lo que se ha tomado como patrón la de la Carretera de Moscardón (Hoja 26-23, Terriente).

Está constituida por 39 metros de calizas beige-blanquecinas nodulosas más o menos arcillosas (*wackestones arcillosos*). Al microscopio son biomicritas y biopelmicritas.

Presentan estratificación nodulosa, bioturbación y contienen Braquiópodos, Lamelibranquios (Ostreidos, Pectínidos), Equínidos, Gasterópodos, etc. Los niveles con terrígenos finos (arcillosos) son cada vez más abundantes hacia el techo de la unidad.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta relativamente poco profunda, realizándose la sedimentación en una ambiente tranquilo por debajo de la acción del oleaje.

Contienen: *Hedbergella cf. paradubia* (SIGAL) (en la parte inferior),

Tritaxia, *Pseudoclavulina brayi* COLOM, *Heterohelix*, *Pithonella sphaerica* (KAUFM) y *Pithonella ovalis* (KAUFM). Son microfacies típicas del Turoniense y en particular los de la parte baja con *H. paradubia* (SIGAL) del Turoniense inferior.

Esta formación representa el equivalente lateral hacia el N y W de la Fm. Calizas y Margas de Casa Mediana (techo de la unidad 21).

1.4.8. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (23). Turoniense

Aflora muy repartida en la hoja, acuñándose hacia el NW Geomorfológicamente se caracteriza por un fuerte resalte sobre los materiales de la unidad 21.

No ha sido posible realizar ninguna sección estratigráfica en el ámbito de la hoja de Zafrilla por lo que para su descripción se toman como patrones válidos las columnas de La Huerguina y Barranco de los Cubos del Hoyo (Hoja 25-24, Cañete).

El espesor medido en el Bco. de los Cubos del Hoyo es de 35 m. y se trata de dolomías groseras con bioturbación, fantasmas de Rudistas, y estratificación cruzada a gran escala.

En general, las dolomías son idiotópicas e hipidiotópicas de grano grueso, con calcita intercrystalina y óxidos de hierro. Las calizas de recristalización tienen aspecto de pelesparitas causado por dedolomitización que en ocasiones se produce por sustitución de los cristales de dolomita por agregados micríticos y esparfíticos, conservando la pseudomorfosis. Es corriente la presencia de sombras de Rudistas, estando algún bioclasto silicificado en cuarzo.

Esta formación se sitúa en el ámbito de una plataforma carbonatada en la que tendría lugar la formación de montículos de Rudistas así como de barras calcareníticas.

La fuerte dolomitización a que ha sido sometida enmascaran en gran parte su estructura inicial, si bien es observable parcialmente en el ámbito geográfico de la Serranía de Cuenca, acuñándose hacia el NW, estando contenido su equivalente lateral en la Fm. Calizas Bioclásticas de Jaraba.

1.4.9. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. (24). Turoniense-Coniaciense

Aflora en el sector Occidental de la hoja produciendo un tramo blando relativo entre los resaltes de los materiales infra y suprayacentes.

No ha sido posible realizar ninguna sección en el ámbito de la hoja por hallarse casi siempre recubierto o inaccesible.

En la hoja 25-24 (Cañete) se ha identificado esta unidad en el perfil del Barranco de los Cubos del Hoyo y en el de Peña del Fraile (hoja 25-22, Tragacete). En ella se incluyen el conjunto de dolomías estratificadas y brechas dolomíticas en las que se identifican niveles estratificados.

Se reconocen laminaciones algales y *ripples*, bioturbación y costras ferruginizadas. Igualmente se identifican niveles laminados de algas, de láminas rotas y brechas de desecación, y posibles *fenestrae*, rudistas y foraminíferos. Estos últimos tramos podrían correlacionarse con la Fm. Calizas de Hontoria del Pinar, pero su brechificación parcial impide su perfecta identificación.

La parte inferior, con niveles estromatolíticos que pueden presentar láminas rotas y brechas de desecación, así como *ripples* de olas y alguna costra mal desarrollada se interpreta como depositada en ambientes inter a supramareales, encajando en la descripción del perfil tipo.

En la parte superior, y en los tramos no brechificados, encontramos niveles marinos con foraminíferos y otros con características más someras que se asimilarían probablemente a la Fm. Calizas de Hontoria del Pinar, pero las malas condiciones de afloramiento debidas a la brechificación impiden su total identificación.

Se incluye en conjunto como Fm. Calizas Dolomíticas del Pantano de la Tranquera, atribuyendo su parte inferior a ambientes inter a supramareales y a su parte superior condiciones marinas someras.

Esta unidad representaría en parte el equivalente lateral hacia el S y el W de las Fms. Calizas Bioclásticas de Jaraba y brechas dolomíticas de Cuenca.

1.4.10. Dolomías, calizas dolomíticas, brechas y carniolas. (25). Turoniense superior-Campaniense

Esta unidad cartográfica aflora en todo el ámbito de la hoja dando lugar a un fuerte resalte morfológico sobre los materiales inferiores.

No se han podido realizar series estratigráficas completas por hallarse casi siempre inaccesible o cubierta.

Comprende dos formaciones que se han cartografiado en la misma unidad por su similitud litológica y que corresponden a la Fm. Brechas dolomíticas de Cuenca (en el sector occidental) y a la Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba (en el sector nor-oriental).

1.4.10.1. Fm. Brechas Dolomíticas de Cuenca

Fue denominada Carniolas del Cretácico Superior por MELENDEZ (1971).

Se ha identificado en la columna del Barranco de los Cubos del Hoyo (Hoja 25-24, Cañete) y su techo en la columna de Valdecabriel II (en la hoja de Zafrilla).

Se compone de más de 60 m. de brechas dolomíticas «*clast supported*» de aspecto masivo en las que se identifican moldes de disolución de cristales de yeso con abundantes señales de procesos de disolución karsificación y dedolomitización.

Al microscopio se reconocen biomicroruditas de Rudistas y Miliólidos con recristalización irregular de la matriz.

La presencia de moldes de cristales de yeso, así como los procesos diagenéticos de disolución, karstificación, dedolomitización, etc. y por otro lado, los datos de carácter regional, permiten reconstruir unas condiciones de *sebka* supramareal con abundantes depósitos evaporíticos. Posteriormente, y debido a la entrada de agua dulce, sufren la disolución de las evaporitas y la diagénesis de todo el conjunto, dando lugar a brechas de colapso de aspecto masivo.

1.4.10.2 Fm. Calizas bioclásticas de Jaraba

Equivale lateralmente en el NW de la hoja a las Fms. Dolomías de la Ciudad Encantada y Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera.

No se ha podido levantar ninguna serie dentro de la hoja, habiéndose identificado en el corte de la Carretera de Moscardón (hoja de Terriente), donde se han medido 160 m. de dolomías mal estratificadas con niveles de dolomías beige mejor estratificadas y brechas dolomíticas a techo. Regionalmente (hacia el E) puede alcanzar una potencia de hasta 300 m.

Consta de un nivel inferior discontinuo de dolomías masivas (Dolomías Ciudad Encantada) con geodas de calcita y espesor variable entre 0 y 20 metros, al que siguen dolomías mal estratificadas alternantes con calizas dolomíticas (calizas de recristalización, micritas) en capas bien definidas con intercalaciones de 2 niveles decamétricos de brechas de cantos dolomíticos y cemento de dolomía vacuolar de tipo carniolas. En la parte superior de la serie y entre los niveles de brechas se intercalan calizas y calcarenitas con miliólidos (*mudstones-wackestones* y *packstones-grainstones*).

Los niveles de «Dolomías Ciudad Encantada» pueden contener moldes de Rudistas y se interpretan como crecimientos biohémicos en una plataforma somera. En las dolomías puede reconocerse con dificultad la presencia de laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación y deben corresponder a depósitos de llanura de mareas. Las brechas se correlacionan en los sondeos con potentes niveles con intercalaciones de evaporitas y se interpretan como brechas de colapso en las que deben intervenir procesos de disolución y en ocasiones transporte gravitacional como demuestra la existencia del contacto marcadamente erosivo en la base de las mismas observado en la Carretera de Moscardón. Los niveles de calcarenitas y calizas con Miliólidos representan depósitos de *shoals* y de zonas protegidas.

En conjunto se trata de un modelo de plataforma somera en la que se reconocen diferentes subambientes: barras y zonas protegidas con crecimientos arrecifales, llanuras de marea e incluso condiciones de *lagoon* restringido hipersalino.

Los niveles muestreados en la columna de Carretera de Moscardón no han proporcionado fauna. La datación se efectúa por correlación con la vecina hoja de Tragacete (25-22).

1.4.11. Conglomerados y calizas arenosas y oolíticas. Arcillas verdes. «Capas de Valdecabriel» (Unidad informal). (26). Campaniense superior-Maastrichtiense

Esta unidad aflora en los flancos del sinclinal del Valdecabriel y no tiene expresión morfológica definida.

Se ha identificado en el perfil de Valdecabriel II y está constituida por:

— Un tramo inferior dolomítico de 15 m. de potencia.

— Un tramo intermedio conglomerático de 5 m. de potencia, con base erosiva y aspecto masivo en su parte inferior y granoselección positiva en su parte alta. La naturaleza de los cantos es calcárea con matriz arenosa y gran contenido en arcilla.

— Un tramo superior de aproximadamente 5 m. de calizas (*micritas o intramicritas*) con restos de fauna masiva (foraminíferos en su parte basal) y oolitos, cantos negros y caráceas en su parte alta.

Las muestras tomadas en la base de este tramo son Intraobiopel-paritas con Miliólidos, Moluscos, gravels y peletoides, glauconita oxidada y microestratificación paralela.

Hacia la mitad de este tramo son biomicritas con Foraminíferos y Gasterópodos, de tendencia dismicrítica, con bioturbación algácea (los Foraminíferos parecen de facies salobre). A techo de la unidad (serie de Valdecabriel I) son intrabiomicritas-esparitas con trazas de Ostrácodos y limo de cuarzo (5%). Los intraclastos son gravels micríticos irregulares posiblemente de origen algáceo. La distribución de matriz y cemento es muy irregular.

