



IGME

611

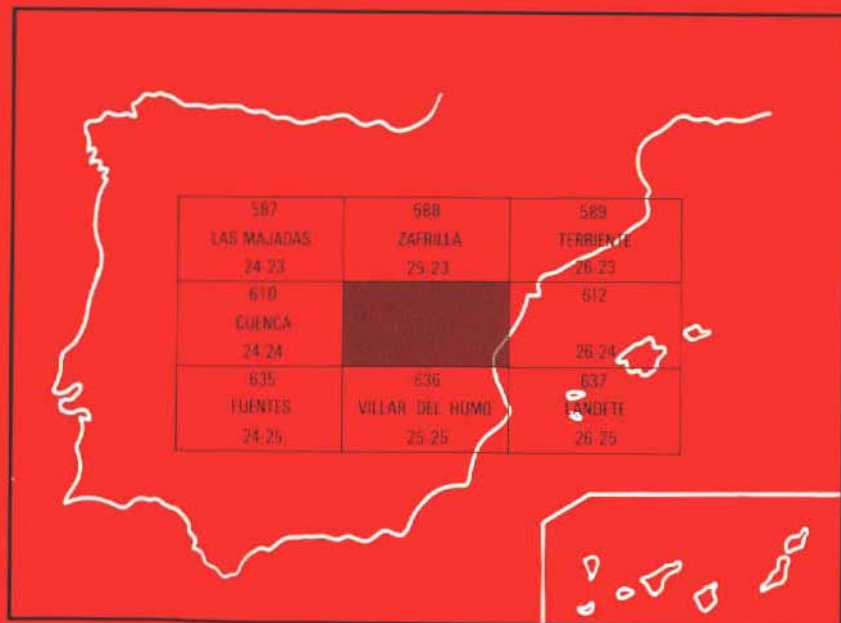
25-24

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAÑETE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

CAÑETE

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S. A.

Han intervenido:

J.I. RAMIREZ (C.G.S.):	<i>Cartografía, secciones estratigráficas y sedimentología de carbonatos, Memoria.</i>
J. BERAATEGUI (C.G.S.):	<i>Cartografía, secciones estratigráficas y sedimentología de detríticos.</i>
M. ALVARO (C.G.S.):	<i>Tectónica.</i>
A. OLIVE (C.G.S.):	<i>Geomorfología.</i>
M.J. Aguilar (C.G.S.):	<i>Petrología y sedimentología de Laboratorio.</i>
M.C. Leal (C.G.S.):	<i>Micropaleontología.</i>
A. MELENDEZ (Univ. de Zaragoza)	<i>Sedimentología de carbonatos (Cretácico).</i>
J.J. GOMEZ (E.S.S.O.):	<i>Sedimentología de carbonatos (Muschelkalk, Lias, Dogger).</i>
J.C. GARCIA (Univ. de Oviedo):	<i>Sedimentología de Detríticos.</i>
F. ORTI (Univ. de Barcelona):	<i>Sedimentología de la F. Keuper.</i>
N. SOLE (Univ. de Barcelona):	<i>Palinología.</i>
A. HERNANDEZ (C.G.S.):	<i>Jefe de Proyecto</i>
C.G.S.:	<i>Laboratorios.</i>
V. GABALDON (IGME):	<i>Dirección y Supervisión.</i>

La presente memoria ha sido redactada por J.I. Ramírez con la colaboración de M. Alvaro, A. Olivé, M.J. Aguilar, M.C. Leal, A. Meléndez, J.J. Gómez, J.C. García 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-303-1986

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

INDICE

	Págs.
INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. SILURICO	6
1.1.1. Pizarras (1). Wenlockiense	6
1.2. PERMICO Y TRIASICO	7
1.2.1. Conglomerados y areniscas (2). Facies Buntsandstein	7
1.2.2. Limolitas y arcillas rojas. Areniscas (3). Facies Buntsandstein	9
1.2.3. Areniscas rojas (4). Facies Buntsandstein	10
1.2.4. Dolomías tableadas. Areniscas calcáreas (5). Facies Muschelkalk	11
1.2.5. Arcillas varioladas. Limolitas (6). Facies Muschelkalk	12
1.2.6. Dolomías. Intercalaciones margosas a techo (7). Facies Muschelkalk	12
1.2.7. Arcillas y margas varioladas. Yesos (8). Facies Keuper	14
1.3. TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO	15
1.3.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña (9). Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense inferior	16
1.3.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón	16
1.3.1.2. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña	16
1.3.2. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (10). Sinemuriense superior-Pliensbachense superior	17
1.3.2.1. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas	17
1.3.2.2. Fm. Margas grises del Cerro del Pez	20
1.3.2.3. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona	20
1.3.3. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (11). Toarciense	20
1.3.4. Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas, calizas oolíticas y dolomías (12). Dogger	21
1.4. CRETACICO	23
1.4.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado, Fm. Calizas de La Huérguina. Facies Weald. (13). Barremiense	23
1.4.1.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado	24
1.4.1.2. Fm. Calizas de La Huérguina	25
1.4.2. Areniscas y arcillas rojas. Facies Weald (14). Aptiense-Albiense-inferior	26
1.4.3. Calizas con caráceas, areniscas y arcillas. Facies Weald. (15). Barremiense-Albiense inferior	28

	Págs.
1.4.4. Fm. Arenas de Utrillas. (16). Albiense-Cenomaniense inferior	28
1.4.5. Fm. Calizas de Aras de Alpuente (17). Albiense superior-Cenomaniense inferior	29
1.4.6. Fm. Margas de Chera. Fm. Dolomías de Alatoz. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. Fm. Calizas y margas de Casas Medina. (18). Cenomaniense inferior-Turonense inferior ..	31
1.4.6.1. Fm. Margas de Chera	31
1.4.6.2. Fm. Dolomías de Alatoz	31
1.4.6.3. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves	32
1.4.6.4. Fm. Calizas y margas de Casas Medina	33
1.4.7. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (19). Turonense	34
1.4.8. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. (20). Turonense superior-Coniaciense	35
1.4.9. Fm. Brechas Dolomíticas de Cuevas. (21). Coniaciense-Santonense	35
1.5. NEOGENO	37
1.5.1. Conglomerados, areniscas y limos (22). Mioceno	37
1.6. CUATERNARIO	37
1.6.1. Gravas. Terrazas. (23). Pleistoceno	37
1.6.2. Gravas, arenas y arcillas. Glacis (24). Pleistoceno-Holoceno	37
1.6.3. Cantos, limos y arcillas. Coluvión (25). Holoceno	37
1.6.4. Cantos en matriz limo-arcillosa. Conos de deyección (26). Holoceno	38
1.6.5. Travertinos (27). Holoceno	38
1.6.6. Gravas, arenas y arcillas. Aluviones (28). Holoceno	38
2. TECTONICA	38
2.1. TECTONICA REGIONAL	38
2.1.1. Tectónica del zócalo Hercínico	39
2.1.2. Tectónica Alpina	39
2.2. DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA	41
2.3. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES	47
2.3.1. Los movimientos mesozoicos	47
2.3.2. La tectogénesis alpina	49
3. GEOMORFOLOGIA	50
4. HISTORIA GEOLOGICA	52
5. GEOLOGIA ECONOMICA	57
5.1. MINERIA Y CANTERAS	57
5.2. HIDROGEOLOGIA	57
6. BIBLIOGRAFIA	59

INTRODUCCION

La hoja de Cañete está situada en la Cordillera Ibérica, y forma parte de la provincia de Cuenca.

El relieve es bastante accidentado, con cotas comprendidas entre algo más de 1.000 m. en el valle del Río Mayor del Molinillo y los 1.841 m. de la Peña de la Canaleja, en la Sierra de Valdemeca.

Además del anteriormente citado Río Mayor del Molinillo con sus afluentes Tejadillos y Campillos, la hoja es atravesada de N a S por el Río Guadazaón, así como en las esquinas NE-SE por el Río Cabriel, que corre paralelo al borde E de la hoja. Por tanto, la red fluvial es tributaria del Mar Mediterráneo.

La densidad de población es baja, siendo el principal núcleo de población Cañete. Los recursos principales de la zona son agrícolas, ganaderos (ovino fundamentalmente) y 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 continentales 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, 1982).

La morfología de la región tiene un claro control estructural, desarrollándose relieves estructurales suavizados debido a la alternancia de capas duras y blandas.

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 Cañete afloran materiales que pertenecen al Silúrico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Mioceno y Cuaternario.

1.1. SILURICO

Sobre los materiales Silúricos de la zona existen escasos trabajos, correspondiendo a VIALARD y PHILIPPOT (1967), IGME (1972), y VIALARD (1973) las únicas referencias.

1.1.1 Pizarras (1). Wenlockiense

Esta unidad se encuentra en el borde N de la hoja, junto a la Peña de la Canaleja, con deplorables condiciones de afloramiento a causa del intenso acoluvionamiento de la vertiente Nororiental de la Sierra de Valdemeca.

En la vecina hoja de Zafrilla, MELENDEZ (1972) calcula su potencia en unos 340 m. y VIALARD (1973) distingue esquemáticamente de muro a techo:

- 150-200 m. de pelitas esquistosas gris-verdosas con intercalaciones de areniscas cuarcíticas.

- 80 m. de esquistos rojizos y grises que pasan a ampelitas con graptolites hacia techo. En este tramo se encuentran: *Monograptus prion* (BRON.), *M. vomerinus* cf. var. *gracilis* E. y W., *M. flemingi* (SALTER), *M. dubius* (SUESS), *M. dubius* var. *latus* BOUCEK y *Cyrtograptus lundgreni* TULLBERG.

- 50 m. visibles de esquistos grises, gris-verdosos y rojos con areniscas finas micáceas rojizas.

La asociación de graptolites permite datar estos sedimentos como de edad Wenlockiense.

1.2. PERMICO y TRIASICO

Sobre el Pérmico y Triásico de la hoja y zonas próximas destacan los trabajos de RIBA (1959), HEINKELBEIN (1969), MELENDEZ (1971), VIALARD (1973), ORTI CABO (1973), y desde el punto de vista sedimentológico y paleogeográfico, CAPOTE *et al.* (1982) y el Informe del IGME (1982, inédito) de las hojas 200.000 de Liria y Valencia.

El Permotrias aparece en la Facies Germánica típica del Sistema Ibérico. Ha sido estudiado en las columnas de la Carretera de Cañete (Buntsandstein) y de Valdemorillo de la Sierra (Muschelkalk).

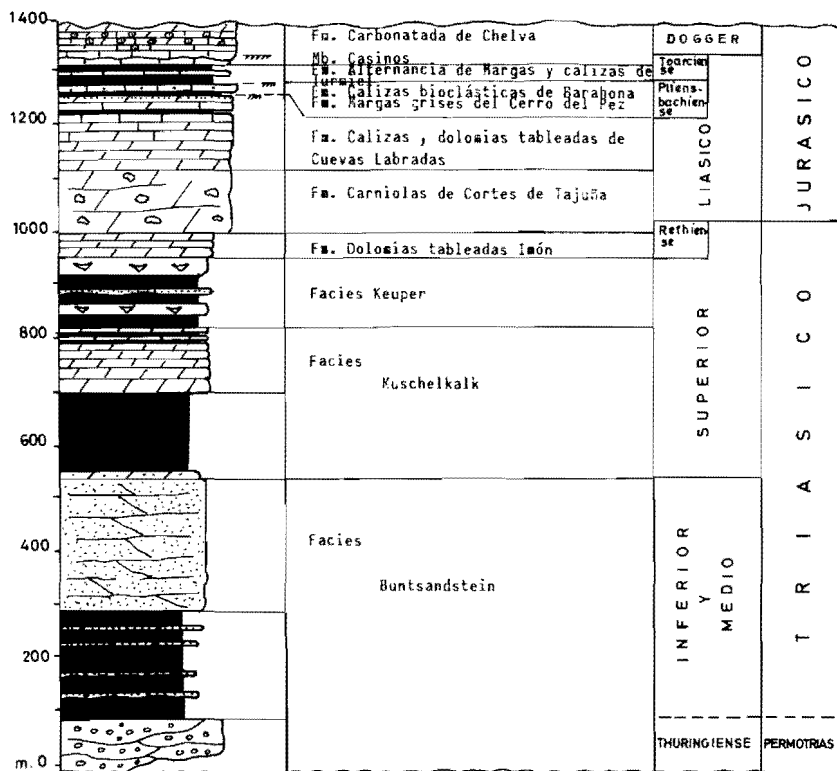
1.2.1. Conglomerados y areniscas (2). Facies Buntsandstein

Afloran en el núcleo del anticlinal de la Sierra de Valdemeca, así como en una pequeña superficie de la margen izquierda del Río Mayor del Molinillo, justo en el borde S de la hoja.

En la sección de la carretera de Cañete se han medido 87 m., constituidos por 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 delgados niveles de lutitas. La matriz entre los clastos, que presentan a menudo marcas de presión-solución, es areniscosa y habitualmente de grano medio a grueso, aunque existe también en los espacios intersticiales una pequeña proporción de material lutítico rojizo. Los clastos aparecen generalmente envueltos en una fina película hematítica que les da un aspecto rojizo característico. No obstante, las huellas de presión-solución que abundan en ellos están comunmente decoloradas.

Las muestras estudiadas son areniscas de grano medio, de morfoscopia SA-SR, formadas por granos de cuarzo (60-70%), feldk (10%), muy alterados y reliquias de plagioclasas. La matriz es sericitica (20%) y es una epimatriz formada por alteración diagenética de feldspatos, micas y fragmentos de rocas lábiles. La matriz incluye agregados de caolinita. También hay un cemento muy local de OxFe (5%) proveniente de la alteración de biotita y otros fragmentos de roca. Los contactos entre los granos presentan presión-solución incipiente e irregular. Hay orientación paralela de los granos y como minerales accesorios se observa: biotita, moscovita, turmalina y rutilo.

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 incompleta por truncamiento a techo como consecuencia de procesos sucesivos de amalgamación. Por otra parte, en la base de algunas de estas secuencias granodecrecientes y truncadas, existen a veces peque-



LEYENDA

	Conglomerados		Brechas dolomíticas
	Areniscas		Yesos
	Calizas		Lutitas o Margas
	Calizas arenosas o bioclásticas		Costra ferruginosa o nivel de concentración de fauna
	Calizas oolíticas		Discordancia
	Dolomías		

FIGURA 1. Columna estratigráfica sintética del Triásico y Jurásico de la hoja de Cañete.