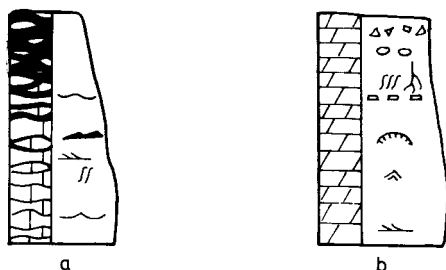
En el flanco Sur del sinclinal afloran unas arcillas verdes con intercalaciones de calizas con gasterópodos que al microscopio son biomicritas con un 5% de granos de cuarzo de tamaño limo y ruditas con Moluscos, Algas, Ostrácodos y Foraminíferos pequeños. Estos materiales corresponderían a un equivalente distal de las «Capas de Valdecabriel». Estos presentan características diferentes en cada uno de los tramos que las componen:

Las dolomías basales presentan una evolución de emersión, estando caracterizados medios intermareales (estratificación cruzada, *ripples* y algas), medios supramareales (láminas rotas, huellas de raíces) y evolución a la formación de suelos (nodulización, brechificación). En la fig. 7-b puede verse un esquema de esta secuencia.

Los conglomerados intermedios corresponden a un aumento en el hidrodinamismo con presencia de depósitos de *debris-flow*.

El tramo superior corresponde de nuevo en la base a una sedimentación marina (presencia de foraminíferos) restringida para pasar hacia arriba a una sedimentación en una zona supramareal-lacustre (cantos negros, caráceas).

En conjunto se puede hablar de una evolución desde medios intermareales a supramareales y palustres con retoques edáficos, cortada por una avenida de *debris flow* que da paso a una nueva etapa marina con rápida evolución a condiciones posiblemente lacustres.



LEYENDA

- 1.- 2.- 3.- 4.- 5.- 6.- 7.- 8.- 9.- 10.-

FIGURA 7. Secuencias tipo de la Formación Calizas y Margas de Casas Medina (a) y de las Capas de Valdecabriel (b).

- 1.—Ripples de corriente 2.—Laminación de algas 3.—Ripples de oscilación 4.—Bioturbación 5.—Estructura flaser 6.—Laminación de algas con láminas rotas 7.—Huellas de raíces 8.—Nódulos 9.—Brecha de desecación 10.—Estratificación wavy.

Estas calizas son escasamente fosilíferas, con restos de, Discórbidos, Miliólidos, Gasterópodos. Clasificamos: *Moncharmontia apenninica* DE CASTRO, *Nummofallotia apula* LUP, SINNI, *Stensioina surrentina* TORRE, *Conorbina? marginata* BROT, *Acicularia* sp.

Es microfauna característica de una facies restringida no de una edad específica. Esta unidad pertenece al Senoniense entre términos de Campaniense-Maastrichtiense.

1.4.12. Arcillas y arenas asalmonadas. Arcillas verdes. Arenas conglomeráticas. (27). Maastrichtiense

Su afloramiento es muy reducido, localizándose en le Puerto del Cubillo (borde N. de la hoja) y situado entre fallas.

No se han podido realizar series estratigráficas, pero en la vecina hoja de Tragacete (25-22) ha podido estudiarse parcialmente en la columna de Peña del Fraile 1.

Está constituido por arcillas (y margas) rojas, grises, asalmonadas y verdes entre las que se intercalan niveles más arenosos con clastos de cuarzo y cuarcita y ocasionalmente calizas (biomicritas con Caráceas y Gasterópodos). Esta unidad es en parte cambio lateral de la descrita en el apartado anterior.

La unidad es asimilable a los depósitos conocidos como F. Garumn en otros puntos del Sistema Ibérico y representan la culminación del ciclo regresivo del Cretácico más superior iniciado a partir del Turoniense. Aunque no se han realizado observaciones que puedan confirmarlo, por consideraciones regionales deben corresponder a un ambiente del tipo marisma-lacustre.

1.5. CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

Estos materiales han sido estudiados por SAENZ-GARCIA (1957), VIALARD *et al.* (1970), VIALARD (1973), MELENDEZ (1971, 1972) y RAMIREZ *et al.* (1972), centrándose los trabajos sobre el área de la Serranía de Cuenca fundamentalmente.

Los afloramientos se sitúan exclusivamente en los sinclinales del Alto Tajo-Valdecabriel y en el de La Veredilla, apareciendo casi siempre muy recubiertos por depósitos cuaternarios de tipo periglaciario asociados a valles de fondo plano.

1.5.1. Fm. Arcillas, margas y yesos de Villalba de la Sierra. (28). Paleoceno-Eoceno inferior?

Sobre las «Capas de Valdecabriel» y de forma erosiva se dispone un conjunto detrítico muy potente (se han medido 280 m. en la columna de Valdecabriel I). Su litología no corresponde a la de la Formación, pero su posición estratigráfica, así como su edad, nos inclinan a mantener su denominación señalando su cambio litológico.

Está formada por una sucesión de conglomerados con intercalaciones arcillosas en la base y de arcillas con niveles de conglomerados y arenas en su parte alta, para terminar con un potente nivel conglomerático a techo.

Los conglomerados basales con una potencia de 27,5 m. son masivos, de naturaleza calcárea (que se hacen progresivamente más silíceos), con matriz arenosa y gran contenido de lodo. Las arcillas en estos tramos presentan niveles característicos de suelos.

Hacia la parte intermedia existe un tramo de 125 m. con predominio de arcillas con niveles canalizados de arenas y conglomerados de aspecto masivo o con estratificación cruzada de surco y granoselección positiva.

Finalmente, a techo se sitúa en contacto erosivo un nuevo paquete de conglomerados masivos de más de 8 m. de potencia con cantos de gran tamaño, matriz arenosa y gran contenido en lodo.

Como ya se ha indicado al principio, se mantiene el nombre de la formación pero señalando el acusado cambio de facies y la posibilidad de que se trate de una nueva formación con equivalencia lateral.

Se interpreta como correspondiente a la evolución de un abanico aluvial, identificándose un área proximal (en la base del perfil), formada por una colada masiva de *debris flow* y una sucesión de niveles conglomeráticos y lutídicos en los que se desarrollan procesos edáficos.

La parte distal del abanico está formada por el conjunto lutídico con intercalaciones de arenas gruesas a finas, canalizadas en niveles delgados. Su evolución correspondería a un abanico retrogradante.

Los tramos superiores, han dado restos de Oogonios de Caráceas

como *Saportella maslovi* GRAMB., *Porochara oblonga* GRAMB., *Microchara* sp., pero son restos resedimentados del Cretácico superior dentro de una litología claramente del Terciario (Paleoceno).

1.5.2. Conglomerados cuarcíticos sueltos y arenas arcillosas. Yesos. (29). Eoceno-Oligoceno inferior

Esta unidad forma una reducida mancha en la esquina NW de la hoja.

Se le calcula un espesor aproximado de unos 30 m. y está constituida por conglomerados sueltos con cantos redondeados de cuarzo y cuarcita con matriz arenosa y arenas microconglomeráticas mal seleccionadas con matriz limosa y cantos de cuarzo y cuarcita.

En los afloramientos de esta hoja no se pueden realizar observaciones de detalle pero en la vecina de Terriente (26-23) se ha visto que estos materiales se organizan en secuencias granodecrecientes en las que se observan estratificaciones cruzadas a gran escala, que pueden culminar con niveles carbonatados (y en este caso, evaporíticos) con señales de edafización a techo.

Su medio deposicional se atribuye a una zona de llanura aluvial en sentido amplio.

La edad se establece por relaciones con la hoja vecina y su posición estratigráfica general.

1.5.3. Margas y calizas lacustres. Arcillas. (30). Oligoceno superior?

Estos afloramientos se reducen a dos manchas del orden de 1 km² de extensión localizados en el ángulo NE de la hoja y que se apoyan discordantemente sobre materiales del Cretácico superior y están siempre muy recubiertos.

No han podido realizarse observaciones de detalle.

En hojas vecinas se sitúa su potencia total en unos 70 m. de los que los 3 metros inferiores son arcillas arenosas gris negruzcas con fragmentos de gasterópodos; le siguen 30 m. de calizas (*mudstones*) grises y beige en capas decimétricas con intercalaciones margosas que terminan con un nivel karstificado y sobre este tramo se encuentran arcillas rojas, verdes y grises; niveles de conglomerados y microconglomerados.

Se interpreta que el depósito de estos materiales tuvo lugar en ambientes palustres-lacustres bastante estabilizados en esta zona.

La edad de estos depósitos se atribuye por relaciones con las hojas vecinas y posición estratigráfica general.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Gravas, arenas y arcillas. Aluviones. (31). Holoceno

Esta unidad incluye los fondos de valle y depósitos aluviales localizados en los cauces de los ríos y arroyos existentes en la hoja.

Su litología es la característica de este tipo de depósitos constituida por gravas con matriz arenoso-limosa.

1.6.2. Travertinos. (32). Holoceno

Se localizan en algunos barrancos, en los alrededores de la Laguna del Marquesado y un afloramiento en el río Molinares.

Son tobas calcáreas que contienen abundantes restos de plantas.

1.6.3. Arcillas de decalcificación. (33). Holoceno

Se encuentran en el fondo de las dolinas excavadas en los materiales de las Fms. Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas y Fm. Carbonatada de Chelva.

Se han cartografiado únicamente en una dolina de gran extensión y de fondo plano localizada al Sur de la hoja.

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA REGIONAL

El área estudiada se encuentra situada en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Esta cadena está clasificada por JULIVERT *et al.* (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos pues, a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO *et al.* 1979; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Trías hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y aústricos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Her-

cínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1. Tectónica del zócalo Hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoicos del área estudiada y zonas limítrofes permiten considerarles como prolongación hacia el SE de la zona Astur Occidental Leonesa del Macizo Hespérico. Tectónicamente, el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las directrices dominantes en el área son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro de la Cadena Hercínica Ibérica.

A escala de Cadena, se puede indicar que la esquistosidad S_1 , desarrollada, como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las samíticas, más competentes. Localmente se han encontrado micropliegues que afectan a la esquistosidad S_1 , y que por consiguiente corresponden a una segunda fase de plegamiento.

El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación, la fracturación tardihercínica descrita por PARGA (1969) para el Macizo Hespérico y por ARTHAUD y MATTE (1975 y 1977) para el resto de Europa. Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localizan en zonas próximas. Las fallas tardihercínicas de direcciones principales NE-SW y NW-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico, controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel importante.

2.1.2. Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO *et al.* (1979) explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Trias. Este *graben*, orientado según la dirección NW-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo r r r, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO *et al.* (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMAN *et al.* (1974) para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

— **Etapa pregraben.** Corresponde a la actividad pérmica (sedimentación, vulcanismo, fracturación).

— **Etapa graben.** Las fallas previamente existentes, que habían actuado como desgarros (ARTHAUD y MATTE, 1977) lo hacen ahora bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, rellenando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

— **Etapa de transición.** Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban al *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se hundieron y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuartejan la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-sifera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

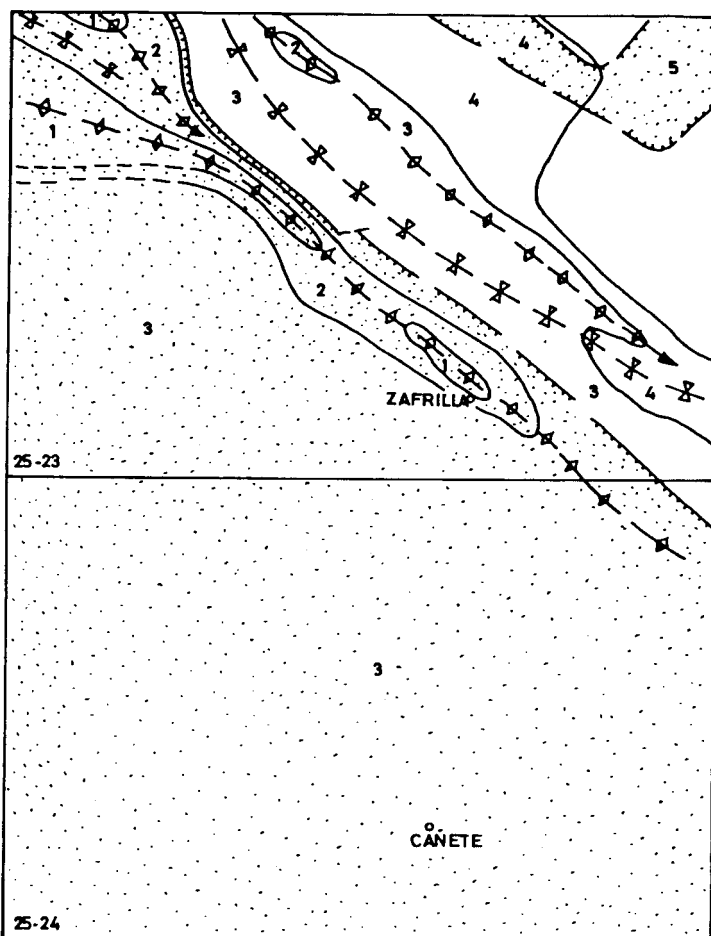
— **Etapa de «downwarping».** El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa graben. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica. Este vulcanismo de tipo piroclástico y coladas de basaltos y traquibasaltos está ampliamente representado en el Pliensbachiense superior-Toarciense y Bajociense en la hoja de la Puebla de Valverde (27-23) y zonas circundantes al Sur y Este.

Al final del Jurásico, y durante el Cretácico inferior se produjo un periodo de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO *et al.* 1979). Dos épocas de actividad tectónica (Movimientos Neokimméricos y Movimientos Austrícos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos, condicionando las áreas de depósito del Cretácico inferior (ver fig. 8).

Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

Durante el Cretácico superior se detectan algunos rasgos similares a los de las etapas anteriores, principalmente un cierto control de los espesores por parte de las fallas del zócalo, si bien no puede decirse que el aulacógeno siga existiendo como tal.

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el



Escola aproximada 1:250.000

LEVENDA


- ◇— Antiforma
- X— Sin forma
-  Zona con Weald
- 1: Fm. Cuevas Labradas + Barahona
- 2: Fm. Turmiel
- 3: Fm. Carbonatada de Chelva
- 4: Margas de Frias
- 5: Fm. de Higuieruelas

FIGURA 8. Esquema del substrato del Cretácico en las hojas de Cañete y Zafrilla.

plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión, una NO-SE, otra NE-SW, otra ENE-OSO. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975; CAPOTE *et al.* 1982).

En el conjunto de la cadena son frecuentes las figuras de interferencia de pliegues cruzados y los afloramientos de calizas con más de una familia de juntas estolíticas de orientación diferente, evidenciando también la existencia de, al menos, dos fases de plegamiento, una que da lugar a pliegues de dirección NW-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SW). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la cadena se reconocen al menos dos periodos distensivos (VIALARD, 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otra que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO) estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO *et al.* 1979).

Son frecuentes las huellas de actividad tectónica reciente en las fosas neógenas, siendo observables localmente señales de una relativamente intensa neotectónica intracuaternaria.

2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

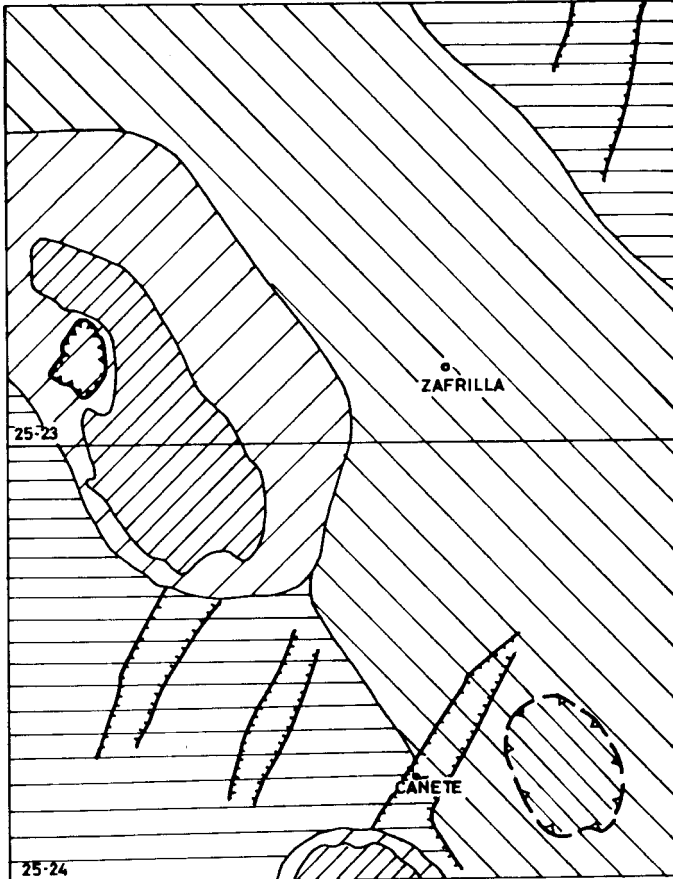
La estructura de la Hoja de Zafrilla, como del conjunto de la Cordillera Celtibérica, está configurada por la naturaleza y disposición de los materiales que constituyen la serie sedimentaria, y la secuencia y orientación de las fases de deformación que han afectado al sector. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles en la actualidad. La zonación tectónica de los materiales en la hoja es la común en todo el ámbito de la Cordillera: un zócalo paleozoico compartimentado en bloques limitados por fallas tardihercínicas, un tegumento constituido por el Buntsandstein y el Muschelkalk que presenta una tectónica de revestimiento por adaptación al zócalo con el que se comporta de manera solidaria, aunque la presencia de un nivel plástico en el Muschelkalk medio introduce un nivel de despegue secundario que desolidariza con frecuencia el paquete dolomítico del Muschelkalk superior originando zonas con desarrollo de escamas intracutáneas y pliegues desenraizados. Las margas y evaporitas del Keuper (cuyo volumen posiblemente haya sido superior al observable en la actualidad) constituyen el nivel de despegue regional, que individualiza el tegumento de la cobertera, permitiendo que ésta haya deslizado independientemente durante la estructuración. Su comportamiento plástico ha condicionado también notablemente el estilo estructural, migrando hacia las zonas anticlinales mientras que queda laminado en las charnelas sinclinales y flancos. La cobertera mesozoica es un conjunto esencialmente calcodo-

lomítico de unos 1.000 m. de espesor que se ha deformado esencialmente mediante flexión y fractura, originando pliegues, fallas inversas, cabalgamientos y desgarres durante las fases de compresión y fallas normales y pliegues de gran radio en las etapas distensivas. Ciertos niveles, como las margas toarcienses y los tramos del Cretácico inferior y medio pueden generar localmente disarmonías en el conjunto de la cobertera. Los materiales del Terciario inferior van asociados a la cobertera jurásica y cretácica y aparecen plegados con ella. Los depósitos postorogénicos están limitados en la hoja a dos pequeños afloramientos en el área nororiental. Se disponen discordantemente sobre los materiales mesozoicos y fosilizan sus estructuras.

Dominios tectónicos

En el territorio que abarca la hoja de Zafrilla se pueden diferenciar tres dominios con características estructurales diferentes: una zona de pliegues de fondo, una zona de pliegues «en cofre» y cabalgamientos, y una zona tabular (ver el esquema tectónico de la hoja y la fig. 9).