ñas superficies erosivas de orientación variable y forma irregular (pequeños *scours*). Muy esporádicamente pueden encontrarse también *Flute-marks*, *current crescents* y niveles de cantos blandos en la base de las capas.

En los niveles areniscosos se observa laminación paralela y estratificación cruzada en surco a mediana escala, y localmente a pequeña, debida a *ripples* de corriente.

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

El depósito de esta unidad debió tener lugar en áreas intermedias de un sistema de abanicos aluviales durante períodos de funcionamiento activo de los mismos, en condiciones climáticas semiáridas con descargas acuosas estacionales.

1.2.2. Limolitas y arcillas rojas. Areniscas (3). Facies Buntsandstein

Esta unidad aflora, asimismo, en la Sierra de Valdemeca, inmediatamente al NE de la Peña de la Canaleja, y en el Anticlinal de Boniches, por la carretera de Cañete a Carboneras de Guadazaón. Da un blando relativo, aflorando en los frentes de las *cuestas*, protegida de la erosión por las areniscas del tramo superior. Se presenta muy recubierta por coluviones.

En la serie de la carretera de Cañete se han medido 206 m. de espesor, con frecuentes tramos cubiertos.

Esta unidad se caracteriza por su aspecto mixto o heterolítico. Consta a grandes rasgos de una alternancia de términos conglomeráticos, areniscosos y lutíticos, predominando los dos últimos.

Las areniscas son en cierto modo muy similares a las que se describirán para el tramo superior del Buntsandstein, pero pueden ser significativos la falta de cemento silíceo, y la abundancia de micas y de matriz en las areniscas de la unidad que se considera aquí.

Son areniscas de grano medio a grueso, de morfoscopia subangulosa con tendencia a SA-SR, formadas por granos de cuarzo (45-50%), feldk (25-30%), biotita y moscovita en proporciones variables entre 5 y 10%, y matriz diagenética sericítica (15%). En alguna muestra hay presencia de carbonatos (5%) así como de fragmentos de rocas ferruginosas (0-5%). Se observa alguna reliquia de plagioclasa. Parte de los feldk pueden provenir de rocas porfídicas ácidas.

Las micas están ferruginizadas parcialmente. Algunos contactos intergranulares son de presión-solución, y los granos tienen orientación paralela. Como minerales accesorios, turmalina y circón.

En general, esta unidad se organiza en ciclos positivos de base erosiva canalizada formada a menudo por areniscas que presentan ocasionalmente cantos blandos o cuarcíticos en la base, granoselección positiva y estratificación cruzada en surco a mediana escala. Hacia arriba pasan a términos progresivamente más finos, terminando en lutitas. Entre uno y otro término es frecuente encontrar un nivel areniscoso blanco por decoloración diagenética, con señales de bioturbación (en

parte de pequeñas raíces). Localmente se aprecian algunos niveles de costras ferruginosas asociadas a los términos lutíticos o areniscosos.

El medio de depósito de esta unidad debió tener lugar también en áreas intermedias de un sistema de abanicos aluviales, bien lateralmente a una vía de entrada principal de sedimentos (áreas interabanicos), bien en dichas zonas de entrada principal durante intervalos de actividad amortiguada, en los que el flujo está confinado en canales que se rellenan por material grueso, con una relación anchura/profundidad baja, y separados por largas etapas de acumulación de finos.

1.2.3. Areniscas rojas (4). Facies Buntsandstein

Constituyen los mayores afloramientos del Buntsandstein, y forman las extensas superficies estructurales de la Sierra de Valdemeca y los dorsos de las *cuestas* en el afloramiento del Sur de Cañete. Presentan fuertes escarpes y están profundamente cortadas por barrancos de incisión lineal.

En la Carretera de Cañete se han medido 225 m. de areniscas de color rojo, en bancos potentes de orden métrico, y a veces con cantos dispersos o formando niveles de escasa continuidad lateral. Hacia el techo se hacen de color más blanco, y poseen pequeñas intercalaciones decimétricas de arcillas verdes y rojas.

Por lo general son areniscas de grano medio, de morfoscopía dominante subredondeada, formadas por granos de cuarzo (45-50%), feldk en proporción del 25 al 30% y algunos granos de cuarcitas (5-10%), con una pequeña fracción (5-10%) de matriz sericítico-caolínica, y cemento bien desarrollado de cuarzo en crecimientos secundarios. En gran parte de las muestras se observa orientación paralela de los granos, a escala de la lámina delgada. Como minerales accesorios, micas, circón y turmalina.

Esta unidad está formada casi en su totalidad por ciclos positivos, en buena parte incompletos por arriba debido a amalgamación, de espesores comprendidos por lo general entre 1 y 100 m., siendo los más habituales de 3 a 6 m.; éstos, a su vez, parecen estar agrupados en otros de mayor envergadura (primer orden).

Dentro de los ciclos de segundo orden, existe una disminución hacia arriba tanto del tamaño de grano como de los espesores de las capas y de los sets de estratificación cruzada, que pasan de grande a mediana y pequeña escala. Otro hecho característico en ellos, es la presencia de una bioturbación acusada en los niveles más superiores de carácter limo-arcilloso, cuando la secuencia no es truncada excesivamente por la base erosiva del siguiente ciclo. La estratificación cruzada es en su mayoría de tipo surco (*trough*). Tan sólo 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 positivos de segundo orden. Aquí existen igualmente algunos niveles intercalados con laminación paralela del régimen de flujo superior,

que suelen mostrar *parting-lineation*. Ciertas capas areniscosas muestran también a veces otros tipos de estructuras de corriente como: *crescent-cast*, *flute-marks* y superficies de reactivación, en ocasiones con geometría sigmoidal, estas últimas dentro de *sets* de estratificación cruzada. Localmente se han observado también niveles delgados y lenticulares de lutitas situadas a techo de ciclos positivos incompletos en su parte media, y que se caracterizan por un contacto neto con las capas de arenisca situadas inmediatamente por debajo. Estos niveles representarían depósitos de abandono brusco de canal.

Los datos de paleocorrientes tomados en esta unidad, tanto en láminas de *sets* a mediana y gran escala como en ejes de surcos, *parting-lineation* y *crescent-cast* indican direcciones marcadas hacia el E y ESE, con pequeñas oscilaciones comprendidas entre el NE y el SE.

La sedimentación de esta unidad superior debió tener lugar en una llanura aluvial arenosa situada seguramente en la zona distal de sistemas de abanicos aluviales coalescentes. Dentro de ella, la distribución de sedimentos se haría por medio de cauces trenzados (*braided*) de baja sinuosidad en los que prácticamente queda inhibido el desarrollo de barras transversales, predominando en cambio en ellos las estructuras de excavación y relleno longitudinal de los canales, como son los *mega-ripples* (dunas), probablemente de tipo alunado en su mayoría. No obstante, no se excluye la posibilidad de que la parte superior de la unidad se haya visto afectada por retoques debidos a la actuación de mareas.

Por lo que respecta a la edad de la Facies Buntsandstein, la falta de argumentos paleontológicos dificulta extraordinariamente una atribución cronoestratigráfica precisa. Los datos regionales confirman el fuerte dia-cronismo del límite inferior de estos materiales, que pudieran empezar a sedimentarse ya en el Pérmico superior (Thuringiense), hasta el Anisiense o principios del Ladiniense, siendo la heterocronia del límite superior más suave.

Por tanto, atribuimos a la Facies Buntsandstein una edad que abarcaría probablemente el Pérmico superior y el Trías inferior.

1.2.4. Dolomías tableadas. Areniscas calcáreas (5). Facies Muschelkalk

Esta unidad aflora únicamente en el anticlinal de Boniches, circundando el tramo superior del Buntsandstein.

Está constituida por 10 a 12 m. como máximo de dolomías tableadas en bancos decimétricos, con algún nivel intercalado de menos de 30 cm. de areniscas calcáreas. Hacia el techo, se intercalan niveles margosos centimétricos.

En el área de Valdemeca, en la base de la unidad (6), existe 1 m. de dolomías ocreas de aspecto oqueroso equiparables a esta unidad, y que debido a su escasa potencia no se han separado en la cartografía.

Las dolomías tableadas presentan *ripples* de oscilación, bioturbación

moderada, porosidad móldica de sales, y algún nivel de brechas de cantos planos, que probablemente correspondan a los techos de las secuencias. Aunque las observaciones puntuales no permitan afirmarlo con seguridad, por consideraciones regionales que lo confirman atribuimos estos materiales a depósitos de llanura de mareas, en medios intermareales alto a supramareales (Informe del IGME, 1982, Inédito).

1.2.5. Arcillas varioladas. Limolitas (6). Facies Muschelkalk

Esta unidad corresponde a las «Arcillas yesíferas rojas de Beamud» del IGME (1972).

Afloran bordeando el pliegue de fondo de la Sierra de Valdemeca, así como en una amplia zona al S de Cañete.

Morfológicamente dan amplios valles asimétricos, muy cubiertos por lo general, lo cual ha impedido el levantamiento de alguna columna estratigráfica. Por tanto, aquí nos referimos a la serie del Noguerón, levantada al N de Beamud en la vecina hoja de Zafrilla.

Sobre 3 m. de areniscas limosas ocre con estratificación *wavy*, atribuidas al Buntsandstein, aflora 1 m. de dolomías ocre de aspecto oqueroso, correspondientes al Muschelkalk inferior; le siguen unos 130 m. muy recubiertos de arcillas verdes, rojas y negras con intercalaciones de niveles de arena fina de color ocre.

La potencia de esta unidad sólo se puede considerar como aproximada, debido a su variabilidad por condicionamientos tectónicos.

1.2.6. Dolomías. Intercalaciones margosas a techo (7). Facies Muschelkalk

La presente unidad aflora bordeando la sierra de Valdemeca, así como en el cerro del Castillo de Cañete, junto a Valdemoro Sierra y en el anticlinal desenraizado de Valdemorillo de la Sierra. Desde el punto de vista geomorfológico, dan origen a *cuestas* y *hog-backs* en cuyos reversos hay formas de tipo *chevron*.

En Valdemorillo de la Sierra, donde el tránsito de esta unidad sobre la inferior no es visible, se han medido un tramo inferior con 55 m. de dolomías estratificadas en bancos gruesos en la base, que se hacen decimétricos hacia arriba, con colores beige y amarillentos en superficie y grises en fractura.

Son dolomías generalmente compactas, de textura hipidiotópica, más raramente xenotópica, heterogranulares, de grano fino y medio, en algún caso grueso, con «sombras» de fósiles en algunos niveles (Lamelibránquios, Equinodermos) que llegan a ser abundantes restos de Moluscos hacia techo del tramo.

En la parte inferior de este tramo se encuentran estructuras de alta energía, tales como cuerpos con morfología de barras (*mega waves*) y canales que suelen conservar su estructura interna, constituida por

laminación cruzada de gran escala y bajo ángulo. Los techos de algunas barras se encuentran truncados dando origen a estructuras sigmoidales. También se encuentra *ripples* de oscilación, bioturbación moderada a abundante y laminaciones de algas. Todas estas estructuras se disponen formando secuencias de somerización (*shallowing upward*) del tipo de las indicadas en la figura 2-a.

Su depósito se ha llevado a cabo en un complejo de barras submareales dentro de la plataforma interna (*lagoon*), ocasionalmente retocadas por las mareas y/o con depósitos de llanura de mareas edificadas sobre su parte protegida.

En la parte alta del tramo dominan los *ripples* de oleaje y la bioturbación moderada a intensa, que corresponde a depósitos submareales de *lagoon* somero, protegidos por el complejo de barras y canales anteriormente mencionado y sobre el que se apoya.

Por encima de este tramo, se disponen 28 m. de dolomías y calizas margosas en capas de hasta 0,5 m. alternando con niveles de margas verdes y ocreas. En general, son intrabiomicrodolomías con Moluscos y gravels microdolomíticos (con tendencia a acumularse en microbandas), biomicritas de Crinoides y Moluscos, micritas con trazas de Gasterópodos finamente dolomitizados y dolomicritas con laminación paralela.

Este tramo, sedimentológicamente, es algo más complejo, contándose con *ripples* de oleaje, estructura *flaser*, laminaciones de algas, porosidad móldica de sales, *tepees*, bioturbación y brechas de cantos planos o lumaquelas de pelícipodos y gasterópodos. Estas estructuras se ordenan en secuencias de somerización del tipo de las indicadas en el fig. 2-b. En conjunto reflejan un ambiente sub a supramareal bajo condiciones de salinidad normal o bajo condiciones hipersalinas. El techo de cada secuencia suele estar marcado por niveles arcillosos o margosos que representan depósitos supramareales.



LEYENDA

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

FIGURA 2. Secuencias tipo del tramo superior del Muschelkalk.

- 1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación de algas 4.—*Ripples* de oscilación 5.—Bioturbación 6.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala 7.—Dunas decapitadas (estratificación sigmoidal) 8.—*Tepees* 9.—Porosidad móldica de sales 10.—Estructura *flaser* 11.—Brecha de cantos planos.

La fauna recogida en toda la unidad cartográfica no es muy característica cronoestratigráficamente, estando compuesta por Lamelibranquios, Moluscos, Equinodermos y Ostrácodos. Se ha determinado: *Fron-dicularia* cf. *woodwardi* HOWCH.

Por consideraciones regionales, atribuimos a esta unidad una edad Ladinense, aunque la parte superior pudiera tener una edad Karniense (HINKELBEIN, 1969).

1.2.7. Arcillas y margas varioladas. Yesos (8). Facies Keuper

Esta unidad aflora extensamente en el ámbito de la hoja. Por una parte se encuentra bordeando los núcleos triásicos de la Sierra de Valdemeca y del S de Cañete; por otra, en zonas de claro origen tectónico, como son las alineaciones estructurales de los valles de los ríos Guadazaón y Mayor del Molinillo y los afloramientos situados en la parte E de la hoja.

Da lugar a amplios valles extensamente recubiertos, o bien se dispone en vertientes regularizadas.

Se han podido levantar, pese a la intensa tectonización de la unidad, dos columnas parciales, la de Cañete y la de Valdemoro-Sierra, que muestran gran similitud de litofacies con el Keuper de la zona central valenciana. La fig. 3 es un esquema de la serie del Keuper de esta hoja.

En Valdemoro-Sierra se han medido aproximadamente 60 m. de la unidad KI de ORTI CABO (1973), compuestos por arcillas, yesos, carbonatos y más excepcionalmente areniscas de tonos gris-amarillentos.