El dominio de los pliegues de fondo, corresponde al área occidental de la hoja y consiste en un conjunto de anticlinorios triásicos dispuestos en relevo (el de la Sierra de Valdemeca en esta hoja, y el de El Cañizar-San Martín de Boniches en la de Cañete) en los que puede llegar a aflorar el zócalo paleozoico. Se disponen según un rumbo NNW-SSE, y su localización posiblemente está condicionada por la existencia de fallas de zócalo con esta dirección y fallas transversales que controlan la disposición en relevo. Las fracturas de zócalo longitudinales son patentes en los flancos orientales de los anticlinales, donde su reactivación durante la elevación de los bloques hace que afecten al tegumento jugando como fallas inversas cabalgantes hacia el NE. VIALARD (1973) considera estas fallas como normales y generadas durante la distensión miocena, y aunque en esta época efectivamente rejueguen de esta manera, la persistencia de estructuras similares en toda la Cordillera permite interpretarlas inicialmente como fallas inversas. Alrededor del núcleo paleozoico y del Trías inferior de los anticlinales existe una aureola de amplitud variable constituida por materiales del Trías medio y superior caracterizada por un estilo de revestimiento y/o de escamas intracutáneas desarrollado entre la barra dolomítica del Muschelkalk superior, las margas del inferior y el Keuper. En el flanco occidental del anticlinal de la Sierra de Valdemeca existe una estructura singular, constituida por un apilamiento de varias escamas de dolomías del Muschelkalk superior con un diseño cartográfico a modo de «klippe», cuya interpretación admite diferentes hipótesis. Aunque no parece ser muy probable, pues obliga a una reconstrucción geométrica muy forzada y conlleva implicaciones regionales no demostradas, una primera explicación de esta estructura podría ser análoga a la establecida por VILLENA (1971) para el cabalgamiento de la región de El Tierzo. Una hipótesis alternativa, más posible sería



Escala aproximada 1:250.000

LEYENDA







-  Dominio de pliegues de fondo
-  Dominio de pliegues en cofre y cabalgamientos
-  Dominio Tabular
-  Fracturación transversal
-  Muela de La Huerquina
-  Escamas de Beamud

FIGURA 9. Dominios estructurales de las hojas de Cañete y Zafrilla.

interpretar la superposición observada como el resultado de un deslizamiento gravitacional de gran envergadura, posterior a la estructuración, al ser erosionados los materiales del flanco del anticlinorio y existir una pendiente, niveles plásticos y condiciones hidrológicas favorables (fig. 10, 1, 2, 3). Una tercera interpretación, que explica de manera satisfactoria la mayoría de las observaciones, es considerar la superposición de niveles del Muschelkalk medio como el resultado de la formación de escamas intracutáneas y pliegues desenraizados al tener lugar un deslizamiento generalizado de la cobertera al inicio de la compresión, con anterioridad o simultáneamente a la formación de los pliegues de fondo que anclan la cobertera (fig. 10-a). Esta hipótesis explica la existencia de estructuras similares en ambos flancos del anticlinal, y su vergencia general hacia el SE.

En los flancos de los pliegues de fondo existen zonas con desarrollo de cobertera jurásica estructurada según pliegues laxos y regulares, de vergencia no definida y rumbos NW-SE, cruzados con respecto a la dirección de la alineación de los pliegues de fondo.

El dominio de pliegues en cofre y cabalgamientos corresponde a una amplia franja de dirección NW-SE que ocupa la parte central de la hoja, y se prolonga hacia el Sur en la de Cañete (25-24).

El estilo tectónico de este dominio está definido por la cobertera jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del tramo plástico del Keuper y plegado con un estilo jurásico según las directrices generales de la Cadena (fig. 11).

Las estructuras de plegamiento están caracterizadas por el desarrollo de pliegues con geometría «en cofre», esto es, flancos con fuertes buzamientos, frecuentemente verticalizados y localmente invertidos, y «techos» o «fondos» planos con doble charnela. En el núcleo de los sinclinales más importantes (Alto Tajo-Valdecabriel) se han preservado los depósitos continentales que representan el Tránsito-Cretácico-Terciario.. Los flancos de los pliegues aparecen afectados por cabalgamientos en ambos sentidos a favor de las dobles charnelas. Los planos de cabalgamiento adquieren buzamientos fuertes cuando afectan a la cobertera, y en profundidad posiblemente adquieren una posición más tendida hasta alcanzar el nivel de despegue regional (fig. 11).

Pliegues y cabalgamientos mantienen un rumbo bastante constante NW-SE, con corridas de algunas decenas de kilómetros. La doble vergencia de las estructuras está relacionada con el estilo efectivo de los pliegues, causado por la acumulación de materiales plásticos del Keuper en los núcleos de los anticlinales durante la etapa de compresión, y migración desde las zonas sinclinales, donde cabe esperar que su espesor sea muy reducido o nulo.

En los cortes geológicos de la fig. 11 se ha interpretado que las estructuras cabalgantes de este dominio pueden haber producido recubrimientos de cierta importancia. Permiten esta interpretación algunas observaciones sobre los flancos cabalgados de los sinclinales, que pue-

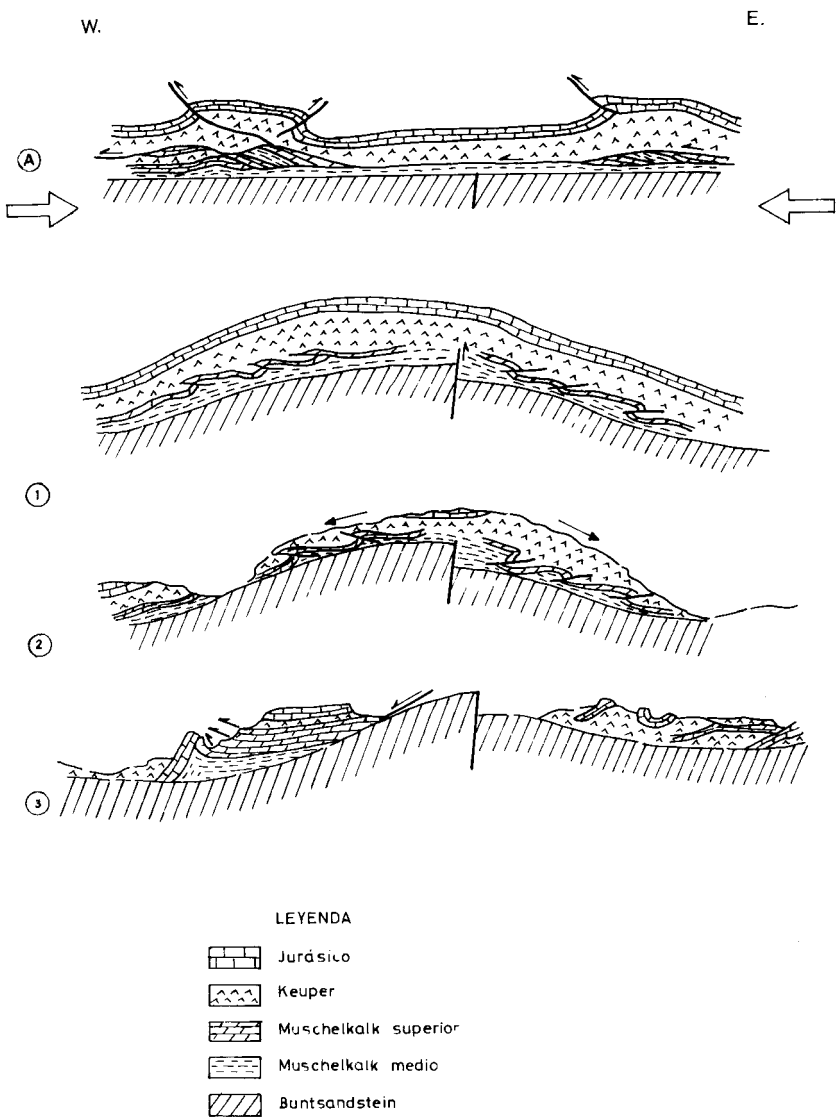
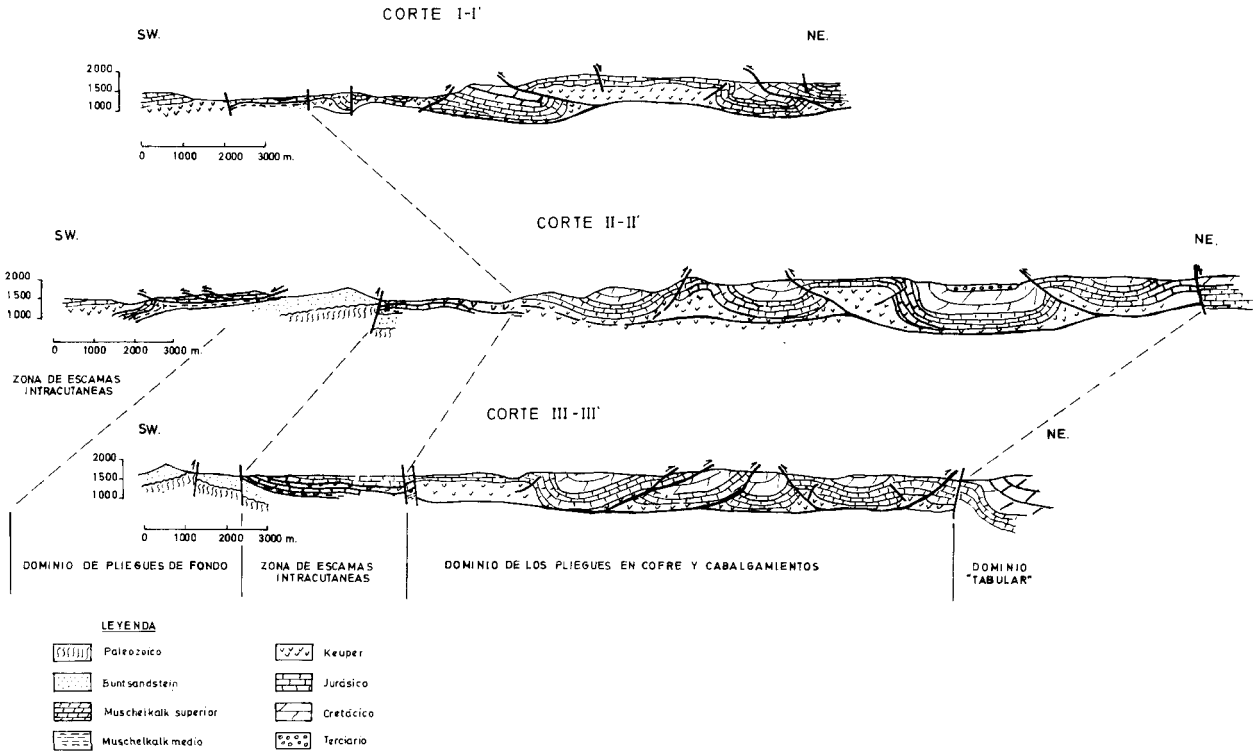


FIGURA 10. Esquema evolutivo de las escamas del Muschelkalk superior en los flancos del anticlinal de la Sierra de Valdemeca.

A.—Tercera hipótesis 1, 2, 3: Segunda hipótesis Explicación en el texto.

FIGURA 11. Cortes estructurales interpretativos de la hoja de Zafra.



den llegar a faltar, y sobre las fallas de desgarre desarrolladas en flancos cabalgantes, generados para permitir la acomodación del flanco al acortamiento diferencial.

El dominio tabular corresponde al área nororiental de la hoja, donde se desarrollan afloramientos de la cobertera jurásico-cretácica en disposición subtabular, con buzamientos suaves que definen pliegues laxos, y afectada por un conjunto de fallas normales. El rumbo del conjunto de las estructuras es N-S a NNE-SSW.

Las fallas normales de este dominio están en relación con las etapas de fracturación distensiva que tuvo lugar posteriormente al plegamiento de la región. VIALARD (1973) ha establecido dos etapas de fracturación. Una longitudinal y otra posterior transversal. En relación con esta última se crean fosas tectónicas y alineaciones diapíricas que están muy bien representadas en zonas próximas (Hojas de Tragacete 25-22 y Cañete 25-24).

2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

2.3.1. Los movimientos mesozoicos

Desde el comienzo del Mesozoico, el área estudiada, así como el conjunto de la Cordillera Celtibérica estuvo sometida a un régimen distensivo que condiciona la sedimentación triásica y jurásica, primeramente en un ambiente de graben muy activo y posteriormente con el establecimiento de una plataforma carbonatada subsidente. Durante el Cretácico inferior tuvieron lugar una serie de acontecimientos que interrumpen esta evolución y que han sido señalados por todos los autores que estudian la Cordillera; son los movimientos neokimméricos y aústricos.

En el sector de las hojas de Zafrilla y Cañete los depósitos wealdenses de carácter esencialmente continental descansan discordantemente sobre cualquier tramo del Jurásico. Además, en la hoja de Zafrilla, estos depósitos pueden faltar en áreas extensas, apoyándose entonces las Arenas de Utrillas sobre el Wealdense o sobre diferentes niveles jurásicos. En la fig. 8 se expresa gráficamente esta información. De ella se deduce que la región situada al SW de una franja NW-SE de Huélamo a Zafrilla actuó con anterioridad al Wealdense como un bloque con un borde NE elevado, que se desmanteló hasta el nivel del Lías. Un bloque análogo aparece al NE del anterior, limitado por una línea según Casa de Fuente García-Mas de San Pedro. Estos fenómenos se pueden interpretar, mejor que debidos a una fase de plegamiento, como causados por una tectónica de bloques. Una etapa de distensión acentuada en esta época produjo movimientos diferenciales de bloques del zócalo a lo largo de las fracturas tardihercínicas, principalmente las de orientación NW-SE, con adaptación de la cobertera jurásica que tiende a adoptar disposiciones monoclinales y posiblemente movilización de los materiales plás-

ticos del Keuper que pudieron iniciar aquí su historia diapírica. Esta interpretación de los movimientos neokimméricos justifica los fenómenos observados y es acorde con la de CAPOTE *et al.* (1982) para el sector NW de la Rama Castellana y la de ALVARO *et al.* (1979) para el conjunto de la cadena. Durante los movimientos aústricos se mantiene el mismo mecanismo de deformación. Algunos dispositivos mantienen su actividad, aunque pueden invertir el sentido del movimiento, como la línea de Huélamo-Zafrilla. En esta época el bloque situado al SW de esta línea funciona como un área deprimida, preservando los depósitos wealdenses, que faltan en el bloque NE. La línea Casa de Fuente García-Más de San Pedro permanece inactiva, mientras que en el sector nororiental de la hoja de Zafrilla aparece un nuevo bloque deprimido con sedimentos wealdenses, en el que además se manifiesta la participación de fracturas NE-SW en la compartimentación del área.

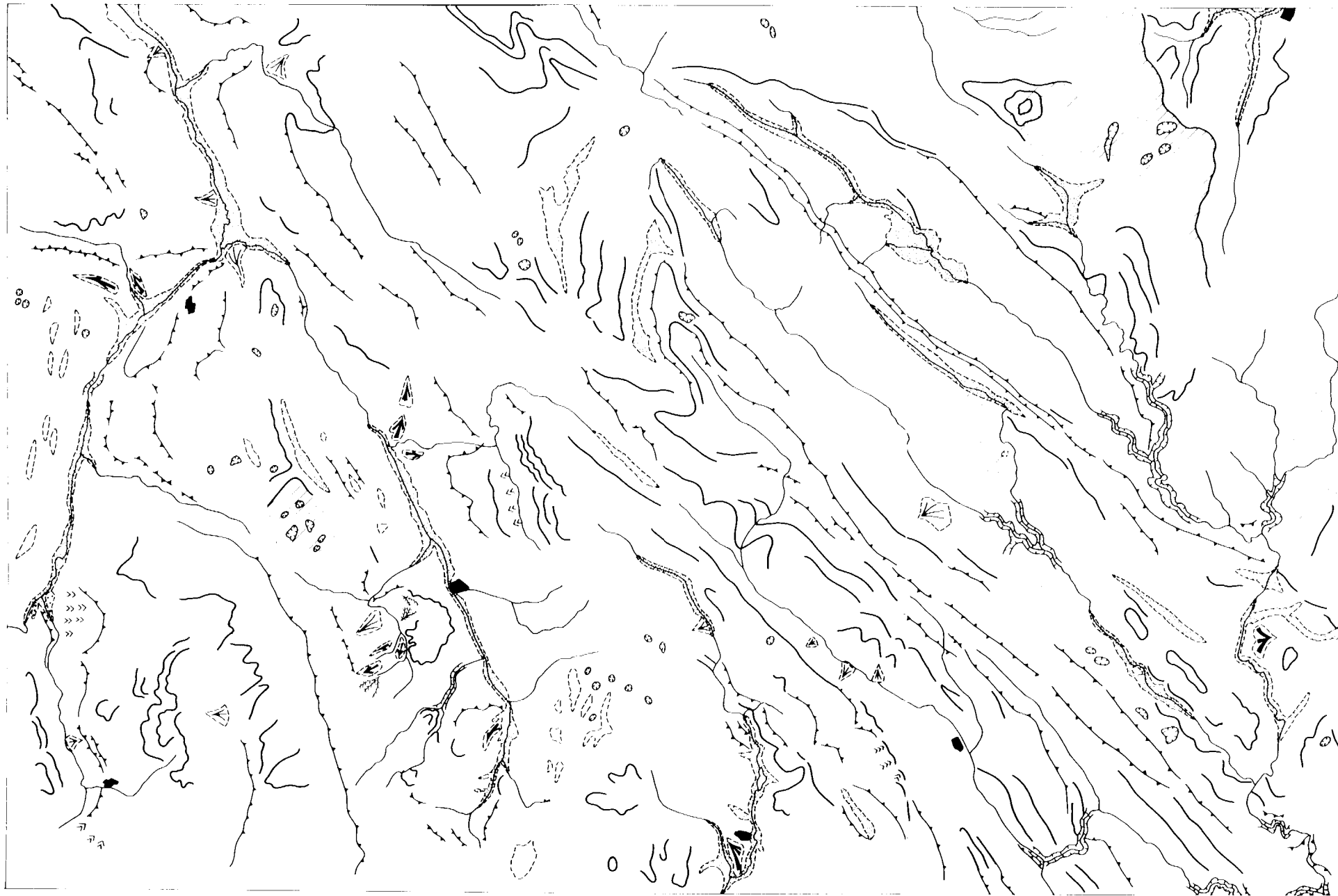
Desde el punto de vista cronológico, en el ámbito de las hojas de Zafrilla y Cañete, los movimientos neokimméricos tuvieron lugar entre el Portlandiense y el Barremiense, mientras que los aústricos se enmarcan entre el Albiense inferior y el Albiense superior-Cenomaniense.

2.3.2. La Tectogénesis alpina

Es difícil establecer una cronología exacta de las etapas de la tectogénesis alpina en este sector debido a la ausencia de registro sedimentario adecuado.

En el área estudiada se encuentra una serie paleógena alojada en el núcleo de algunos sinclinales y plegada conjuntamente con los materiales mesozoicos. La edad de las series continentales abarca desde el Maastrichtiense hasta posiblemente el Oligoceno inferior. En otros sectores de la Cordillera se han descrito estructuras de plegamiento de rumbo NE-SW atribuibles a una fase de deformación situada al final de Cretácico o intraeocena. En las hojas de Cañete y Zafrilla no se han encontrado estructuras que puedan atribuirse claramente a esta fase, que tal vez afectaría al sector de manera suave, provocando su elevación, como indica la progresiva continentalización de la secuencia estratigráfica. Las estructuras de plegamiento del sector corresponden a las principales en el conjunto de la Cordillera Celtibérica de edad finioligocena (Fase Castellana, PEREZ GONZALEZ *et al.* 1971). La secuencia de acontecimientos más probable en nuestro sector posiblemente fue el despegue y desplazamiento del conjunto de la cobertera con respecto al zócalo y tegumento, con formación de escamas intracutáneas a nivel del Muschelkalk medio, el desarrollo de pliegues y cabalgamientos en la cobertera, y la elevación de pliegues de fondo que anclan definitivamente la cobertera, con reactivación de las fallas del zócalo.

Los depósitos clásticos atribuidos al Oligoceno superior en la hoja de Zafrilla, y al Mioceno en la de Cañete, fosilizan las estructuras de plegamiento.



LEYENDA

MODELIADOS ESTRUCTURALES

- Cuestas y hog-backs
- Chevrans
- Linea de capa dura
- Crestos

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosion sobre Mesozoico (fundamentalmente Pliocena)

MODELIADOS DEPOSICIONALES

- Glacis
- Terrazas fluviales
- Terrazas bajas y/o llanura de inundación: Valles de fondo plano
- Fondos de valle
- Canos de deyección

RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas y hoces
- Carcavas

FORMAS KARSTICAS

- Dolinas

ESCAPES

- Escarpe de terraza

MODELADO ANTROPICO

- Núcleos urbanos



En el conjunto de la Cordillera también se ha citado otra fase de plegamiento en el Mioceno inferior-medio (Fase Neocastellana, AGUIRRE *et al.* (1976) que afecta a los depósitos de edad Oligoceno superior Mioceno inferior) y que genera estructuras de direcciones variables de NNW-SSE a ENE-WSW, que tampoco se evidencia en el área estudiada.

La evolución tectónica de la región finaliza con las etapas de fracturación que tuvieron lugar durante el Mioceno superior y el Plioceno. VIALARD (1973) distingue una primera etapa de fracturación longitudinal NW-SE, que data como pre-Vindoboniense, y que posiblemente se inició ya al finalizar el plegamiento principal por efecto de relajación. En las hojas estudiadas las fallas que limitan los pliegues de fondo pudieron rejugarse durante esta etapa como fallas normales. La segunda etapa de fracturación corresponde a una fase de distensión importante, con estiramiento en dirección NW-SE, que aunque debió alcanzar su clímax durante el Mioceno superior y el Plioceno tal vez pudo iniciarse ya durante el Mioceno inferior. Es la responsable del sistema de fosas y alineaciones diapíricas de dirección NNE-SSW que se superponen a las estructuras anteriores.