En Cañete, se han reconocido las unidades K2 y K3, en parte, con potencias de 35 m. y 16 m. mínimos, respectivamente. Se trata de una serie detrítica intermedia roja de arcillas, areniscas, carbonatos y más raramente capas carbonosas.

En la zona, también es reconocible por encima una serie evaporítica superior roja y violácea de naturaleza arcillo-yesífera (unidad K4), faltando sin embargo los yesos masivos (unidad K5) del techo de la facies Keuper valenciana.

Las areniscas de la unidad detrítica intermedia están, por lo general, menos desarrolladas que en el sector central valenciano, aunque puntualmente (1 km. al SSW de Valdemoro-Sierra) existen canales de hasta 8 m. de potencia.

La potencia total del Keuper es difícil de establecer. En el sector de Cañete, podría estar comprendida entre 150 y 250 m., mientras que en el de Valdemoro-Valdemorillo el grosor total podría quedar reducido a 100-150 m., todo ello según mediciones parciales y estimaciones realizadas.

En la hoja de Cañete no se han reconocido rocas ofíticas asociadas a los materiales margo-yesíferos del Keuper, pero sí minerales autigénicos (Aragonitos, Jacintos de Compostela) que regionalmente son característicos de esta unidad.

El medio deposicional de estos materiales debió ser una llanura próxima al litoral que temporalmente sufriría pequeñas transgresiones marinas que dejaban sedimentos de llanuras de mareas. En esta llanura se desarrollarían lagos efímeros, semejantes a las *sebkhas* litorales (CAPOTE *et al.* 1982).

La edad Triásica superior de las margas del Keuper en la hoja de Cañete ha sido establecido por VIALARD (1973) y BOULOUARD y VIALARD (1981).

1.3. TRIASICO SUPERIOR y JURASICO

Los trabajos más interesantes sobre el Triásico superior y Jurásico de la hoja de Cañete y áreas próximas son los de RIBA (1959), MELENDEZ HEVIA (1971), MELENDEZ HEVIA y RAMIREZ DEL POZO (1972), VIALARD (1973), GOY *et al.* (1976), GOY y YEBENES (1977), GOMEZ (1979), GOMEZ y GOY (1979), GINER y BARNOLAS (1980) y el informe del IGME (1982).

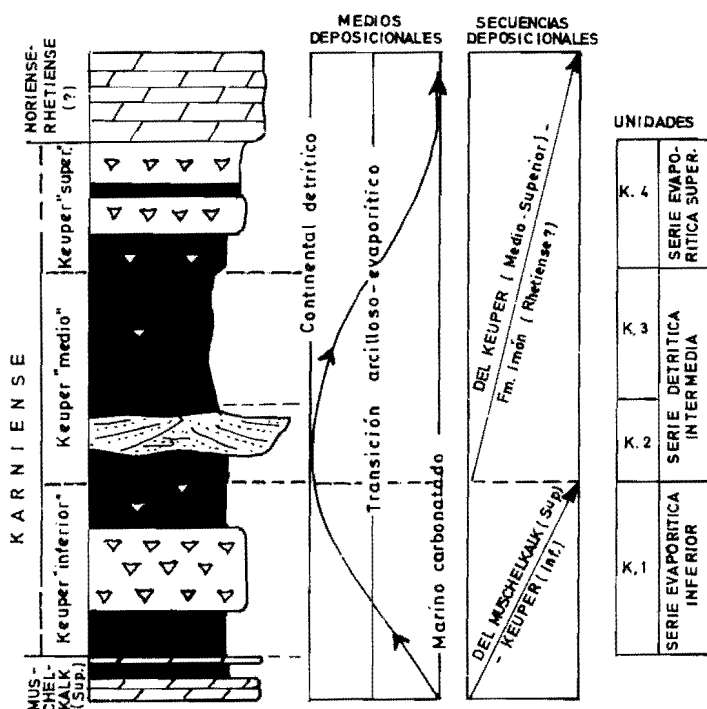


FIGURA 3. Unidades litoestratigráficas del Keuper de la hoja de Cañete (Según ORTI CABO).

En los trabajos de GOY *et al.* y GOMEZ y GOY se definen formalmente las unidades litoestratigráficas del Triásico superior y Jurásico, en un amplio sector de la Cordillera Ibérica que una vez agrupadas convenientemente, constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

1.3.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña. (9) Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense inferior

1.3.1.1. Fm. Dolomías tableadas de Imón

No ha sido observada en la presente hoja, debido probablemente al contacto mecánico con el Keuper y a los grandes recubrimientos existentes. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que exista en algunos puntos, como ocurre en las proximidades del borde N de la hoja, columna de la Laguna del Marquesado (hoja de Zafrilla).

En esta serie, se han medido 40 m. de dolomías de grano fino, grises, bien estratificadas en capas de 0,20 a 0,60 m. de espesor con alguna intercalación margosa hacia la base.

Estudiadas al microscopio son dolomías compactas, heterogranulares, de grano fino y medio y textura brechoide generalizada, en la que los «clastos» corresponden a dolomicritas con cierta laminación paralela (posible reliquia de laminación estromatolítica y/o grumos algáceos) y el «cemento» es de dolomía más gruesa, conteniendo abundantes patches de calcita. Parece lógico interpretarlas como microdolomías algáceas, estromatolíticas, profundamente recrystalizadas por microkarstificación.

Esta formación contiene cuerpos con morfología de canales y barras o dunas, *ripples* de oleaje, *rills*, laminación de algas y porosidad fenestral, correspondiendo las intercalaciones margosas de la parte inferior a charcas (*ponds*) bien supramareales, bien intermareales.

Su depósito correspondería 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 toda la hoja, bordeando los materiales del Keuper, aunque con frecuencia lo mecanizado del contacto entre ambos hace desaparecer total o parcialmente a la presente unidad.

Forma la base de resaltes morfológicos sobre el Keuper a menudo bastante escarpados, y en ocasiones constituye el núcleo de *combe* anticlinales.

Esta unidad se ha estudiado en la serie levantada en el Bco. de la Fuente de la Sierra, donde afloran 102 m. muy tectonizados, de brechas dolomíticas *mud and clast supported*, con niveles ocasionales de dolomías grises y cremas, en bancos de 0,1 a 1 m. que lateralmente pasan a las brechas. Los clastos tienen tamaños muy variables, desde varios cen-

tímetros hasta 0,5 m. de diámetro.

Las brechas que constituyen la casi totalidad de esta formación, son brechas de colapso, originadas por la disolución de evaporitas.

La mayor parte de las muestras estudiadas son dolomías compactas de textura xenotópica, con cristales de tamaño fino y medio, con vacuolas de calcita, y, en algunos casos, con microestratificación paralela por orientación de cristales. Algunas son microdolomías con tendencia a microlaminación paralela/lenticular; en otras se observan «fantasmas» o reliquias de posible laminación estromatolítica. Hacia el techo de la serie, existen dolomías de recristalización fina y media, que contienen aloquímicos (oolitos y gravels alargados) amigdaloides de microdolomita, con parches irregulares de calcita poikilotópica que pueden representar «fenestrae».

En los cantos pueden reconocerse algunas estructuras tales como *ripples* de oleaje, laminación de algas, en ocasiones con las láminas rotas, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales.

Todo ello sugiere que su deposición se ha llevado a cabo en una llanura de mareas hipersalinas a *sebkha*.

El conjunto de la unidad cartográfica es prácticamente azoica. No se reconocen fósiles en la mayoría de las muestras estudiadas, aunque de forma esporádica pueden observarse sombras de Lagénidos. Debido a sus características estériles, la edad de esta unidad se da por correlación con otras zonas de la Ibérica.

De modo tentativo, puede indicarse que la Fm. Dolomías de Imón pertenece al Triásico superior; que el límite Triásico y Jurásico debe situarse dentro de las Carniolas de Cortes de Tajuña, y que éstas englobarían además el Hettangiense y el Sinemuriense inferior.

1.3.2. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (10) Sinemuriense superior-Pliensbachiense superior

1.3.2.1. Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

Esta unidad aflora ampliamente en toda la hoja de Cañete. Se ha estudiado en la sección de la Carretera de La Huerguina, donde sobre 8 m. de dolomías beigeas en bancos, con niveles brechoides intercalados, correspondientes a la parte superior de la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña, se disponen:

— Treinta y seis metros de dolomías grises, beigeas y cremas bien estratificadas en bancos de 0,15 a 1,20 m., con juntas margosas y algún nivel de brechas de cantos planos. Hacia el techo, comienzan a aparecer restos de bivalvos y crinoides.

Petrológicamente, son dolomías compactas con textura hipidiotópica a xenotópica, con microestratificación dudosa paralela y/o ondulada, mol-des de disolución de bioclastos y con niveles intercalados de intraoospa-

ritas en que los aloquímicos son agregados de dolomicrita-microdoloes-parita, y el cemento de esparita dolomítica.

Como estructuras sedimentarias se encuentran cuerpos con morfología de barras y canales en menor proporción, que en ocasiones conservan su estructura interna constituida por laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala y/o estratificación cruzada de tipo surco. También se encuentra laminación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* de oleaje, laminación de algas a veces con láminas rotas, porosidad fenestral y porosidad móldica de sales, estructuras *chickenwire* y niveles de brechas. Todas estas estructuras se disponen en secuencias de somerización (fig. 4-a) y su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente desde submareal somero de tipo *lagoon* a supramareal, ocasionalmente hipersalino.

— Treinta y un metros de calizas dolomíticas y dolomías grises y cremas, bien estratificadas en bancos de hasta 1,20 m., con abundantes juntas e intercalaciones de margas grises. Algún nivel es oolítico o brechoide. Abundan los crinoides y bivalvos.

Petrológicamente son dolomías similares a las del tramo anterior, existiendo además niveles de dolomicritas grumosas algo recrystalizadas, y de dolomías heterogranulares con aspecto brechoide que podría corresponder a la recrystalización de dolomicritas.

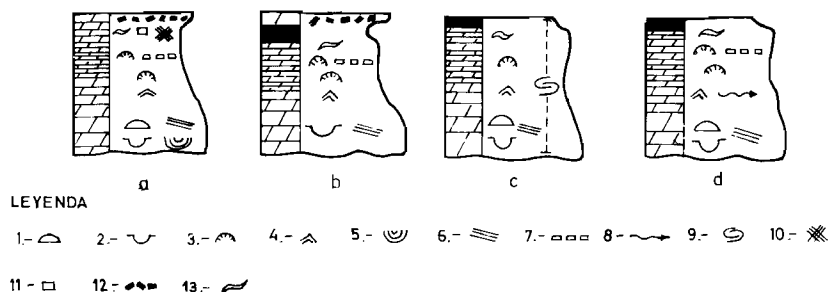


FIGURA 4. Secuencias tipo de la Formación Calizas y Dolomías tableadas de Cuevas Labradas.

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación de Algas 4.—*Ripples* de oscilación 5.—Laminación cruzada de tipo festoneado 6.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala 7.—Laminación de algas con láminas rotas 8.—*Rills* 9.—*Slumpings* 10.—Estructuras *chicken-wire* 11.—Porosidad móldica de sales 12.—Brechas 13.—Porosidad fenestral.

En este tramo predominan los cuerpos con morfología de canal, con estructuras de alta energía; a veces conservan una laminación interna constituida por laminación cruzada planar de gran escala. También se encuentran *ripples* de oleaje, laminación de algas en ocasiones con las

láminas rotas, porosidad fenestral y brechas que suelen situarse en el techo de las secuencias, incluso por encima de los términos margosos. Estas estructuras se ordenan en secuencias «*shallowingupward*» como las descritas en la Fig. 4-b. Algunos tramos, especialmente los asociados a la presencia de canales, pueden estar eslampizados. Su depósito corresponde a un ambiente sub a intermareal, esporádicamente salino, y supramareal. Los niveles de brechas se interpretan como acumulaciones de fragmentos, en ambiente inter a supramareal, debido a tempestades.

— Veinticinco metros de calizas *mudstones* grises y beige, estratificadas en bancos decimétricos. Ocasionalmente son algo dolomíticas, y presentan juntas margosas. En este tramo abundan los términos con *slumps*.

Son biomicritas y micritas laminadas más o menos recrystalizadas con escasos restos de bioclastos. Ocasionalmente se observan procesos de dedolomitización.

Son bastante abundantes en este tramo los cuerpos canalizados y con morfología de barras (en los que se conservan generalmente la estructura interna. Conteniendo laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala y estratificación cruzada festoneada). También aparecen *ripples* de oscilación, laminación de algas y porosidad fenestral, ordenándose todo ello en secuencias de somerización como las descritas en la fig. 4-c. Su depósito se ha llevado a cabo en un ambiente sub a supramareal inestable.

— Treinta y un metros de calizas *mudstones* y *grainstones*, bioclásticas y a veces oolíticas, margas grises y margocalizas, arcillosas, con fauna abundante de Crinoides, Belemnites, Lamelibranquios y Gasterópodos.

Petrológicamente son intraoosparitas e intrabiopelmicritas en que los oolitos son «*gravels*» y peletoides revestidos, biomicritas y biogravelmicritas ricas en Ostrácodos, en zonas irregulares, que pasan a texturas dismicríticas en otras zonas de la roca. Ocasionalmente se aprecia microlaminación paralela.

También este tramo se encuentra constituido por secuencias de somerización (fig. 4-d). En su parte inferior contienen barras y canales, a veces con laminación cruzada de gran escala y bajo ángulo, *rills* bioclásticos, *ripples* de oscilación, laminación de algas ocasionalmente con las láminas rotas y, porosidad fenestral. El techo de las secuencias está marcado normalmente por niveles margosos. El depósito de este tramo se ha llevado a cabo en un ambiente submareal somero a inter y supramareal, en una llanura de mareas de salinidad normal.

Esta formación, en conjunto, contiene fragmentos de Lamelibranquios, Crinoides, Gasterópodos, Ostrácodos y Foraminíferos (Lagénidos, Lituolidos, Ammodiscidos) Algas Dasycladáceas y Cianofíceas. Se han clasificado: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Orbitopsella* cf. *primaeva* (HEN.), *Mayncina* cf. *termieri* HOTT., *Haurania amijii* HEN., *Pseudopfenderina* cf.

butterlini (BRUN.), *Lituosepta* sp., *Favreina salevensis* (PAR.), *Paleodasy-cladus* sp.

En las muestras levigadas son escasos los restos de: *Lenticulina minuta* BORN., *L. subalata* REUSS y Gasterópodos.

La edad de esta Formación es Sinemuriense sup.-Pliensbachiense inferior (Carixiense).