3. GEOMORFOLOGIA

Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto, se ha realizado un Mapa Geomorfológico a escala 1:50.000, acompañándose a esta memoria una reducción del mismo, a escala aproximada de 1:100.000. Los términos utilizados en la leyenda del mapa quedan subrayados en la memoria.

En la hoja de Zafrilla los materiales aflorantes corresponden en su mayoría al Mesozoico, existiendo una pequeña mancha del Paleozoico en la zona Sur-occidental, así como algunos depósitos terciarios en la región oriental. El ataque de la erosión sobre estos sedimentos genera formas generalmente diversas y específicas de la litología y disposición estructural.

Las formas de mejor expresión morfológica son las alineaciones de *crestas*, *hog-backs* y *cuestas*, siendo frecuentes en los reversos de estas últimas las formas de tipo *chevron* pudiendo además, diferenciarse en el mapa geomorfológico numerosas *líneas de capa dura*.

Una característica notable del área incluida en el ámbito de la hoja, es la presencia de retazos de una *superficie de erosión* desarrollada entre los 1.400 y 1.600 m., que en zonas próximas alcanza gran importancia y desarrollo, y que decapita las estructuras alpinas. Dicha superficie queda compartimentada por el encajamiento de la red fluvial.

Por correlación con la zona de Teruel, puede establecerse la edad final de elaboración de esta superficie como coincidente con el depósito de los niveles calizos del páramo rusciniense (Plioceno medio). Como es

sabido el relieve se reactiva posteriormente, lo que da lugar a la degradación y desnivelación de la superficie por fallas y abombamientos.

Con posterioridad a la generación de la superficie fundamental tiene lugar una importante fase de karstificación que provoca que, sobre los términos carbonatados de la serie, sobre todo del Lías y Dogger, aparezcan *dolinas* que, en muchos casos, están instaladas sobre la superficie de erosión. Las formas más frecuentes son las dolinas en cubeta circulares, con fondo plano relleno de arcilla de descalcificación y gelifractos. Suelen estar degradadas y aplanadas. Otro tipo es el de dolinas en embudo, también circulares y de gran profundidad (Collado de los Laneros en la zona Sur-Oriental). Son frecuentes los fenómenos de coalescencia, que dan lugar a uvalas alargadas según rumbos de diaclasado, fracturación y plegamiento. Este proceso sumado a un cierto aluvionamiento posterior hacia esas zonas deprimidas corresponde a buena parte de los *fondos de valle* cartografiados en el mapa geomorfológico.

La edad del inicio de este proceso de karstificación es considerado como del Plioceno superior por GUTIERREZ ELORZA *et al.* (1979) en base a dataciones paleontológicas, siendo en la actualidad prácticamente inactivo.

La red fluvial cuaternaria se encaja profundamente dando lugar a *gargantas* y *hoces* de abruptas laderas, en las cuales aparecen localmente, depósitos de *grezes littées*. En los valles de algunos ríos se localizan algunos niveles de *terrazas* y *glacis* de escaso desarrollo y localización restringida. Las *llanuras de inundación* contienen ocasionalmente niveles de tobas calcáreas como los que dan lugar al embalsamiento de la Laguna del Marquesado. También existen *conos de deyección* en las localidades de algunos torrentes.

Las fases frías cuaternarias se manifiestan por la existencia de *valles de fondo plano* y vertientes regularizadas, ampliamente representados en la zona, así como suelos almohadillados preferentemente desarrollados sobre materiales blandos (parte alta del valle del río Cabriel). La incisión lineal más reciente da origen a *carcavas*, como las existentes al Sur-Oeste de Valdemeca.

Las diferentes formas encontradas en la hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja y que teniendo en cuenta, además, los conocimientos regionales puede resumirse como sigue. Después de la génesis final de la superficie de erosión pliocena tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio-superior, de gran importancia morfogenética. Sobre los materiales carbonatados existentes en esta superficie deformada tuvo lugar la fase principal de karstificación. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve generado en la etapa de fracturación, mediante sistemas de abanicos aluviales, no representados en esta zona por constituir, en conjunto, un relieve positivo. A este momento corresponden, por ejemplo, los extensos *glacis* de edad Villanyense que rellenan la Fosa del Jiloca, situada al Este de la presente hoja.

Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de glaciares encajados. Las zonas más altas se vieron afectadas en las épocas frías del Cuaternario, por la acción de fenómenos periglaciares muy patentes en el macizo del Tremedal (hoja de Tragacete situada al Norte) y que en otras zonas, como la que nos ocupa, se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de las vertientes.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado por las hojas de Zafrilla y Cañete, teniendo en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos mediante el estudio de las citadas hojas así como en áreas próximas.

El zócalo pre-Hercínico tiene escasa representación en estas hojas, limitándose a un reducido afloramiento en la Sierra de Valdemeca. La desconexión del mismo con el Paleozoico de áreas próximas como la Sierra de Albarracín y Serranía de Cuenca, así como el escaso período cronológico representado (parte del Wenlockiense solamente) dificultan el entronque del mismo dentro de un contexto más amplio.

Sin embargo, por correlación con el área del anticlinal de Boniches, al S de las hojas objeto de estudio, podemos indicar que el depósito de la serie pelítico-areniscosa del Wenlock probablemente, ocurrió en una llanura de mareas, existiendo términos de *mud-flat* y *mixed-flat*. Este episodio posiblemente estaría englobado dentro del ciclo transgresivo del Silúrico superior, no apareciendo en la zona los límites inferior y superior del mismo.

El plegamiento hercínico estructura las series preexistentes según direcciones submeridianas fundamentalmente y viene seguido por un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permocarbonífera de direcciones NE-SO, NO-SE y N-S. Estas fallas tardihercínicas, al reactivarse durante el Mesozoico, controlan la sedimentación, y durante el plegamiento alpino juegan un importante papel.

Tal y como se ha indicado en el capítulo de Tectónica (2.1) a partir del Pérmico y hasta finales del Jurásico el Sistema Ibérico evolucionará según un esquema de tipo Aulacógeno.

El inicio de la sedimentación del Permotriás y Facies Buntsandstein es correlativo con la reactivación de las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo. Comienza con facies de abanicos aluviales y fluviales siendo probable que su terminación sean facies de estuarios y/o fluvio-deltaicas, reelaboradas por corrientes de mareas.

Existe un claro control de espesores y facies a partir de fracturas NO-SE y NE-SO, que compartimentan la cuenca dando surcos como el de Molina y Umbrales como el del Tremedal (RIBA, 1959).

Con el fin del depósito de la facies Buntsandstein la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada, instalándose en toda la región una extensa plataforma sometida a la acción de las mareas. La existencia de pequeños relieves en el fondo estructura ciertas áreas con peor drenaje donde se producen ambientes más o menos hipersalinos. Este hecho se reproduce también a nivel del Muschelkalk medio arcillo-evaporítico.

Tras el depósito del mismo, en ambientes del tipo de llanura supramareal a *sebkha* costera, se instauran de nuevo condiciones marinas, someras, en el tramo carbonatado superior, que a nivel de Cordillera se reconoce como expansivo sobre los anteriores. Con la sedimentación del Muschelkalk termina la etapa graben del aulacógeno celtibérico, pasándose a la de transición con sedimentación expansiva de los materiales arcillo-evaporíticos del Keuper. En la zona que nos ocupa, no se ha reconocido la presencia del magmatismo básico (ofitas). La etapa de Flexura (*downwarping*) se corresponde con la sedimentación carbonatada jurásica (ver 2.1. Tectónica regional).

Al final de la etapa detrítico-evaporítica del Keuper en condiciones continentales con influencia marina (*sebkhas* litorales), las zonas sumergidas (rebordes de la Meseta) quedan prácticamente peneplanizadas. En este momento se instala en la zona un mar epicontinental (IGME, 1982) en el que se desarrolla una amplia plataforma carbonatada donde se depositan las dolomías tableadas de Imón en un ambiente submareal de alta a moderada energía a intermareal.

Durante el Lías inferior se produce el depósito de carbonatos en una llanura de mareas y los depósitos salinos en un ambiente de *sebka* a *lagoon* hipersalino.

Durante periodos de exposición subaérea más o menos prolongados se produciría la disolución de parte de las evaporitas provocando la karsificación y colapso de los carbonatos.

Las diferenciaciones paleogeográficas comienzan en el Lías medio y superior, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarciense. Así, se encuentran a partir del Lías medio sedimentos de lagoon, de llanura de mareas, de plataforma externa submareal y de talud. Algunos accidentes paleogeográficos se manifiestan, como la «flexión sur-occidental», que se sitúa aproximadamente en la alineación Alto del Cabezo-Collado Verde (hoja de Zafrilla), en una dirección NW-SE, limitando zonas más someras hacia el W y SW y más profundas hacia el E y NE.

El final del Toarciense se caracteriza por irregularidades en la sedimentación motivadas por el cese de producción local de carbonatos, no llegada de aportes y removilizaciones con eliminación de los sedimentos depositados (IGME, 1982). Este momento coincide con el estiramiento cortical máximo produciéndose la etapa principal de vulcanismo fisural en la Cordillera Ibérica a través de fallas tardihercínicas (GOMEZ *et al.* 1976).

Durante el Dogger se reconocen ambientes deposicionales de plataforma somera de alta energía, grainstones oolíticos, localizados en el W

y SW y de talud de suave pendiente en el N y NE (*mud-mounds* de esponjas y facies asociadas), ambientes que se han generado por el funcionamiento del accidente paleogeográfico citado anteriormente.

Una nueva discontinuidad en la sedimentación, provocada probablemente por la desaparición de las zonas productoras de carbonatos (oolitos ferruginosos de Arroyofrío) marca el intervalo Calloviense-Oxfordiense inferior:

Durante el Oxfordiense la plataforma se ha integrado de nuevo y las facies presentan una gran similitud en este sector de la Cordillera Ibérica.

A principios del Malm se producen una serie de movimientos relativos de Iberia respecto a Europa y Africa por lo que dejan de actuar algunos de los elementos paleogeográficos anteriores provocando un cambio en la evolución de la cuenca al emerger los márgenes, y situándose el mar abierto hacia el Mediterráneo.

Durante el Malm se depositan en la zona materiales de plataforma en cuyas zonas se instalan complejos de bancos oolíticos y oncolíticos que protegen zonas que serán colonizadas por organismos constructores.

En el Malm superior se produce una regresión generalizada con tendencia a la colmatación de la cuenca. En este sector de la Cordillera Ibérica hay una sedimentación terrígena que abarca desde el Kimmeridgiense superior hasta posiblemente el Valanginiense inferior, depositándose sucesivamente sedimentos de llanura de mareas, transicionales y fluvio-lacustres.

Esta regresión es consecuencia de la actuación de las primeras fases neokimméricas. Asimismo, parece probable que ligadas a las mismas comience a desarrollarse un diapirismo incipiente de los materiales del Keuper (ORTI CABO, com. per.).

En el Cretácico inferior, y como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos que reactivan fallas anteriores en régimen distensivo (ver 2.1. Tectónica regional) existe un claro control de espesores y facies por fallas de directriz Ibérica (NO-SE) y en menor grado por otras NE-SO (ver esquema 8).

En esta zona se deposita una serie que comienza con las facies detríticas fluviales del Weald inferior, prosiguen con los depósitos lacustres con alguna influencia marina —como indica la presencia de niveles con ostreidos y foraminíferos— del Barremiense y termina otra vez con los sedimentos detríticos fluviales del Aptiense-Albiense inferior. A grandes rasgos, esto dibujaría una gran megasecuencia transgresiva-regresiva marcada por dos discordancias correspondientes a las fases neokimmérica y aústrica.

Durante el Cretácico superior, se pone de manifiesto en esta zona la existencia de dos ciclos transgresivos-regresivos de carácter complejo (FLOQUET *et al.*, 1982), VILAS *et al.* (1982), IGME (1982); que son controlados (tanto en la potencia de las unidades como en la distribución de las facies) por la «flexión suroccidental» (ya citada anteriormente al

hablar del Jurásico). Durante el Cretácico superior, este accidente actuaría a modo de umbral o escalón separando el dominio sedimentario de la Serranía de Cuenca del dominio del Sector Central de la Cordillera Ibérica que se extiende hacia el N.

El primero de los megaciclos se inicia en el Albiense-Cenomaniense inferior, alcanza un máximo transgresivo en el Turoniense y empieza la etapa regresiva que es interrumpida a techo de la Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada (Turoniense-Coniaciense inf. ?).

Durante el Albiense, la cuenca estaba abierta al mar al E de Valencia y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección NE-SW a lo largo de los cuales eran aportados los sedimentos a una llanura fluvial o fluvio deltaica a la que afluían aportes laterales procedentes de los umbrales, reconociéndose llanuras costeras que en sus partes más distales estaban influenciadas por las mareas (IGME, 1982).

En el Albiense superior-Cenomaniense inferior se instala en la región una plataforma carbonatada con una fuerte influencia inicial de sedimentos terrígenos, con la presencia de medios mareales mixtos terrígenos-carbonatados y desarrollo de barras costeras.

A lo largo del Cenomaniense va adquiriendo mayor importancia la sedimentación carbonatada en esta plataforma en la que se desarrollan medios de llanura fangosa a lagoon protegido, medios de plataforma interna con barras y estadios intermareales y medios litorales que evolucionan de inter a submareales.

En el Turoniense inferior, como ya se ha dicho anteriormente, se alcanza el máximo transgresivo superándose claramente la barrera que hasta este momento representa la flexión suroccidental y produciéndose una homogeneización y nivelación de la cuenca en la que se instalan ambientes submareales de plataforma abierta conectándose con sectores situados al N y NE.

Durante el Turoniense se inicia la etapa regresiva del ciclo en una plataforma restringida en la que se desarrollan bioconstrucciones arrecifales y barras calcareníticas, evolución que es truncada por una interrupción más o menos brusca.

El segundo de estos ciclos complejos presenta igualmente un carácter transgresivo-regresivo, empezando en el Coniaciense alcanzando un máximo transgresivo en el Santoniense y haciéndose regresivo hasta el Maastrichtiense sup.-Paleoceno.

Durante la etapa transgresiva (Santoniense S.L.) está actuando de nuevo la flexión suroccidental, provocando la compartimentación de la cuenca, lo que favorece el desarrollo de medios restringidos que evolucionan desde ambientes de plataforma interna supra a intermareales hasta medios submareales en el momento del máximo transgresivo, en el que de nuevo es superado el «umbral».

La megasecuencia regresiva se caracteriza por la instalación de medios restringidos (*lagoon* salino, *sebka* supramareal con influencia de

agua dulce que produce las brechas de colapso...) siguiendo la evolución hacia medios continentales (ambientes de *lagoon*-marisma y lacustre-palustre) hasta el límite Cretácico-Terciario.

Finalmente, los cambios sedimentarios y diagenéticos que se observan en la megasecuencia regresiva del Cretácico superior entre el dominio de la Serranía de Cuenca y el Sector Central de la Cordillera Ibérica habrían sido también condicionados por la actuación del mencionado accidente paleotectónico (FLOQUET, M. y MELENDEZ, A. 1982).

Durante el Paleoceno la sedimentación es ya netamente continental como consecuencia de los primeros impulsos alpinos que han provocado la estructuración de la región en cubetas en las que se instalan abanicos aluviales y se producen discordancias progresivas en la zona del sinclinal del Alto Tajo-Valdecabriel (hojas 25-22, Tragacete y 25-23, Zafrilla).

La primera fase importante de plegamiento tiene lugar a mediados del Eoceno, con compresión NW-SE que regionalmente da lugar a estructuras vergentes al SE aunque no han sido claramente evidenciadas en las hojas de Zafrilla y Cañete.

La fase principal de plegamiento es de edad finioligocena (Fase Castellana, PEREZ GONZALEZ *et al.* 1971) con compresión NE-SW que da origen a estructuras de directriz Ibérica que son fosilizadas por los materiales clásticos atribuibles al Oligoceno superior (hoja de Zafrilla) y al Mioceno en la de Cañete.

Una fase de plegamiento posterior (Fase Neocastellana de AGUIRRE *et al.* 1976) afecta a los sedimentos del Oligoceno superior-Mioceno inferior pero no es evidenciada en el ámbito de estas hojas.

Durante el Mioceno superior-Plioceno (ver capítulo 2.5 Cronología de la deformación) se producen dos etapas de distensión con direcciones de estiramiento NW-SE que producen fosas y alineaciones diapíricas de dirección NNE-SSW.

Este relieve tiende a rellenarse enseguida mediante un sistema de abanicos aluviales y posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósito de terrazas y sistemas de glaci encajados. Las épocas frías del Cuaternario se manifiestan en esta zona por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano, y una fase incipiente de incisión lineal evacúa parcialmente los depósitos de vertientes.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

Desde el punto de vista minero las explotaciones son prácticamente nulas. En algunos afloramientos del Keuper existen antiguas salinas que obtenían sal por evaporación del agua extraída de pozos (salinas de Valdeablado, Valdemeca).

Existen pequeñas canteras de uso local que extraen arena de algunos afloramientos de Utrillas y áridos del aluvial del río Júcar.

Asimismo, en el Mapa Metalogénico de España, hoja nº 47 (Teruel) a escala 1:200.000 se cita un pequeño indicio de hierro en las areniscas del Buntsandstein de la Sierra de Valdemeca, correspondiente a encostamientos ferruginosos (IGME, 1975).

Finalmente, se encuentran indicios de caolín en el ámbito que ocupa la Fm. Utrillas.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, se localizan en la hoja las divisorias de las cuencas de los ríos Cabriel, Tajo y Guadazaón, constituidas por las elevaciones de la Sierra de Valdemeca (Alto de Cereceda, al NE de Beamud) y Montes Universales (Alto del Rincón de la Rambla, en el N. de la hoja).

Son frecuentes los manantiales que drenan los acuíferos principales contenidos en las siguientes formaciones:

— Dolomías del Muschelkalk superior. El acuífero está limitado por las arcillas y margas del Muschelkalk medio en la base y por los materiales del Keuper por el techo.

— Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Acuífero limitado en su base por las arcillas y margas del Keuper y por las margas de Turmiel en el techo.

— Fm. Carbonatada de Chelva. Acuífero limitado en la base por las margas de Turmiel y en el techo por las margas de Sot de Chera y «margas de Frías de Albarracín» en el área Oriental de la hoja. En la zona más occidental donde aflora la Fm. Carbonatada de Chelva, se sitúan a su techo los materiales detríticos de facies Weald y Utrillas, que si bien pueden funcionar como acuíferos localmente, el contenido en arcillas hace que se consideren como límite superior.

— Serie calcáreo-dolomítica del Cretácico superior: limitado a muro por la Fm. Margas de Chera y a techo por los materiales detríticos finos del Paleoceno, que pueden contener acuíferos locales.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA (1971): «Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel)». *Est. Geol.* Nº 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y Fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española». *Trab. Neog. Cuatern.* Nº 5, pp. 7-29.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELENDEZ, A. y SALOMON, I. (1982): «Camerós-Castilla». En «El Cretácico de España». *Univ. Compl. Madrid.* Pp. 345-456.
- ALVAREZ RAMIS, Ma C. y MELENDEZ HEVIA, F. (1971): «Un nuevo yacimiento de flora en el Albense. La Cierva, Serranía de Cuenca». *Est. Geol.* Vol. 27, pp. 243-253.
- ALVARO, M. (1975): «Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)». *Est. Geol.* Vol. 31, pp. 241-247.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica». *Acta Geol. Hispánica. Libro Homenaje al profesor Sole Sabaris.* T. 14, pp. 172-177. Barcelona.
- ARTHAUD, F. y MATTE, R. (1975): «Les décrochements tardi-hercyniens du Sud Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation». *Tectonophysics.* V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977): «Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the appalachians and the Urals». *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 88, pp. 1305-1320.