1.3.2.2. Fm. Margas grises del Cerro del Pez

Tiene una potencia escasísima en la hoja de Cañete, cifrable en 4-5 m.

En la sección de la Carretera de La Huerguina esta unidad, aunque muy cubierta, está constituida por 4,5 m. de margas verdes con algún nivel de calizas arcillosas nodulosas intercalado.

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

1.3.2.3. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona

Tiene en la hoja una potencia no superior a los 15-20 m. En la columna de la carretera de La Huerguina afloran 6 m. de la base, compuestos por calizas arcillosas nodulosas, color gris, con algún nivel margoso intercalado. Presentan abundantes bioclastos.

Al microscopio se aprecia una orientación paralela de los bioclastos y cierta dolomitización incipiente.

En estas calizas se observan *ripples* de oscilación *rills* bioclásticos y bioturbación moderada. En ocasiones pueden reconocerse estructuras *flaser*.

Su ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma bioclástica de extensión con influencia del oleaje y de las mareas.

Contienen fragmentos de Equinodermos, Braquiópodos, Belemnites, Moluscos, Ostrácodos y Foraminíferos (Lagénidos y Ammodiscidos). Clasificamos: *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Lenticulina* sp., *Astacolus* sp., *Dentalina* sp., *Praevidalina* sp., *Glomospira* sp., *Ammobaculites* sp.

Por esta asociación de microfósiles damos como edad Pliensbachiense superior (Domeriense sup.), confirmado en zonas próximas donde se han clasificado Ammonites y Braquiópodos.

Por tanto, al conjunto de la unidad cartográfica se le asigna una edad de Sinemuriense superior-Pliensbachiense superior.

1.3.3. Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (11). Toarciense

Esta unidad está presente en gran parte de la hoja, aunque las condiciones de afloramiento han impedido el levantamiento de una sección completa.

Los 6 m. superiores de la formación se han reconocido en la serie del Río Guadazaón, el resto con la ayuda de muestras sueltas.

Tiene un espesor aproximado de 35 m. Está compuesto por una alternancia rítmica de margas y margocalizas, en niveles decimétricos con restos de Crinoides, Braquiópodos, Lamelibranquios, Gasterópodos y Microfilamentos, en general bastante menos abundantes que en áreas cercanas, como en la Sierra de Albarracín. Las calizas son generalmente *mudstones* y *wackestones* arcillosos.

Petrográficamente son biomicritas algo arcillosas, con fragmentos de bioclastos en ocasiones ligeramente ferruginizados. En ocasiones contienen limos de cuarzo como accesorio.

Desde el punto de vista sedimentológico, esta unidad está constituida por secuencias caliza-marga y en menor proporción marga-caliza. Los carbonatos tienen en buena parte aspecto noduloso. Pueden reconocerse laminación de *ripples*, *rills* bioclásticos y bioturbación escasa a moderada. Su depósito se ha llevado a cabo en una plataforma externa submareal de escasa profundidad.

Las micritas y biomicritas de la base de la formación, contienen Crinoides y Lagénidos. Hacia el techo, las calizas tienen Microfilamentos y Lagénidos como: *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., fragmentos de Ostrácodos, Moluscos y Equinodermos.

Las margas levigadas contienen: Braquiópodos, Crinoides, Moluscos y Foraminíferos (Lagénidos). Se han clasificado: *Citharina longuemari* (TERQ.), *Frondicularia lignaria* TERQ., *Nodosaria oculina* (TER. y BERT), *Dentalina communis* D'ORB., *Falsopalmula deslongchampsii* TERQ.

La asociación de Lagénidos estudiada en las margas es típica del Toarciense.

1.3.4. Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas, calizas oolíticas y dolomías (12). Dogger.

Aflora con bastante extensión en toda la hoja, fundamentalmente en la parte W de la misma. Forma un fuerte resalte morfológico por encima de la Formación relativamente blanda inferior, sobre el que en ocasiones se desarrollan formas kársticas de absorción (dolinas).

La unidad nunca se presenta completa, dado que está erosionado su techo, apoyándose discordantemente sobre ella materiales del Cretácico inferior en facies «Weald» e incluso la Facies Utrillas.

Se ha estudiado en la serie del Río Guadazaón donde aflora con un espesor de unos 50 m. que se puede tomar como el espesor medio en la hoja.

En este corte se distinguen:

— Un tramo inferior, de 25 m. constituido por calizas *mudstones* y *packstones* de colores beige y crema, estratificadas en bancos de 0,1-1 m. con superficies onduladas en detalle. Presentan frecuentes pasadas de *grainstones* oolíticos y bioclásticos. Este tramo presenta una superficie ferruginosa a techo.

— Un tramo superior compuesto por 24,5 m. de calizas *grainstones* oolíticas y bioclásticas en bancos de 0,20-1 m. Les afecta una dolomitización irregular.

Presenta un contenido faunístico similar al tramo anterior (Crinoides, Lamelibranchios, Gasterópodos), con la peculiaridad de que localmente (Carretera de La Huerquina), se encuentran «encrinítas».

En la parte SE de la hoja, por encima del tramo superior se disponen unas dolomías masivas, de color blanco y rojizo, gruesamente cristalinas, por lo que cualquier textura primaria se encuentra borrada.

En general, la unidad está formada por biopelmicritas e intrabiomicritas, dominantes en el tramo inferior, y por intraoosparitas e intrabiocesparitas dominantes en el tramo superior, con oolitos de bordes ligeramente ferruginosos, algunos de ellos complejos, de elaboración algácea. Contienen intraclastos y fósiles intraclastados. Todas las muestras presentan a escala de lámina delgada, microestratificación paralela y, a veces, bandeo granulométrico/composicional, las dolomías suelen ser dolomías compactas hipidiotópicas de grano grueso.

En el tramo inferior de la unidad predominan los cuerpos con morfología canalizada y barras en menor proporción. La estructura interna de estos cuerpos está constituida por laminación cruzada, tanto planar de bajo ángulo y gran escala como de tipo festoneado. En las escasas medidas de paleocorrientes que se han podido obtener se deduce un sentido de Oeste a Este por el movimiento de estas barras. También son frecuentes los *rills* bioclásticos y los *ripples* de oleaje. Todas estas estructuras se organizan en secuencias «fining» como las que aparecen en la fig. 5-a. Su depósito se ha llevado a cabo en un complejo de barras y canales en el cinturón de alta energía de una plataforma somera.

El tramo superior de la unidad presenta en su parte baja un predominio de la estratificación cruzada de tipo festoneado y la laminación cruzada planar de bajo ángulo. Ambas estructuras se disponen formando secuencias de unos 30-50 cm. de espesor del tipo mostrado en la fig. 5-b. Se trata de ciclos de llanura de mareas de alta energía (playas) situadas sobre barras. En el resto del tramo se encuentran cuerpos con morfología de barras que predominan sobre los cuerpos canalizados con una estructura interna de laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala, y en menor proporción *ripples* de oleaje y *rills* bioclásticos. Todas estas estructuras se disponen constituyendo secuencias como las descritas en la fig. 5-c, originadas a partir de la migración de barras y canales situados en el cinturón de alta energía de una plataforma somera.

El contenido faunístico de la formación es abundante. Existen fragmentos de: Moluscos, Crinoides, Ostrácodos, Espículas, Serpúlidos, Briozoos, Algas Dasycladáceas, Algas flotantes, Radiolarios y Foraminíferos (Lagénidos y Ammodiscidos).

Clasificamos: *Globochaete alpina* LOMB., *Eothrix alpina* LOMB., *Safartiella dubari* CONR y PEYB., *Lenticulina* sp., *Saracenaria* sp., *Astacolus* sp., *Nodosaria* sp., *Fronicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *aggluti-*

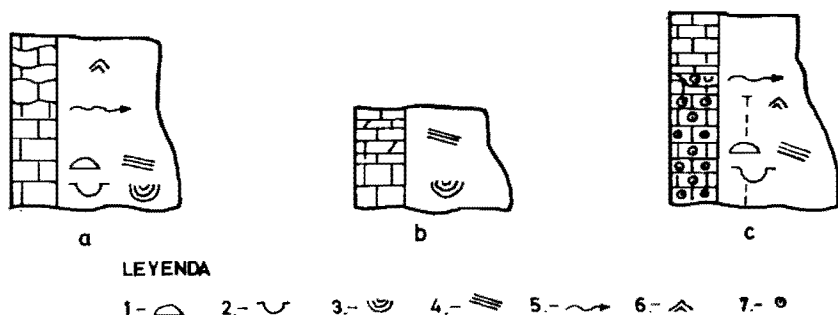


FIGURA 5. Secuencias tipo de la parte informal de la Formación Carbonata de Chelva.

1.—Barras 2.—Canales 3.—Estratificación cruzada de tipo festoneado 4.—Laminación cruzada planar de bajo ángulo y gran escala 5.—Rills bioclásticos 6.—Ripples de oscilación 7.—Oolitos.

nans (D'ORB.), *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Gaydryina* sp.

En esta Formación está representado el Dogger. Por micropaleontología no se pueden separar los distintos pisos.

1.4. CRETACICO

Sobre el Cretácico de la hoja de Cañete y zonas próximas destacan los trabajos de RIBA (1959), BUFFET (1968), VIALARD (1966, 1973), F. MELENDEZ (1971, 1972), F. MELENDEZ *et al.* (1972, 1974), RAMIREZ *et al.* (1972, 1974), N. MELENDEZ (1982), CAPOTE *et al.* (1982), así como el Informe del IGME (1982), VILAS *et al.* (1982), ALONSO *et al.* (1982) y las hojas MAGNA de Villar del Humo (IGME, 1975) y ADEMUS (IGME, 1977).

En los trabajos de VILAS *et al.* y ALONSO *et al.* se definen formalmente las unidades litoestratigráficas del Cretácico que hemos empleado en las descripciones y una vez agrupadas, en la cartografía, aunque en ciertos casos no son fáciles de reconocer sobre el terreno.

Los principales afloramientos cretácicos se sitúan en la mitad E de la hoja, aunque los materiales del ciclo inferior del Cretácico se encuentran en todo el ámbito de la misma.

1.4.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado, Fm. Calizas de La Huérguina. Facies Weald. (13). Barremiense.

Esta unidad aflora en todo el ámbito de la hoja, salvo en la esquina NE, donde la Fm. Arenas de Utrillas se apoya directamente sobre el Jurásico, y en la parte SW, donde las calizas de La Huérguina se adelgazan hasta llegar a desaparecer.

La parte inferior de la unidad cartográfica tiene una expresión morfológica negativa (tramo blando). La Formación Calizas de La Huérguina morfológicamente constituye los reversos de *cuestas*, que generalmente presentan formas de *Chevrons*.

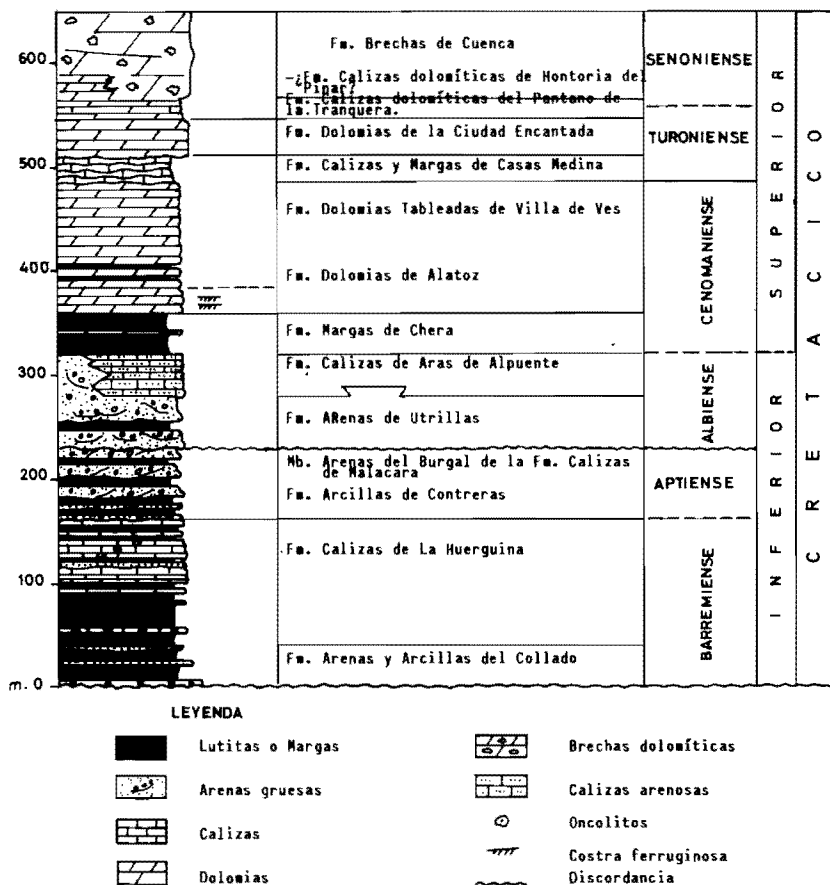


FIGURA 6. Columna estratigráfica sintética del Cretácico de la hoja de Cañete.

Estas formaciones tradicionalmente se han englobado bajo las denominaciones de «Wealdiense» (VIALARD, 1972) o «Facies Weald» (MELENDEZ *et al.*, 1974).

1.4.1.1. Fm. Arenas y arcillas del Collado

En la hoja de Cañete está formada por areniscas ocre con estratificación cruzada de tipo surco, organizadas en cuerpos canalizados, y limo-

litas y arcillas rojas y ocre. En la base suele existir un conglomerado de cantos cuarcíticos, de potencia no superior a los 5 m.

Correspondería a un medio de llanuras aluviales proximales de tipo *braided* o parte media-distal de abanicos húmedos.

Localmente, esta formación puede no existir, como ocurre en la zona de levantamiento de la serie de La Huérquina I, donde la Fm. Calizas de la Huérquina yace directamente sobre el Jurásico, con una potencia aproximada de 130 m.

1.4.1.2. Fm. Calizas de La Huérquina

En la sección anteriormente citada, se distinguen de muro a techo los siguientes tramos:

— Cuarenta y cinco metros muy recubiertos, de limos rojizos y grises con intercalaciones decimétricas de calizas *wackestone-packstone* con caráceas y oncolitos. Presentan niveles de «cantos negros» en la base en contacto con el Jurásico. Principalmente puede estar constituida por un nivel conglomerático.

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

— Veintiocho y medio metros de calizas *wackestone-packstone*, algo arenosas en bancos de 0,20 a 1 m. de espesor alternando con niveles de arcillas y margas verdosas con restos carbonosos. En la parte inferior predominan las margas, y existe un pequeño nivel de arenas amarillentas intercalado.

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

Las calizas tienen laminaciones de origen estromatolítico, a veces con las láminas rotas, y abundantes huellas de carga, en ocasiones relacionadas con probables pisadas de Dinosaurios. Son abundantes los restos carbonosos. La secuencia representativa está formada por calizas en la base, le siguen margas y arcillas y termina en delgados niveles lignitíferos.

— Veinticinco y medio metros de calizas *mudstone*, *wackestone* y *packstone* con abundantes juntas arcillo-margosas. Presentan niveles de cantos negros y una intercalación de 2 m. de areniscas amarillentas con la base canalizada.

Las calizas son, así mismo, biomicritas de algas. Las areniscas son microconglomeráticas, con granos subredondeados de cuarzo (30%), feldk (20%), y cemento de dolomita ferrosa en cristales subidiotópicos.

— Treinta y seis metros de alternancia de calizas *mudstone-wackestone* con arcillas y margas rojas, verdes y grises. En la base, las calizas tienen pirita, y algunos niveles arcillo-margosos, presentan procesos de edafización y concreciones verticales de raíces.

Petrológicamente las calizas son biomicritas de algas con predominio de Caráceas y Ostrácodos sobre las algas Filamentosas.

Estos tres tramos superiores de la formación podrían interpretarse como sedimentos en llanuras de tipo lacustre-palustre, con predominio del desarrollo de lagos carbonatados someros frente a zonas no inundadas (palustres). Como aspectos particulares, existen episodios correspondientes a canales, bien siliciclásticos bien calcareníticos, así como instauración de algún nivel nodulizado relacionado con la formación de suelos hidromorfos.

La presencia de algún nivel con fauna marina (ostreidos, miliólidos), hace suponer una relativa proximidad de la línea de costa, que podría permitir la contaminación de esta zona de marismas con aguas marinas durante episodios esporádicos de comunicación con el mar.

En toda la formación son abundantísimos los restos de oogonios y talos de Caráceas, así como las acumulaciones de Cianofíceas y Clorofíceas que en ocasiones llegan a ser componente único de la roca, formando auténticos estromatolitos.

Se han clasificado: *Atopochara trivolis triquetra* GRAM., *Atopochara trivolis trivolis* (sólo a techo de la Formación), *Globator trochiliscoides* GAMB., *Embergella* aff. *cruciata* GRAMB. (a techo), *Clavatorites* sp., *Cypridea rotundata* AND, *Cypridea indigens* AND., *Theriossynoecum* aff. *fittoni* (MANT.), *Darwinula leguminella* sp. (FORBES).

Las Caráceas datan esta facies como Barremiense (inferior y superior). Los últimos metros pudieran pertenecer al Aptiense ya que la evolución de la *Atopochara trivolis triquetra* GRAMB., a *Atopochara trivolis trivolis* marca el paso Barremiense a Aptiense.

1.4.2. Areniscas y arcillas rojas. Facies Weald (14). Aptiense-Albiense-inferior

Aflora en todo el ámbito de la hoja de Cañete, salvo en la esquina NE (Cerro del Escornadero), donde no está presente por erosión y/o no deposición. La base de esta unidad pasa por cambio lateral a la Formación Calizas de La Huérguina, sobre la que generalmente se apoya, salvo en el SW de la hoja, donde las calizas tienen un espesor de muy pocos metros y se han cartografiado dentro de la misma unidad. Sus materiales están generalmente muy recubiertos y morfológicamente constituyen vertientes regularizadas.

Esta unidad ha sido denominada «Facies Weald» por MELENDEZ *et al.* (1974) y englobaría la Fm. Arcillas de Contreras y el Miembro Arenas y Arcillas del Bungal de VILAS *et al.* (1982) (En MELENDEZ, N. 1982). Así

mismo, podría considerarse en parte equivalente lateral de la Fm. Lignitos de Escucha de AGUILAR *et al.* (1971).

Se ha estudiado en la serie de La Huérquina III. De los 60-70 m. de espesor aproximado que tiene la unidad, se han medido en este punto los 50 m. superiores. Están compuestos por areniscas blancas, ocre y rojas de grano grueso a microconglomeráticas con cantos dispersos que en ocasiones se presentan en niveles ahuecados, alternando con arcillas rojas y negras que pueden presentar restos carbonosos dispersos o niveles lignitíferos.

Al microscopio, las areniscas tienen morfoscopia subredondeada, y están formadas por granos de cuarzo (65%), feldk (20%) y cemento pelicular y poral de óxido de hierro. Tienen como accesorios moscovitas.

Los cuerpos areniscosos tienen base erosiva, estratificación cruzada de gran escala de tipo surco o planar y granoselección positiva.

También son abundantes hacia el techo de esta serie los niveles ferruginizados, y en toda ella aparecen grandes troncos ferruginizados. Como ya se indicó, los tramos arcillosos presentan restos carbonosos.

La estructura interna más característica son los *cosets* de estratificación cruzada a mediana escala, tanto planar como en surco; en el primer caso, las láminas o *foresets* que la componen son a menudo de avalancha, con buzamientos altos y suelen caracterizarse además por una granoselección positiva muy marcada, de escala centimétrica, dentro de cada una de ellas. Existe también laminación cruzada a pequeña escala de *ripples* (casi siempre en surco), y superficies erosivas canalizadas. Esporádicamente existe laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. En los intervalos areniscosos son frecuentes las costras ferruginosas (sobre todo en los límites de capas), que imparten localmente un color rojizo o pardoamarillento típico al sedimento.

Una buena parte del conjunto está formado por ciclos positivos con espesores de orden métrico con frecuencia truncados por la erosión del que les sigue. En los casos en que están completos, por encima de una base canalizada se deposita el intervalo arenoso o microconglomerático con estratificación cruzada a mediana escala de los dos tipos antes indicados sin que parezca existir un ordenamiento en la vertical entre ambos. A continuación viene un intervalo de areniscas finas, con frecuencia micáceas, caracterizado por laminación cruzada en pequeños *sets* por lo general de *ripples*, y finalmente el intervalo lutítico.

Las paleocorrientes medidas, tanto en ejes de surcos como en láminas de estratificación cruzada, muestran una dirección generalizada de aportes hacia el S, con escasa dispersión de los valores que oscilan, no obstante, entre el SW y el SE.

El conjunto parece haberse depositado en una llanura aluvial arenosa generada por sistemas fluviales trenzados (*braided*) de baja sinuosidad; localmente, algunos de los canales podrían comportarse como anastomados. Los términos arenosos con estratificación cruzada tabular y de cierta continuidad lateral representarían barras transversales migrando

en un cierto ángulo con respecto al eje del canal. Las de tipo surco representan *megaripples* o dunas tridimensionales migrando aguas abajo del sistema y prácticamente en la dirección de dicho eje. Los términos lutíticos gris oscuros a negros constituyen zonas cubiertas permanentemente con agua y fondos reductores, a menudo ricos en materia orgánica. Significarían en unos casos, pequeñas charcas adyacentes a los cauces distributarios, mientras que en otros representarían etapas de abandono de canales.

Los únicos restos fósiles encontrados corresponden a polen obtenido en el techo de la formación. Se han clasificado: *Cyathidites australis* COUPER, *Cyathidites minor* COUPER, *Matonisporites equiexinus* COUPER, *Biretisporites potonie* DELCOURT & SPRUMONT, *Concavissimisporites minor* (POCOK) DELCOURT, DETTMAN & HUGHES, *Cicatricosisporites subrotundus* BRENNER, *Cicatricosisporites* cf. *aralica* (BOLKHOV) BRENNER, *Trilobosporites* sp., *Foraminisporis dailyi* (COOKSON & DETTMANN) DETTMANN, *Tauocusporites segmentatus* STOVER, *Pateillasporites* sp., *Peromonolites* sp., *Callialasporites dampieri* (BALME) DEV, *Alisporites grandis* (COOKSON) DETTMANN, *Alisporites bilateralis* ROUSE, *Pinuspollenites spherisaccus* BRENNER, *Podocarpidites* sp., *Inaperturopollenites dubius* (POTONIE & VENITZ) THOMSON & PFLUG., *Taxodiaceapollenites hiatus* (POTONIE) KREMP, *Araucariacites* sp., *Eucommiidites troedssoni* EROTMAN, *Classpollis* sp. y *Schizosporis spriggi* COOKSON & DETTMANN.

El conjunto de esporas tiene una edad típicamente Albiense, faltando por completo las Angiospermas Tricolpadas o las Tricolporadas que determinarían una edad Albiense medio o superior. Por tanto, y teniendo en cuenta la edad de la formación infrayacente, atribuimos a la presente unidad una edad Aptiense-Albiense inferior.

1.4.3. Calizas con caráceas, areniscas y arcillas. Facies Weald. (15). Barremiense-Albiense inferior

Esta unidad comprensiva está presente en algunos pequeños manchones de la zona S y W de la hoja, donde las condiciones de afloramiento han impedido separar las dos unidades cartográficas descritas anteriormente. Englobaría, pues, las unidades 13 y 14 y la descripción sería equivalente.

1.4.4. Fm. Arenas de Utrillas. (16). Albiense-Cenomaniense inferior

Se encuentra siempre muy recubierta, situándose en vertientes regularizadas, bajo resaltes morfológicos (muelas, cuestras) originados por la serie carbonatada suprayacente.

Se ha estudiado en la serie de La Huérguina III.

En esta serie, el espesor es de 20 m., aunque aumenta hacia el N. y hacia el SW de la hoja, donde llega a ser próxima a los 100 m.

Litológicamente está constituida por arenas blancas y ocre, en ocasiones caoliníferas, y con niveles de cantos de cuarcita, alternando con arcillas y limolitas rojas y blancas.

Las arenas están poco cementadas, y están formadas por granos subangulosos, de tamaño arena fina a media, de cuarzo (85%) y feldespato K. (15%), con moscovita y turmalina como accesorios. Algunos granos están pigmentados en los bordes por óxidos de hierro.

Las areniscas presentan estratificaciones cruzadas a mediana escala de tipo surco y planar, existiendo asimismo laminación cruzada a pequeña escala de *ripples*, y superficies erosivas canalizadas, organizándose en ciclos positivos. A techo de esta formación, en zonas próximas (hoja de Zafrilla, 25-23), se observan otras estructuras sedimentarias, como puede ser la estratificación *linsen*.

En conjunto, la unidad podría interpretarse en su parte inferior como una llanura aluvial costera con predominio de la influencia fluvial, que hacia la parte alta pasaría a términos correspondientes a medios transicionales del tipo de deltas destructivos sometidos a la acción de las mareas (CAPOTE *et al.*, 1982).

Esta unidad, carece de restos fósiles de valor cronoestratigráfico. Su base y sobre todo su techo son algo diacrónicos. Regionalmente se sitúa sobre sedimentos atribuidos al Barremiense-Aptiense, siendo posible que incluso lleguen al Albiense más inferior, y bajo materiales del Cenomaniense inferior, por lo que en su mayor parte debe corresponder al Albiense sin que se pueda descartar la posibilidad de que llegue al Cenomaniense.

1.4.5. Fm. Calizas de Aras de Alpuente (17). Albiense superior-Cenomaniense inferior

Esta unidad está presente en todas las estructuras sinclinales del Cretácico superior, salvo en los pequeños afloramientos de la esquina SW de la hoja y en la estructura cabalgada de la esquina NE, donde el escaso espesor de la formación ha impedido individualizarla.

Suele dar un resalte morfológico sobre el terreno.

Se ha estudiado en la serie de La Huérquina III, donde alcanza 41 m. de potencia, así como en la de La Huérquina II, donde afloran los 30 m. superiores. La unidad disminuye de espesor hacia el N y hacia el W de la hoja, pasando por cambio lateral de facies a la Formación Utrillas, como regionalmente se comprueba.

En la primera serie citada se pueden distinguir los siguientes tramos de muro a techo:

— Dieciseis metros de areniscas calcáreas ocre, en ocasiones microconglomeráticas, con intercalaciones de arcillas verdes glauconíticas con estratificación *linsen*.

— Cuatro metros cubiertos.

— Seis y medio metros de areniscas ocreas de grano medio, muy bioturbadas.

— Catorce y medio metros de areniscas calcáreas y calizas arenosas, ocreas en capas de 0,10 a 0,30 m., bastante bioturbadas. Presentan una intercalación de margas limosas color crema.

Equivalente a este conjunto es la serie de La Huérguina II, donde no afloran los 11 primeros metros de la base.

En esta serie, se diferencian dos partes:

— Una inferior, con 18,5 m. de espesor, donde existe un predominio de detríticos: areniscas arcóscas, glauconíticas con restos de fauna y flora, areniscas arcóscas microconglomeráticas y areniscas calcáreas bioclásticas.

En general, las areniscas son de grano medio a grueso, de morfoscopia SA-SR, formadas por granos de cuarzo (40-45%), felds (10-15%) y cemento de dolomita ferrosa en cristales idiomórficos. Como accesorio hay abundante glauconita (hasta un 5% en alguna muestra), circón y turmalina. En ocasiones, se distinguen reliquias de matriz caolinítica poral, y además del cemento dolomítico mencionado, se observa una pequeña proporción (10%) de calcita poikilotópica en zonas irregulares. En alguna muestra se distinguen bandas con predominio de carbonatos sobre los terrígenos. En estos términos se identifican abundantes estructuras de corriente; *sets* de estratificación cruzada en surco y planar, *ripples*, estratificación *flaser* y lenticular, así como abundantes restos de plantas, fragmentos de conchas y bioturbación.

— Otro superior con 12,5 m., donde aunque persisten los terrígenos predominan los términos carbonatados. Litológicamente son areniscas calcáreas, calizas arenosas y margas con características petrográficas similares a las del tramo anterior.

La parte más baja del tramo presenta secuencias que contienen estratificación *flaser* y estratificación cruzada planar en la base, y *ripples* de oleaje y bioturbación a techo, como se aprecia en la fig. 7-a. Por encima se encuentra un paquete bioalcarenítico con glauconita, bioturbación y ostreidos.

El conjunto de la formación corresponde a un ambiente de plataforma interna con importante influencia de terrígenos. La parte inferior corresponde a medios mareales mixtos terrígeno-carbonatados con desarrollo de barras costeras. En la parte superior presenta características de construcción de barras, pequeños canales con acumulación de bioclastos y zonas más tranquilas, todo ello en medios de sub a intermareales.

La única microfauna significativa se ha obtenido en el techo de la formación, en la serie de La Huérguina II, donde existen fragmentos de Ostreidos, Moluscos, Ostrácodos y Foraminíferos bentónicos entre los que clasificamos: *Biconcava* cf. *bentori* HAM. y S. MARC, *Daxia* *ceno-*

mana (CUV. y SZAK), *Nezzazata* aff. *convexa* (SMOUT), *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERP.), *Spiroplectammina* sp. y Miliólidos.

La edad para toda la unidad agrupa el Albiense superior al Cenomaniense inferior. No se puede precisar el principio del Cenomaniense por datación micropaleontológica.

1.4.6. Fm. Margas de Chera. Fm. Dolomías de Alatoz.

Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves. Fm. Calizas y margas de Casas Medina. (18). Cenomaniense inferior-Turonense inferior

Esta unidad constituye las mayor parte de los afloramientos del Cretácico superior de la hoja. Morfológicamente da un relieve en forma de *muelas o cuestras* complejas. La parte inferior, correspondiente a la Fm. Margas de Chera, tiene una expresión morfológica de nivel blando que regionalmente se puede usar como nivel guía en la cartografía.

Esta unidad, con las diversas formaciones que engloba, se ha estudiado en las series de La Huérguina II y del Bco. de Los Cubos del Hoyo.

1.4.6.1. Fm. Margas de Chera

Presenta en la primera serie citada una potencia de 37 m. Son margas con alguna intercalación de orden métrico de dolomías arenosas.

Al microscopio son dolomías en mosaico idiotópico de cristales tamaño medio a grueso, que incluyen granos dispersos de cuarzo subangulosos, tamaño arena fina. En algunas muestras se han observado vacuolas de disolución probablemente de conchas de Lamelibranquios.

En las dolomías se pueden observar *ripples* de oscilación, bioturbación y glauconita. El ambiente de sedimentación de la formación correspondería a medios de llanura mareal fangosa, con algunos canales pequeños (tramos carbonatados con *ripples*) que pasarían a un *lagoon* protegido, en el cual habría abundancia de glauconita y presencia de ostreidos, tanto formando niveles como aislados. Es frecuente la bioturbación de los fondos.

Aparte de los Ostreidos, que cuando están sueltos se presentan normalmente fragmentados, no se ha observado en esta formación ninguna fauna de interés cronoestratigráfico.

1.4.6.2. Fm. Dolomías de Alatoz

Ha sido reconocida en la serie de La Huérguina II, donde se han medido 26 m. así como los últimos 20 m. de la Formación, en la sección del Barranco de Los Cubos del Hoyo.

Está formada por un conjunto de dolomías y calizas recrystalizadas ocre y blancas, bien estratificadas en bancos de orden decimétrico, con

algunas intercalaciones de margas dolomíticas.

En general, las dolomías son dolomicritas finamente recrystalizadas o con textura hipidiotópica. Las calizas recrystalizadas son heterogranulares, de grano grueso y ocasionalmente tienen sombras de bioclastos.

Esta formación presenta secuencias con un tramo bioturbado en la base, le sigue estratificación cruzada de tipo surco, *ripples* de corriente y de oscilación, laminación de algas y niveles de costras ferruginosas a techo (fig. 7-b). En ocasiones también se observan *megaripples* y bases canalizadas.

La sedimentación de esta unidad tuvo lugar en una plataforma interna somera carbonatada con desarrollo de barras y pequeños canales que pasan a medios intermareales (algas, *ripples*), con frecuentes etapas de interrupción y encostramiento.

El contenido faunístico de la unidad es escaso. En el Barranco de Los Cubos del Hoyo sólo se han reconocido fragmentos de bivalvos, mientras que en La Huérguina II se encuentran también gasterópodos y rudistas, todo ello sin interés cronoestratigráfico.

1.4.6.3. Fm. Dolomías tableadas de Villa de Ves

Se ha estudiado también en las dos series citadas anteriormente donde presenta una potencia próxima a los 100 m.

Se trata de un conjunto de dolomías tableadas de colores claros que presentan algunas intercalaciones de margas ocreas.

Son dolomicritas finamente recrystalizadas, con sombras de fósiles, y dolomías compactas de textura hidiotópica, granos fino-medio, con restos de glauconita y óxidos de hierro, y, en algún nivel, sombras de bioclastos referibles a *Lamelibranchios* y/o *Rudistas*.

Hacia el techo de la formación se observan calizas de dedolomitización de rocas dolomíticas de las que quedan reliquias texturales (serie de Los Cubos del Hoyo) e incluso algunas micritas bandeadas, con bandas irregulares de agregados de calcita poikilotópica también en relación con procesos de dedolomitización.

En general, comprenden niveles con bioturbación, estratificación cruzada, *ripples*, laminación de algas, incluso estromatolitos algales, y superficies de encostramiento ferruginoso. Una secuencia completa comprendería un término margoso basal con estratificación lenticular, y por encima se situarían niveles de laminación paralela, laminación algal, *ripples* de oscilación, niveles de estromatolitos de pequeña talla y un encostramiento ligeramente ferruginoso a techo. Ocasionalmente, se encuentran presentes bases de estratos canalizados y techos abombados asimilables a pequeños canales y barras (fig. 7-c). Esta ordenación es de tipo «*shallowing upward*», donde los términos submareales (no siempre presentes) corresponden a tramos masivos o margosos, los términos intermareales (los más frecuentes) estarían representados por la estratificación cruzada, laminación algal, *ripples*..., y los términos supramarea-

les (poco frecuentes) vienen representados por la deformación de tapices algales, láminas rotas, brechas de desecación, y *tepees* que esporádicamente (Bco. de los Cubos del Hoyo) están presentes (fig. 7-d).

Correspondería, pues, a una sedimentación de carácter litoral en medios fundamentalmente intermareales, existiendo estadios sub y supramareales.

El contenido faunístico de esta Formación es relativamente abundante. Existen restos de Lamelibranquios, Gasterópodos, Equinodermos, Ostrácodos, Algas (*Neomerris cf pfenderae* KON. y EPIS, *Acicularia* sp. y Foraminíferos (*Tritaxia* sp.).

Las intercalaciones margosas han dado por levigación restos de Gasterópodos, dientes de peces, Ostrácodos (*Dolocytheridea* aff. *bosquetiana* (JONES y HINDE) y Foraminíferos arenáceos escasos: *Ammobaculites* aff. *laevigatus* LOZ.

1.4.6.4. Fm. Calizas y margas de Casas Medina

Presenta una potencia de 22-23 m. en las series de La Huérguina II y el Bco. de Los Cubos del Hoyo. Está constituida por calizas nodulosas micríticas con abundantes restos de fauna, y niveles margosos intercalados.

Las calizas son *mudstones-wackestones* con piritita.

Al microscopio son biomicritas algo pelletoides, arcillosas, con fragmentos bioclásticos que pueden constituir del 20 al 40% de la roca. Ocasionalmente se observa microestratificación paralela.

En el Bco. de Los Cubos del Hoyo se aprecia una ordenación en secuencias de 3-5 m. de espesor en las que aumenta el contenido en margas hacia el techo, presentando en la base un nivel masivo o ligeramente noduloso, por encima estratificación cruzada y laminación *wave*, y por último caliza nodulosa con aumento del contenido en marga y estratificación lenticular en el techo (fig. 7-e).

La sedimentación de esta formación se realiza en el marco de una plataforma abierta, como pone de manifiesto la existencia de foraminíferos planctónicos y bentónicos así como su carácter noduloso. La existencia de secuencias con estructuras de corriente, aumento del contenido en marga hacia el techo así como estratificación lenticular ponen de manifiesto una tendencia a la apertura con presencia de corrientes que arrastrarían pequeñas cantidades de terrígenos finos.

Esta formación tiene una abundante fauna, con una asociación de Foraminíferos planctónicos y bentónicos, fragmentos de Rudistas, Equinodermos y Briozoos, restos de Ostrácodos y espículas.

Dentro de los Foraminíferos planctónicos clasificados: *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), *P. ovalis* (KAUFM.), *Heterohelix* sp., *Hedbergella* sp.

Los Foraminíferos bentónicos clasificados son: *Coxites zubaensis* SMOUT, *Biplanata peneropliformis* HAM. y S. MARC, *Chrysalidina gra-*

data D'ORB., *Cuneolina pavonia* D'ORB., *Dictyopsella libanica* SAINT-MARC, *Pseudocyclammina* cf. *rugosa* D'ORB., *Pseudoclavulina brayi* COLOM, *Ammobaculites* cf. *lagenalis* (ROEM.), *Gaydryina* sp.

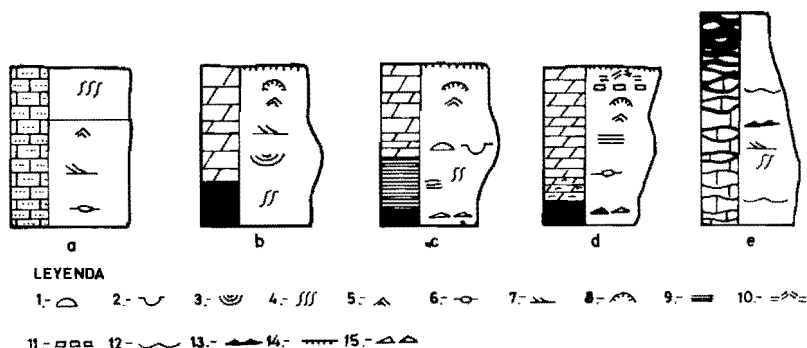


FIGURA 7. Secuencias tipo de las Formaciones Calizas de Aras de Alpuente (a), Dolomías de Alatoz (b), Dolomías tableadas de Villar de Ves (c, d) y Calizas y margas de Casas Medina. (e).

1.—Barras 2.—Canales 3.—Laminación cruzada de tipo festoneado 4.—Bioturbación 5.—Ripples de oscilación 6.—Estratificación nodulosa 7.—Ripples de corriente 8.—Laminación de Algas 9.—Laminación paralela 10.—Tepees 11.—Laminación de Algas con láminas rotas 12.—Estructura Flaser 13.—Estratificación wavy 14.—Costra ferruginosa 15.—Estratificación lenticular (linsen).

Esta asociación de fósiles representa el Turoniense. Por tanto, la edad de esta unidad cartográfica abarcaría desde el Cenomaniense inferior hasta el Turoniense.

1.4.7. Fm. Dolomías de la Ciudad Encantada. (19). Turoniense

Constituye un importante resalte morfológico dentro de la serie carbonatada Cretácica. Cuando se encuentra en disposición horizontal o subhorizontal, presenta formas de erosión características, ruñiformes, como son los «tormos».

Se ha estudiado en la serie del Bco. de Los Cubos del Hoyo, donde tiene una potencia de 35 m., así como los 16 m. inferiores en La Huérquina II. Está constituida por dolomías de grano grueso y calizas recristalizadas abundantemente bioturbadas y con fantasmas de Rudistas.

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

dolomía por agregados micríticos y esparíticos, conservando la pseudomorfosis.

Es corriente la presencia de sombras de Rudistas, estando algún bioclasto silicificado en cuarzo.

Esta formación presenta estratificación cruzada de gran escala, y se sitúa en el ámbito de una plataforma carbonatada en la que tendrían lugar la formación de montículos de rudistas con abundante matriz así como la formación de barras calcareníticas. La fuerte dolomitización y recristalización a que ha sido sometida enmascara en gran parte su estructura inicial, si bien ésta es observable parcialmente en el ámbito geográfico de la Serranía de Cuenca.

Como ya se ha indicado, los únicos fósiles reconocibles en esta unidad son Rudistas, de nulo valor cronoestratigráfico. Su edad se da por correlación con otras zonas de la Ibérica, atribuyéndose al Turoniense.

1.4.8. Fm. Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera. (20). Turoniense superior-Coniaciense

Esta unidad aflora exclusivamente en el cuadrante NE de la hoja de Cañete, así como algunos retazos en el cuadrante SE.

No tiene una expresión morfológica notable, aunque al estar enmascarada por el resalte de la unidad inferior y el de la superior, brechoide, no es difícil su distinción fotogeológica.

Se ha estudiado en la sección del Barranco de Los Cubos del Hoyo, donde alcanza un espesor de 20 m.

Está formada por dolomías y calizas recristalizadas tableadas, con algunos niveles brechoides y margosos intercalados.

Petrográficamente, aparecen dolomías idiotópicas de grano grueso con calcita intercrystalina y dudosas sombras de Moluscos o Rudistas, y calizas de recristalización, posiblemente por dedolomitización de biolititas de Rudistas, con cuarzos de neoformación ricos en inclusiones de calcita. Hacia techo, las calizas de recristalización presentan texturas de grano fino a medio, irregular, con pigmentos de óxido de hierro.

En esta unidad se identifican niveles estromatolíticos algales, láminas rotas y brechas de desecación, así como *ripples* de olas y alguna costra ferruginizada mal desarrollada. Todo ello indicaría la formación en ambientes inter a supramareales, encajando con la descripción del perfil tipo, en la Rama Aragonesa de la Ibérica.

La ausencia de fauna no permite su datación, aunque tentativamente le asignamos una edad Turoniense superior-Coniaciense.

1.4.9. Fm. Brechas Dolomíticas de Cuevas. (21). Coniaciense-Santonense

Esta unidad aflora en las mismas zonas que la anterior, y presenta un carácter geomorfológico poco definido.

Fue denominada por SAENZ GARCIA (1957) «Carniolas del Cretácico superior».

Se han medido en el Bco. de Los Cubos del Hoyo unos 90 m. pero el techo de la unidad está fallado, siendo el conjunto bastante más potente.

En esta unidad se pueden distinguir dos tramos:

— El tramo inferior, con unos 25 m. de potencia, son brechas dolomíticas con niveles estratificados no brechificados de pequeña continuidad lateral.

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

Las estructuras observables, generalmente en cantos, son laminaciones de algas, ocasionalmente con las láminas rotas, *ripples* de oleaje y posibles fenestrae. La presencia de Miliólidos hace pensar que este tramo podría ser correlacionable con la Fm. Calizas de Hontoria del Pinar, pero su brechificación parcial impide su perfecta identificación.

El tramo superior, con una potencia mayor de 60 m. son brechas dolomíticas «clast-supported» de aspecto masivo. Los cantos son angulosos, y su tamaño puede llegar hasta 0,5 m. de diámetro.

Entre las muestras estudiadas se reconocen calizas de recristalización de texturas gruesas y muy gruesas por dedolomitización, así como dolomías dedolomitizadas que conservan la textura idiótópica en la que los cristales de dolomía están micritizados en el interior con esparitización de los bordes (el tamaño de los cristales de esparita decrece desde el borde hacia el interior de las sombras).

En estas brechas se identifican moldes de disolución de cristales de yeso y abundantes señales de procesos diagenéticos de disolución, karsificación y dedolomitización.

El tramo inferior se puede atribuir a un medio marino somero, como demuestran los niveles con Foraminíferos, que evoluciona hacia una menor profundidad, incluso supramareal (porosidad fenestral, estromatolitos con las láminas rotas).

El tramo superior por los caracteres observados en la serie así como por datos regionales, permite reconstruir unas condiciones de *sebkha* supramareal con abundantes depósitos evaporíticos. Posteriormente, y debido a la entrada de agua dulce, se produce la disolución de las evaporitas y la diagénesis del conjunto, dando lugar a brechas de colapso de aspecto masivo.

Esta unidad contiene restos de Rudistas. En su parte inferior se han clasificado: *Idalina antiqua* D'ORB, *Periloculina* sp., *Moncharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Vidalina hispanica* SCHLUMB, *Quinqueloculina* sp. y *Ataxophragmium* sp., asociación que define el Santoniense. La unidad agrupa, sin embargo, el Coniaciense-Santoniense, ya que no se descarta la posibilidad de que los primeros metros de la base tengan edad Coniaciense.

1.5. NEOGENO

1.5.1. Conglomerados, areniscas y limos (22). Mioceno

Aflora esta unidad al SW del pueblo de Tejadillos con muy escasa extensión superficial, así como en dos diminutas manchas a ambos lados de la carretera de Cuenca a Teruel, 2 km. al NE de Salinas del Manzano.

No se ha podido realizar ninguna sección en estos materiales, que consisten fundamentalmente en conglomerados rojizos como cantos calcáreos y dolomíticos del orden de varios centímetros de diámetro, alternando con niveles menos groseros, arenosos y limolíticos.

Las facies más groseras corresponden a canales de gran extensión lateral y escasa potencia, que se presentan generalmente soldados unos a otros en la vertical. Presentan las bases erosivas, habiéndose medido direcciones de aporte desde el N entre 180º y 230º.

Tentativamente atribuimos estos materiales a depósitos de abanicos aluviales, en tramos medios de los mismos, correspondiendo los términos conglomeráticos a paleocanales y los más finos a facies de llanura de inundación.

La datación de la unidad es asimismo tentativa, al carecer de fósiles y constituir pequeñas manchas aisladas de las cuencas terciarias próximas.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Gravas. Terrazas. (23). Pleistoceno

Están escasamente representadas en el ámbito de la hoja. Se han cartografiado en el Río Guadazaón y su afluente Rambla Seca, y en el Río Mayor del Molinillo. Se encuentran situadas a unos 3-4 m. del cauce actual.

Están compuestas por conglomerados algo cementados con cantos de calizas, dolomías y cuarcitas, con un tamaño de hasta 10 cm. y su potencia no supera los 4-5 m.

1.6.2. Gravas, arenas y arcillas. Glacis (24). Pleistoceno-Holoceno

Se han cartografiado solamente los más importantes, en las proximidades de Salinas del Manzano, S. de Cañete y Valdemoro-Sierra.

Están formados por depósitos desorganizados de gravas en una matriz areno-arcillosa, con una potencia estimada entre 1 y 5 m., que tienen morfología de glacis.

1.6.3. Cantos, limos y arcillas. Coluvión (25). Holoceno

Si bien los recubrimientos por coluvionamiento son muy abundantes

en toda la hoja, solamente ha sido cartografiado uno en la esquina SE.

Generalmente se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques, fundamentalmente calcáreos, adosados a los relieves mesozoicos y que se encuentran envueltos en una matriz limo-arcillosa pardoamarillenta.

1.6.4. Cantos en matriz limo-arcillosa. Conos de deyección (26). Holoceno

Se han cartografiado como tales algunos depósitos que, con morfología de conos de deyección, se encuentran en algunos barrancos de la zona SE de la hoja y en las inmediaciones de Valdemoro-Sierra.

Están formados por cantos procedentes de los niveles duros del Jurásico y Muschelkalk superior englobados en una matriz limoarcillosa parda.

1.6.5. Travertinos (27). Holoceno

Se agrupan en esta unidad depósitos de tobas calcáreas con abundantes restos vegetales (troncos, ramas) que pueden llegar a tener bastante espesor. Se han cartografiado los principales al N de Valdemorillo de la Sierra y en el pueblo de Cañete.

1.6.6. Gravas, arenas y arcillas. Aluviones (28). Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales depositados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja. Destaca por su extensión el del valle del Río Mayor del Molinillo, que puede llegar a tener cerca de 1 km. de anchura.

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 metamorfismos 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 Triás 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 Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpí-dico 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 Hesperico. 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 S1, 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 microplegues que afectan a la esquistosidad S1, y que por consiguiente corresponden a una segunda fase del plegamiento.

El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación, la fracturación tardihercínica descrita por PARGA (1969) para el Macizo Hesperico 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:

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

— *Etapas graben*: Las fallas previamente existentes, que habían actuado como desgarres (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.

— *Etapas de transición*: Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se hunden 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 arcilloyesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

— *Etapas 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 Pliensbachense 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 Aústricos) 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 comprensivos, que van a culminar con el 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-SO, y otra ENE-OSO. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, 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 estilolíticas 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 períodos 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 Cañete, como la 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 posi-

blemente 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 calcodolomítico 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 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 Cañete 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 figura nº 9). La cubeta sinclinal de La Huérguina de características peculiares, se puede considerar como una unidad intermedia entre los dos últimos dominios enumerados.

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 y el de El Cañizar-San Martín de Boniches, en los que puede llegar a aflorar el zócalo paleozóico. Se disponen según un rumbo NNW-SSE, y su localización posiblemente esté 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 Ibérica permite interpretarlas inicialmente como fallas inversas. Alrededor del núcleo paleozóico 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 Muschlkalk superior, las margas del inferior y el Keuper.

En los flancos de los pliegues de fondo y las ensilladuras entre los afloramientos triásicos existen zonas con desarrollo de cobertera jurásica estructurada según pliegues laxos y regulares, de vergencia poco definida y rumbos NW-SE, cruzados con respecto a la dirección de la alineación de los pliegues de fondo. Localmente se produce una cierta adaptación de los ejes de los pliegues a los bordes de los núcleos permotriásicos.

El dominio de pliegues en cofre y cabalgamientos corresponde a una amplia franja de dirección NW-SE que ocupa el cuadrante oriental de la hoja, y se prolonga hacia el Norte en la de Zafrilla (25-23).

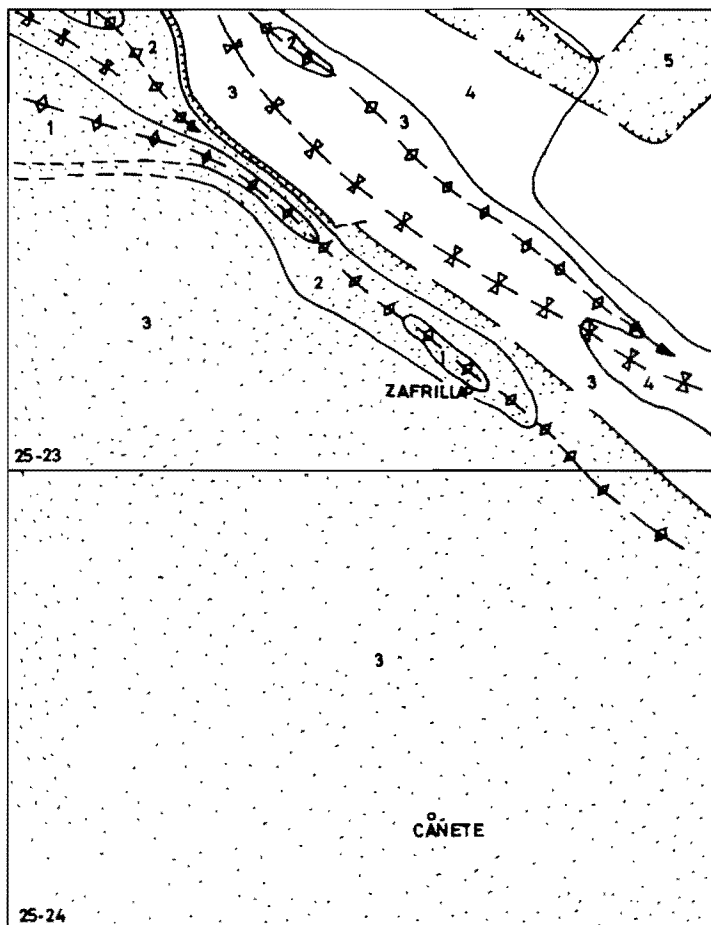
El estilo tectónico de este dominio está definido por la cobertura jurásico-cretácica despegada del tegumento a nivel del tramo plástico del Keuper y plegado con un estilo jurásico según las directrices generales de la Cadena.

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 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. 10).

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 el espesor sea muy reducido o nulo.

En los cortes geológicos de la fig. 10 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 pueden llegar a faltar, y sobre las fallas de desgarre desarrolladas en flancos cabalgantes, generadas para permitir la acomodación del flanco al acortamiento diferencial, que existen en la vecina hoja de Zafrilla.

El cuadrante SE de la hoja se encuentra ocupado por la «muela» de la Huerquina. Esta estructura es una amplia cubeta de estilo laxo, constituida por materiales de la cobertera jurásico-cretácica. Su borde oriental es una faja muy tectonizada de afloramientos jurásicos y cretácicos, mientras

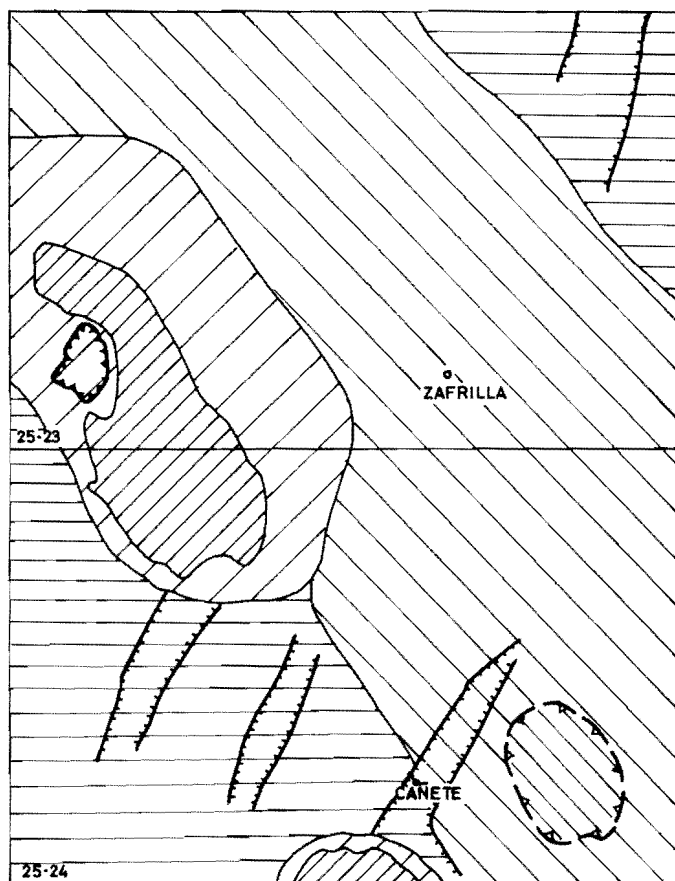


Escala aproximada 1:250.000

LEYENDA

- ◇— Antiforma
- △— 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.



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 Huerguina |
|  | Escamas de Beaud |

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

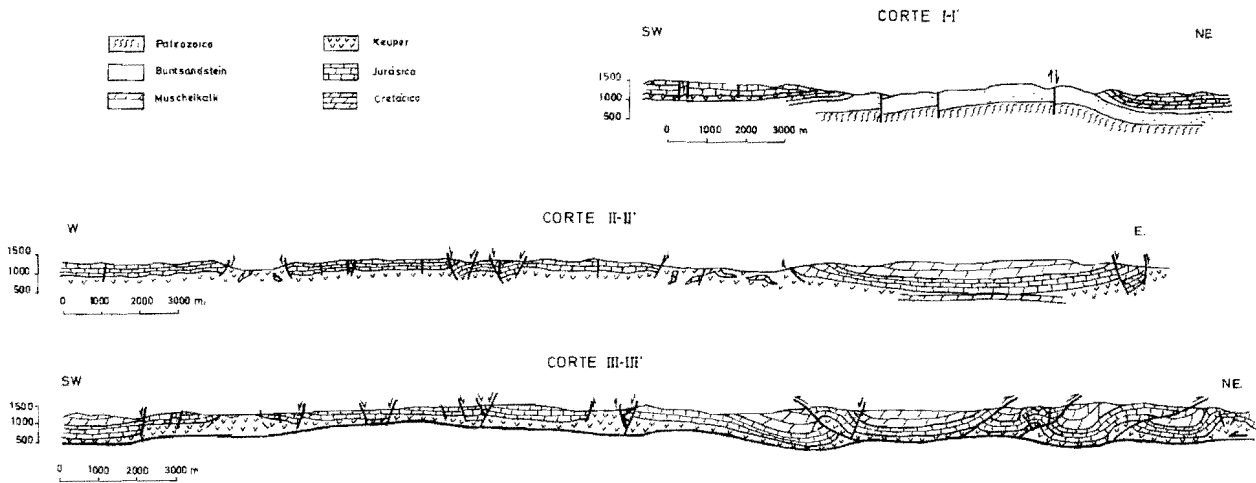


FIGURA 10. Cortes estructurales interpretativos de la hoja de Cañete.

que los otros límites corresponden a afloramientos del Kéuper con estilo eyectivo, relacionados con la migración del material plástico del fondo de la cubeta (donde posiblemente esté ausente) hacia los flancos, y reactivados posiblemente durante las etapas de fracturación tardía.

El *dominio tabular* corresponde al área Suroccidental de la hoja, donde se desarrollan afloramientos de la cobertera jurásica en disposición subtabular, con buzamientos suaves que definen pliegues laxos, de orientación WNW-ESE, oblicuos a la directriz de los pliegues de fondo.

Sobreimpuesto a las estructuras de plegamientos se desarrolla un sistema de fallas normales que definen fosas y alineaciones diapíricas de dirección 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 siendo esta última la mejor representada en este sector. Las principales estructuras son las bandas diapíricas de los ríos Mayor del Molinillo y Guadazaón y la fosa tectónica existente entre ambos. La relación entre fosas tectónicas y bandas diapíricas se ha interpretado tal como se muestra en la fig. 11, de manera que ambas son dos expresiones distintas de un mismo fenómeno, dependiendo su apariencia actual exclusivamente del nivel de observación. En este sentido cabe presumir que el estiramiento experimentado por la cobertera durante la fase de distensión transversal fue relativamente importante.

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 Austrícos.

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 figura 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 su borde NE elevado, que se dismanteló hasta el nivel del Lias. Un bloque análogo aparece al NE del anterior, limitado por una línea según Casa de

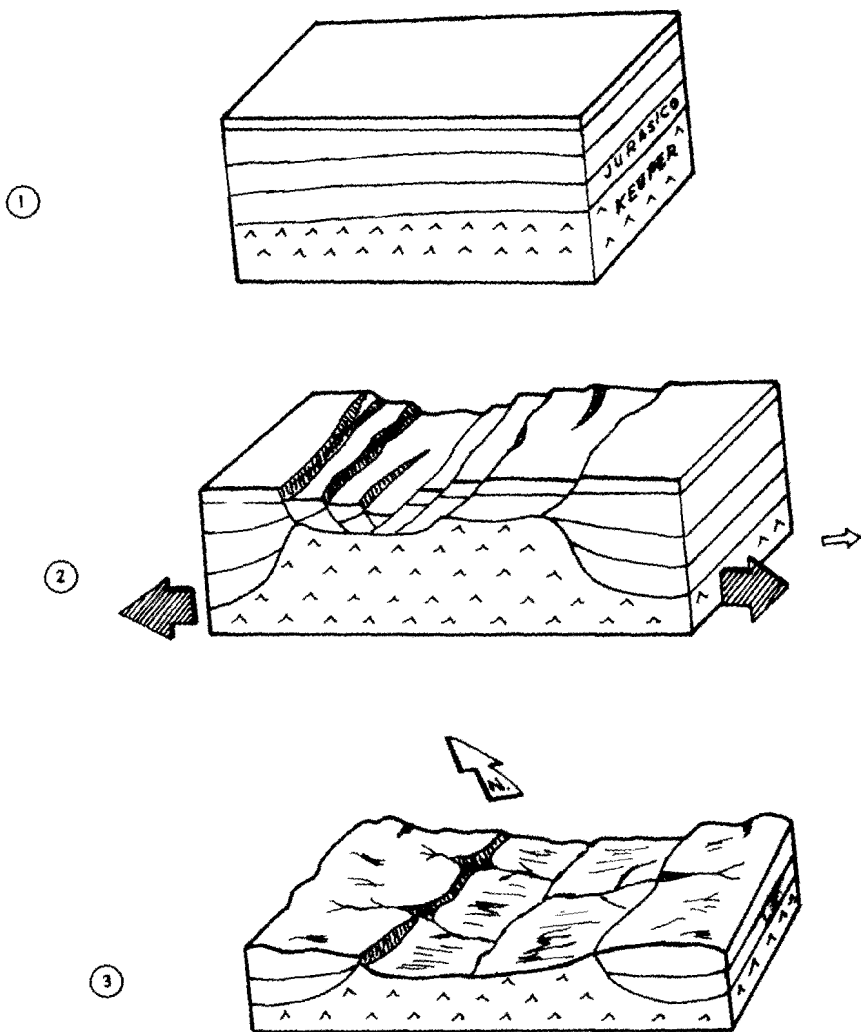


FIGURA 11. Relación entre las fosas tectónicas y el diapirismo generados en la fase de distensión miocena (Dibujo inspirado de uno de BALLY et al., 1981).

Fuente García-Más 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 MW-SE, con adaptación de la cobertura jurásica, que tiende a adoptar disposiciones monoclinales, y posiblemente movilización de los materiales plásticos 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 del 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 del 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.

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 jugar 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 (fig. 10 y 11).

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 el área comprendida dentro de la hoja de Cañete afloran sedimentos correspondientes al Triásico, Jurásico y Cretácico, así como dos pequeñas manchas de materiales terciarios situadas en la zona oriental de la hoja. Lógicamente las diferentes formas existentes en la hoja responden a la acción de un conjunto de procesos que se suceden en el tiempo y que dejan impresa su acción sobre el modelado.

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*, así como *fallas con clara expresión morfológica*. Igualmente han sido también cartografiados algunos pequeños *relieves tabulares*.

CAÑETE

611
25-24

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- Cuestas y hog-backs
- Crestas
- Chevrans
- Líneas de copa dura
- Relieves tabulares
- Fallas con clara expresión morfológica

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosión sobre Mesozoico (Fundamentalmente plioceno)

MODELADOS DEPOSICIONALES

- Glacis
- Terrazas fluviales
- Terrazas bajas y/o llanura de inundación Valles de fondo plana
- Fondos de valle
- Conos de deyección
- Relieve residual entre depósitos cuaternarios

RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas y hoces

FORMAS KARSTICAS

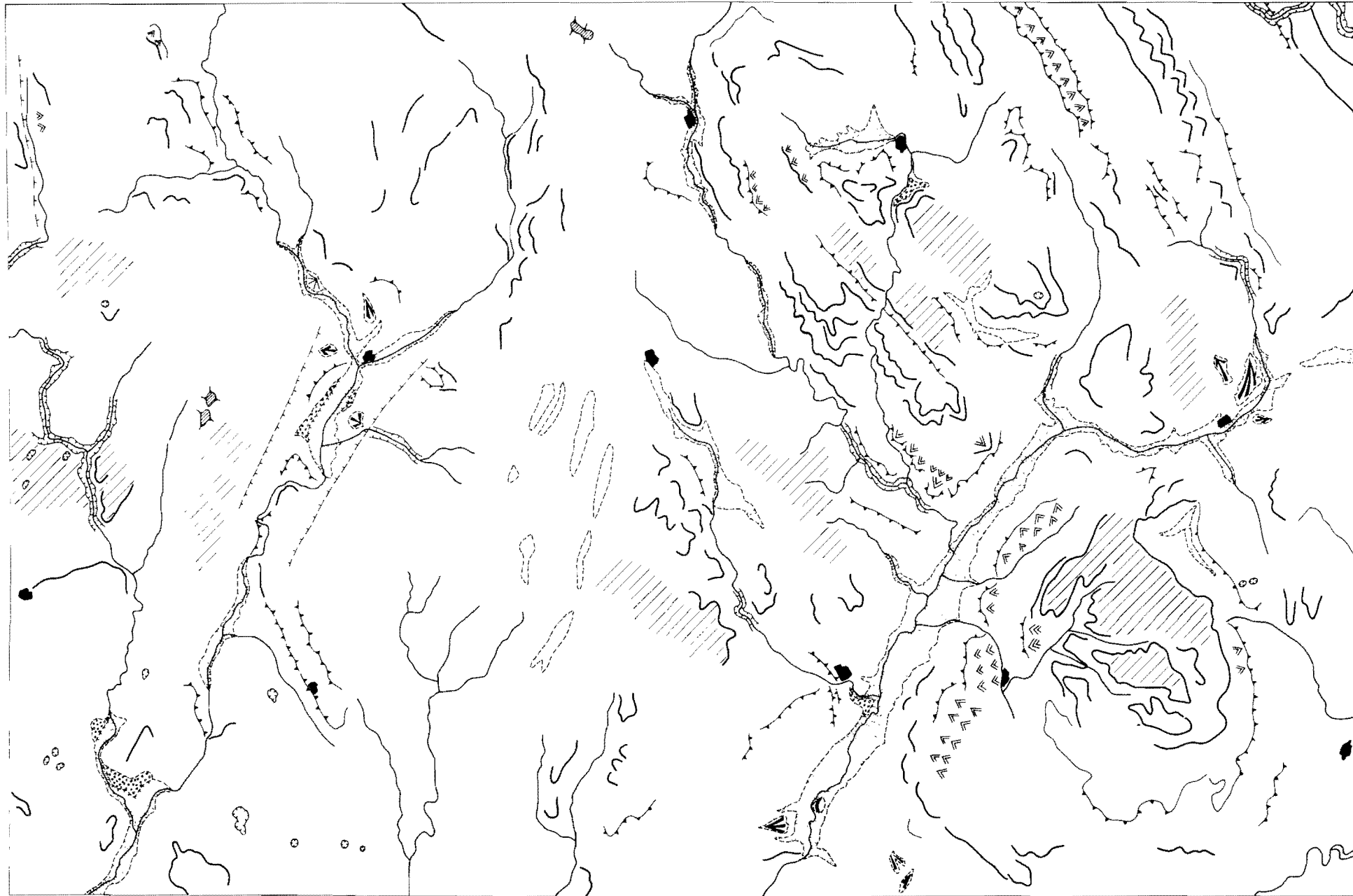
- Dolinas

ESCARPES

- Escarpe en relieves tabulares
- Escarpe en terrazas

MODELADO ANTROPICO

- Núcleos urbanos



ESCALA GRAFICA
0 100m 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

AUTOM. A. OLIVE DADO

También hay que destacar, como característica importante del área incluida en el ámbito de la hoja, la existencia de retazos de una *superficie de erosión*, que en esta zona se desarrolla entre los 1.300 y 1.500 m. y que en regiones próximas alcanza gran importancia y desarrollo. Esta superficie que decapita las estructuras alpinas queda compartimentada por 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 de erosión fundamental, tiene lugar una importante fase de karstificación, escasamente representada en esta hoja, que provoca que, sobre los términos carbonatados de la serie, 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. Son abundantes los fenómenos de coalescencia, que dan lugar a uvalas alargadas según rumbos de diaclasado y fracturación. 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 considerada 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*, en cuyas laderas aparecen, localmente depósitos de *grezes littéés*. En los valles de algunos ríos existen algunos niveles de *terrazas y glaciés* de escaso desarrollo y localización restringida. Las *llanuras de inundación* de algunos ríos contienen, ocasionalmente, niveles de tobas calcáreas como las existentes en Cañete.

Las fases frías cuaternarias se manifiestan por la existencia de *valles de fondo plano* y vertientes regularizadas, ampliamente representadas en la zona y que no han sido cartografiadas debido a su generalización. La incisión lineal más reciente tiene una especial importancia en esta zona, apreciándose una notable profundización de los actuales cauces de los ríos principales, que llegan a incidir sobre su llanura de inundación más de 3 m. en algunas ocasiones.

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, que debió de constituir, en conjunto, un relieve positivo. A este momento corresponden, por ejemplo, los extensos glaciares de edad Villanyense que rellenan la fosa del Jiloca, situada al NE 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 que, en la zona que nos ocupa, se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una nueva 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 Permotrás 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 Umbral 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 supra-mareal 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 Lias inferior se produce el depósito de carbonatos en una llanura de mareas y los depósitos salinos en un ambiente de *sebkha* 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 Lias medio y superior, alcanzándose el máximo transgresivo en el Toarciense. Así, se encuentran a partir del Lias 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 inf.

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 someras 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 neokimmericas. Así mismo, 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 neokimmericos 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 aútrica.

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 aflúan 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 plataformas 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 hacia 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, *sebkha* 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 sistemas de abanicos aluviales y posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de glacia 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

La hoja de Cañete presenta escaso interés minero. Apenas existen algunas canteras de explotación intermitente o abandonadas.

Fundamentalmente se han explotado localmente las calizas del Dogger como áridos, en las proximidades de La Huerta del Marquesado y entre Valdemoro-Sierra y Campillos-Sierra.

También en las cercanías de Alcalá de la Vega, se han obtenido caolines de la Formación Arenas de Utrillas, aunque en la actualidad las explotaciones se encuentran abandonadas.

Asimismo, existe una gravera en las proximidades del cruce de la carretera de Tejadillos con la de Cuenca-Teruel que explota el aluvial cuaternario del Río Mayor del Molinillo.

Por último, en las cercanías de Salinas del Manzano existe una explotación que beneficia aguas procedentes de los niveles salinos del Keuper, destinándose sus productos a la alimentación animal.

5.2. HIDROGEOLOGIA

En la hoja abundan los manantiales que drenan los acuíferos contenidos en las formaciones siguientes:

— Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña y Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas, limitando el acuífero las arcillas y margas del Keuper en la base y las margas de Turmiel a techo.

— Fm. Carbonatada de Chelva, que tiene como impermeables las margas de Turmiel en la base y el «Weald» detrítico-arcilloso en el techo.

— Serie calco-dolomítica del Cretácico superior, que en la base tiene como impermeables a la Fm. Arenas de Utrillas y a la Fm. Margas de Chera.

Otros niveles acuíferos de menor interés están constituidos por el tramo superior (areniscoso) del Buntsandstein, limitado por las series arcillosas del Buntsandstein medio a muro y del Muschelkalk medio a techo, y localmente el tramo superior del Muschelkalk, también con series arcillo-margosas a muro y techo.

La permeabilidad de los acuíferos carbonatados es buena por fracturación y karstificación, siendo frecuente que los distintos acuíferos se encuentren interconectados debido a la compartimentación tectónica.

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (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).—«Camereros-Castilla». En «El Cretácico de España». *Univ. Compl. Madrid.* pp. 345-456.
- ALVAREZ RAMIS, M^o 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 Solé Sabarís.* 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 scribe stripfaulting 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 Serrania 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 geológico 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 Bajocense 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. (1977): «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 Vulvanitas 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.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y 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): «Bioestratigraphie 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.; DEWEY, 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 (Fuertescusa) 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 nº 610 (Cuenca) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000» *IGME*. Madrid.
- (1972): «Mapa Geológico de España E: 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) MAGNA» *IGME*. Madrid.
- (1977): «Memoria explicativa de la hoja número 612 (Ademuz) MAGNA» *IGME*. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 565 (Tragacete) MAGNA» *IGME*. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 566 (Cella) MAGNA» *IGME*. Madrid.
- (1982): «Memoria explicativa de la hoja número 589 (Terriente) MAGNA» *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 Doctroal 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 4, pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVISA, 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, N. (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 Turolese. *Tesis Dcot. 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 cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia (España)». *Acta Geol. Hisp.* (en prensa).

- SOLE SABARIS, L.; RIBA, O. (1952): «El relieve de la Sierra de Albarracín 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. Somm. Soc. 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 la zone marginales sud-occidentale de la Chaîne Ibérique». *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. V. 9, pp. 3-20.
- (1968): «Neocretace Chaîne Ibérique Sud-occidentale aux confins de las provinces du Cuenca, Teruel et Valencia». *C.R. Somn. 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 Silurien (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 plis sement majeur dans la 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.
- 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