- BALLY, A.W.; BERNOUILLI, D. y DAVIS, G.A. (1981): «Listric normal Faults». *Oceanológica Acta*. Nº sp. pp. 87-101.
- BOULOUARD, C. et VIALARD, P. (1981): «Identification du Ladinien et du Carnien dans les marnes triasiques de la Serranía du Cuenca (Chaîne Ibérique Sudoccidentale, Espagne): considerations stratigraphiques et structurales». *Bull. Cent. Rech. Explo. Prod. Elf. Aquitaine*. V. 5, nº 5, pp. 31-41.
- BUFFET, C. (1968): «Recherches géologiques dans les environs de El Toril au dessus de Albarracín (Teruel) en Espagne Centrale». *Fac. Sc. Univ. Dijon*. Pp. 1-57.
- BULARD, P.F. (1971): «La Discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaînes Ibériques». *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2, pp. 425-438.
- CABAÑAS, F.R. (1948): «Resumen fisiográfico y geológico de la Serranía de Cuenca». *Rev. Real Acad. Ciencias Nat.* Nº 42, pp. 263-272.
- CAPOTE, R. (1978): «Tectónica Española». *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica. Pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». 2 vols. IGME. *Temas geológicos mineros*. 240 pp.
- CASTILLO, F. (1974): «Le Trias évaporitique des Bassins de la Vallée de L'Ebre et de Cuenca». *Bull. Soc. Geol. France*. Nº 16, pp. 666-673.
- CORTAZAR, D. (1875): «Descripción Física, geológica y agrológica de la Provincia de Cuenca». *Mem. Com. Mapa Geol. España*. V. 3, pp. 1-406.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1977): Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Sol. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. Vol. 75, pp. 45-56.
- FERNANDEZ LOPEZ y OTROS (1978): El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grupo Esp. Mesozoico Exc. Jur. Cord. Ibérica*.
- FLOQUET, M.; MELENDEZ, A. (1982): Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. II Coloquio Estratigrafía y Paleogeografía Cretácico España. Albacete 1982. En prensa in *Cuadernos de Geología Ibérica*. Vol. 9. Madrid.
- FLOQUET, M.; ALONSO, A.; MELENDEZ, A. (1982): El Cretácico superior de Cameros-Castilla in El Cretácico de España. *Univ. Complutense Madrid*. Pp. 387-456.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1970): «El Trias Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial». *Cuad. Geol. Ibérica*. Nº 4, pp. 37-56.

- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980): Los biohermes de Espongiarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geol. Hisp.* T. 15, pp. 105-108.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980): Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Geol. Granada.* 10 pp. 73-82.
- GOMEZ, J.J. (1979): «El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica». *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías.* Nº 4, pp. 1-683.
- GOMEZ, J.J.; BRELL, A.; PEREZ, P. (1976): Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del Norte de Valencia (Cord. Ibérica. España). *Acta Geológica Hisp.* Vol. 11, nº 1, pp. 1-8.
- GOMEZ, J.J.; GOY, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A. (1974): El Lías de la mitad norte de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doc. Univ. de Madrid. Paleont. Madrid.* Pp. 1-940.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y BARCELAR, V. (1973): «El Bathoniense, Calloviense y Oxfordiense en facies de oolitos ferruginosos en el lim. SW del Rincón de Ademuz». *Est. Geol.* V. 29, pp. 355-366.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) Unid. Litoestratigráficas». *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977): «Características, extensión y edad de la Formación Dolomías Tableadas de Imón». *Cuad. Geol. Iber.* V. 4, pp. 375-384. Madrid.
- GÚTIERREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J.L. (1979): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol. IGME,* Vol. 35, pp. 651-654.
- GUTIERREZ, G. y ROBLES, F. (1976): «Biostratigraphie du Senonien Continental des environs de Villalba de la Sierra (Province de Cuenca, Espagne)». *Paleobiologie Continentale.* Vol. 7, nº 2, pp. 1-17.
- HEINKELBEIN, K. (1969): «El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)». *Rev. Teruel.* Nº 41, pp. 36-75. Teruel.
- HOFFMAN, P.; DEMEY, J.F. y BURKE, K. (1974): «Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada». *Bol. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* V. 19, pp. 38-55.
- I.G.M.E. (1972): «Memoria explicativa de la hoja número 564 (Fuertes-cusa) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000» *IGME.* Madrid.
- (1972): «Memoria explicativa de la hoja número 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 *IGME.* Madrid.

- (1972): «Memoria explicativa de la hoja número 611 (Cañete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1972): «Memoria explicativa de la hoja número 588 (Zafrilla) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1972): «Memoria explicativa de la hoja número 610 (Cuenca) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1972): «Mapa Geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja número 47 (Teruel)». IGME. Madrid.
- (1973): «Memoria explicativa de la hoja número 637 (Landete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1973): «Mapa de Rocas Industriales. Hoja nº 7-6 (47). Teruel». IGME. Madrid.
- (1975): «Mapa Metalogenético de España. Hoja nº 47. Teruel». IGME. Madrid.
- (1975): «Memoria explicativa de la hoja número 635 (Fuentes MAGNA)». IGME. Madrid.
- (1975): «Memoria explicativa de la hoja número 636 (Villar del Humo) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1977): «Memoria explicativa de la hoja número 612 (Ademuz) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 565 (Tragacete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 566 (Cella) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 589 (Terriente) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000 IGME. Madrid.
- (1982): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino de las hojas 200.000 de Liria y Valencia». IGME. Inédito.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, C. (1974): «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». IGME. Pp. 1-113.
- LE JONCOUR, M. (1968): «Carte geologique des environs de Cañete (Cuenca)». Inédito.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971): «Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas. Tesis Doctoral Univ. Madrid. Pp. 1-245.
- (1972): «El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca). Bol. Geol. Min. V. 83, nº 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972): «El Jurásico de la Serranía de Cuenca». Bol. Geol. y Min. V. 83, nº 3, Pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS, J. y SANCHEZ SORIA, P.

- (1974): «Síntesis del Cretácico de la zona Sur de la «Rama Castellana» de la Cordillera Ibérica». *I. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- MELENDEZ HEVIA, F.; MELENDEZ HEVIA, A.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO, J.M. y GUTIERREZ HERRERO, G. (1974): «Guía de las excursiones geológicas a Tragacete-Las Majadas y Cañete-Landete». *I. Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- MELENDEZ, M. (1982): «El Cretácico basal «Weald» de la Región Oriental de la Provincia de Cuenca». *II. Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Exc. Postcoloquio*. Pp. 117-134.
- ORTI CABO, F. (1973): «El Keuper del Levante Español: Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca». *Est. Geol.* V. 30, nº 1, pp. 1-14.
- ORTI CABO, F. (1982): «Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo en el sector central valenciano (España)». Inédito.
- PARDO TIRAPU, G. (1979): Estratigrafía y sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el Bajo Aragón Turolense. *Tesis Doct. Univ. Zaragoza*.
- PARGA, J.R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trab. Labo. Geol. Lage*. Nº 37, pp. 3-17.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971): «Las series continentales al Este de la Sierra de Altamira». *I. Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econom.* T. 1, secc. 1, pp. 357-376.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972): Nuevos datos sobre el Cretácico superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. Min.* V. 83, nº 5, pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. MELENDEZ HEVIA, F. (1972): Nuevos datos sobre el Cretácico inferior en facies Weald de la Serranía de Cuenca». *Bol. Geol. Min.* Vol. 83, nº 6, pp. 569-581.
- RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A. y MELENDEZ HEVIA, F. (1974): «El Cretácico de la Serranía de Cuenca y de la Región Fuentes-Villar del Humo: Correlación y cambios de facies». *I Reunión de campo sobre el Cretácico de la Serranía de Cuenca*.
- RIBA, O. (1959): «Estudio geológico de la Sierra de Albarracín». *C.S.I.C. Monogr. Inst. «Lucas Mallada»*. V. 16, pp. 283.
- RIOS, J.M. et al. (1944): Reconocimiento geológico de una parte de las provincias de Cuenca y Guadalajara. Primera parte Cuenca». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 42, nº 1, pp. 107-128.
- SAENZ GARCIA, C. (1957): «Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cret. Sup. y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica». *Rev. Las Ciencias*, Vol. 22, nº 4.
- SOLE DE PORTA, N. y ORTI CABO, F. (1981): «Primeros datos crono-

- tratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia (España)». *Acta Geol. Hisp.* (en prensa).
- SOLE SABARIS, L.; RIBA, OL. (1952): «El relieve de la Sierra de Albarra-cín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica». *Rev. Teruel*. Nº 7.
- TINTANT, H.; VIALARD, P. (1970): «Le Jurasique moyen et superieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca». *C.R. Som. Geol. France*. Vol. 9, pp. 207-208.
- VIALARD, P. (1966): «Sur le Cretace de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio Turia et la Haute Valle du rio Júcar (Valencia-Cuenca)». *C.R. Acad. Sc. Paris* Tomo 262, pp. 1996-1997.
- (1968): «Le Cretace inferieur dans le zone marginales sud-occidentale de le Chaîne Ibérique». *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. V. 9, pp. 3-20.
- (1968): «Neocretace Chaîne Ibérique Sud-occidentale aux confins de les provinces du Cuenca, Teruel et Valencia». *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. V. 6, pp. 184-185.
- (1973): Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral. Univ. Toulouse*. Pp. 1-445.
- (1978): «Tectogenese de la Chaîne Ibérique: Relation substratum-coverture dans une tectonique polyphasée». *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 287, pp. 1103-1106.
- (1979): «La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenese Alpine» *C. R. Acad. Sc. Paris*. V. 289, pp. 65-68.
- VIALARD, P. y PHILIPPOT, A. (1967): «Decouverte de Silunen (Gothlandien) dans le province de Cuenca». *C. R. Somm. Soc. Geol. France*. Pp. 364.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970): «Sur l'Age post-Stampien Moyen du plissement majeur dans le Chaîne Ibérique Castellaine». *C.R. Somm. Sc. Sol. Geol. France*. Vol. 1, pp. 1-9.
- VILAS, L.; MAS, R.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N. y RINCON, R. (1982): «Ibérica suroccidental». En «El Cretácico de España». *Univ. Compl. Madrid*. Pp. 457-514.
- VILLENA, J. (1971): Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo. Tesis Doctoral (Inédita).
- WIEDMANN, J. (1975): «Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico Superior de las cadenas Celtibéricas». *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* Pp. 137-151.
- YEBENES, A. (1974): «Estudio petrológico y geoquímico de las Cadenas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca». *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* Pp. 99-111.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA