



IGME

565

25 - 22

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

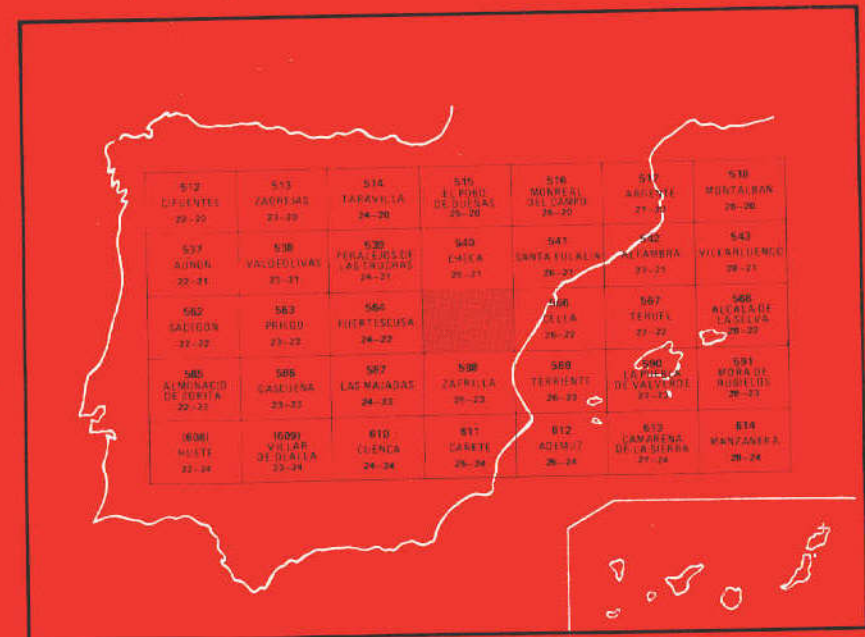
TRAGACETE

Segunda serie - Primera edición



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

I.S.S.N. : 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TRAGACETE

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía, secciones estratigráficas y sedimentología de carbonatos, Geomorfología, Memoria, Coordinación y dirección por C.G.S.: José M. Portero (C.G.S.).

Fotogeología del Mesozoico y Cartografía del Cretácico del cuadrante suroeste: F. Meléndez (Univ. de Madrid).

Cartografía del Triásico de la zona centro oriental: O. Riba (Univ. de Barcelona).

Secciones estratigráficas y sedimentología de detríticos: E. Aragonés (C.G.S.).

Sedimentología de Carbonatos: J. Giner (Univ. de Barcelona).

Petrografía y sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Micropaleontología: M.C. Leal (C.G.S.) y J. Ramírez (C.G.S.).

Macropaleontología del Paleozoico: J.C. Gutiérrez (Univ. de Madrid).

Macropaleontología del Jurásico: A. Goy y M.J. Comas (Univ. de Madrid).

Laboratorios: C.G.S. y Dpto. de Estratigrafía de Madrid.

Dirección y supervisión: V. Gabaldón (I.G.M.E.).

La presente Memoria ha sido redactada por J.M. Portero con la colaboración de M. Gutiérrez, M.J. Aguilar, J. Ramírez, E. Aragonés, J. Giner y O. Riba.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M. 30.608 - 1983
I.S.B.N.: 84-7474-218-8

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara, 210 - Madrid-2

INTRODUCCION

La Hoja de Tragacete está situada en la Cordillera Ibérica. Forma parte de las provincias de Teruel, Cuenca y Guadalajara.

Geográficamente se sitúa en una región elevada, con relieve poco accidentado en su parte oriental (Sierra de Albarracín) y muy quebrado en el tercio occidental (Serranía de Cuenca). Las alineaciones montañosas existentes tienen una orientación predominantemente Ibérica (NO-SE y NNO-SSE).

La red fluvial está constituida principalmente por los cursos altos de los ríos Tajo, Júcar y Guadalaviar, que discurren hacia el Noroeste, Sureste y Oeste respectivamente. Se encajan profundamente al atravesar terrenos calcáreos, presentando valles más amplios y caudales más importantes cuando cruzan sobre materiales impermeables. Los caracteres más sobresalientes son el carácter divergente de la red y la escorrentía irregular de los ríos (RIBA, 1959).

La densidad de población es baja, siendo el núcleo más importante Tragacete (Cuenca). El resto de las localidades pertenece a la Comunidad de Albarracín. Dicha comunidad está organizada desde la Edad Media, con grandes extensiones de "montes" (bosques) comunales, que se han denomi-

nado "Montes Universales de la Comunidad de Albarracín", para indicar que pertenecen a la generalidad, al tiempo que existen otros terrenos pertenecientes a cada localidad de la Comunidad. Así pues, como señala RIBA (1959), es preferible la utilización del topónimo "Sierra de Albarracín" para designar en conjunto esta área geográfica montañosa, en vez de el de Montes Universales.

Los recursos naturales más importantes son la ganadería (abundantes pastos) y la explotación de los bosques de pinos. La agricultura es escasa y está limitada a los valles de los ríos, en las proximidades de los pueblos.

Desde el punto de vista geológico la Hoja se sitúa en la parte central y meridional del Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico, al Oeste de las depresiones del Jiloca y Teruel Alfambra y por consiguiente en la Rama Castellana del mismo.

El Sistema Ibérico está limitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (al Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste) y está constituido por una amplia gama de materiales que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental, deformados según una directriz general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias hacia el SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental. 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 las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra, orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO. Dichas cuencas representan el límite entre las ramas Aragonesa (al Este) y Castellana (al Oeste) del Sistema Ibérico.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera a partir del Pérmico y hasta el Cretácico se ajusta al modelo propuesto por ALVARO et al. (1978), constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (CAPOTE et al. 1982).

El desarrollo histórico de la cartografía geológica de este sector de la Ibérica puede resumirse en los siguientes autores: esbozos generales debidos a VILANOVA y PIERA (1863) y CORTAZAR (1875) (mapas de la provincia de Teruel al 1:400.000); DEREIMS (1898); LOTZE (1929) y RICHTER y TEICHMULIER (1933), el último citado muy reducido pero con muchas novedades. Los mapas del IGME, a escala 1:1.000.000, hasta 1955. El mapa geológico de la Sierra de Albarracín, levantado entre 1949-1952 (RIBA, 1959). A partir de aquel momento, en que se empezó a trabajar con la ayuda de la fotogeología, han aparecido cartografías parciales, como las de HINKELBEIN (1965-1969) para el sector N de Royuela; de TRURNIT (1967) para la parte E del macizo del Tremedal; de F. MELENDEZ (1972)

del Alto Tajo-Valdecabriel; VIALLARD (1973) del sector meridional de la Hoja.

Aparte de los métodos usuales en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, de acuerdo con el pliego de condiciones técnicas del proyecto. Este estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de carácter 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 Tragacete afloran sedimentos del Ordovícico, Silúrico, Triásico, Jurásico, Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario así como rocas volcánicas de edad pérmica (figs. 1, 2 y 3).

1.1 ORDOVICICO Y SILURICO

Sobre el Paleozoico de la Hoja y zonas limítrofes destacan los trabajos de TRICALINOS (1928), LOTZE (1929), RIBA (1959), TRURNIT (1967), HARTLEB (1969), VILLENA (1971, 1980) y las Hojas geológicas MAGNA núm. 25-21 CHECA, elaborada por INTECSA y CELLA 26-22, por C.G.S.

Los afloramientos se sitúan en el cuadrante nororiental formando parte del Macizo del Tremedal, definido por RIBA (1959), que extiende sus límites ampliamente hacia el Norte en la vecina Hoja de Checa (25-21).

La figura 1 representa una columna estratigráfica sintética del Paleozoico de la Región.

1.1.1 Pizarras, areniscas y cuarcitas (2). Llanvirniense-Llandeiloense

Afloran en los alrededores de Noguera y en el núcleo del anticlinorio situado al Suroeste de la Peña del Cuervo (1.791 m) (Arroyo de la Palançada). La unidad se encuentra muy tectonizada en el primer lugar citado y recubierta por derrubios en el segundo, situándose bajo vertientes regularizadas.

Esta unidad cartográfica es equivalente de la "Formación Grauwackas de la Venta", definida por VILLENA (1971) de las "Pizarras del Llandeilo" de TRURNIT y HARTLEB op. cit. y en parte de la "Alternancia inferior" de la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico.

Se trata de un conjunto detrítico constituido por una alternancia de pizarras limolítico-arenosas, micáceas, de tonos pardos y verdes y areniscas (Grauwackas) verdosas, normalmente en capas decimétricas, entre las que se intercalan bancos de cuarcita. Destaca la presencia de dos niveles con oolitos ferruginosos.

TRURNIT op. cit. da la siguiente sucesión de techo a muro:

- Pizarras fisibles con concreciones calcáreas: 190 m.
- Horizonte ferruginoso 2: 2 m.
- Cuarcitas y pizarras arenosas: 20 m.
- Horizonte ferruginoso 1: 7 m.
- Pizarras arenosas y delgados bancos de cuarcita: 18 m.

Aunque la unidad no aflora completa el espesor total debe oscilar alrededor de los 250 metros.

Se trata de una facies heterolítica con predominio de los finos lentejones de arena y niveles de areniscas.

Los niveles arenosos se presentan normalmente masivos y ocasionalmente con estratificación cruzada tabular y *ripples* de oleaje a techo de las capas. En los finos aparece esporádicamente estratificación *linsen*.

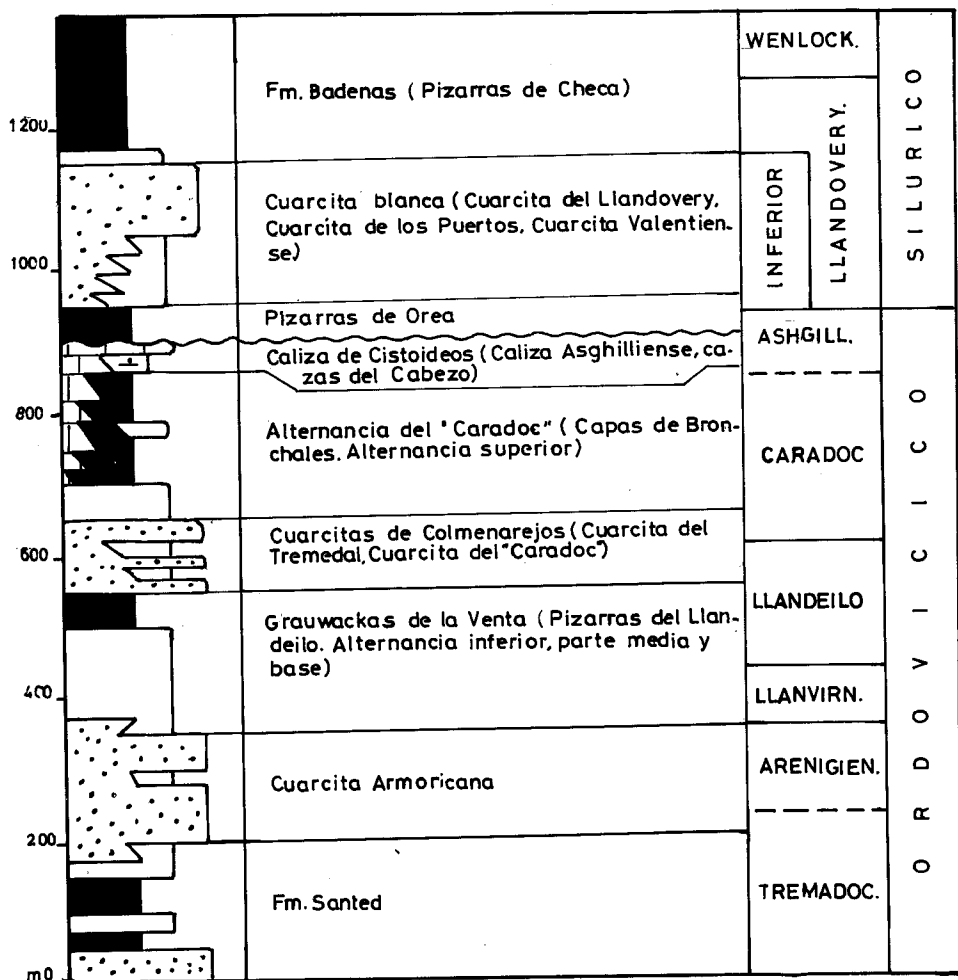
Tentativamente podemos indicar que estos materiales se depositaron en una llanura de mareas y probablemente representan el *mud-flat* de un ambiente intermareal. Los niveles con oolitos ferruginosos representan importantes interrupciones en la sedimentación.

En la Hoja no se ha encontrado fauna, pero estos niveles son fácilmente correlacionables con los regionales de *Didymograptus*, en la base y *Neseuretus (Nes) tristani* (BROGN) en el techo, por lo que su edad corresponde al Llanvirniense-Llandeiloense inferior. El límite entre ambos pisos debe situarse unos 20 metros por encima del segundo nivel oolítico.

1.1.2 Cuarcitas del Tremedal (3). Llandeiloense-Caradoc

Las "Cuarcitas del Tremedal", afloran extensamente en la mitad oriental del Macizo del mismo nombre. Dan origen a "Crestas" y "Trazas de capa dura" en los mapas geomorfológicos, así como a otros relieves más suaves y alomados.

Esta unidad es equivalente de las "Cuarcitas de Colmenarejos" de VILLENA (1971), y las "Cuarcitas del Caradoc" de los geólogos alemanes.



LEYENDA



Calizas y dolomías



Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas



Margas



Cuarcitas dominantes



Pizarras dominantes.

Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Ordovícico-Silúrico.

Está definida por una potente serie de cuarcitas blanquecinas recristalizadas, estratificadas en capas poco continuas de 0,5 a 1 metro de espesor. Son ortocuarzitas sin apenas matriz y cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. El tamaño de grano suele estar muy bien localizado entre 125 y 300 micras.

Las capas tienen morfología lenticular y suelen presentar, cuando la recristalización no impide verlo, estratificación cruzada debida a *mega-ripples*, es frecuente la bioturbación así como los trazos verticales de *Scolithus*. Las direcciones de corriente son bastante constantes hacia el suroeste.

Estos materiales se depositaron en una plataforma somera y representan barras litorales en sentido amplio.

Los niveles con fauna situados inmediatamente por encima y por debajo de la serie cuarcítica indican una edad Caradociense medio-superior (véase 1.1.3) y Llandeiloense inferior (1.1.1) respectivamente, por lo que el límite Llandeilo-Caradoc debe situarse provisionalmente hacia el techo de las "Cuarcitas del Tremedal". Su edad sería pues, Llandeiloense (medio-superior?) -Caradociense inferior.

1.1.3 Capas de Bronchales, Caliza de Cistoideos y Pizarras de Orea. Pizarras, limolitas, areniscas, cuarcitas y calizas (4). Caradociense-Ashgillense-Llandoveriense

Afloran ampliamente en la mitad oriental del Macizo del Tremedal dando origen a amplios valles y zonas deprimidas del relieve. Normalmente se encuentran bastante recubiertas bajo vertientes regularizadas y diversos depósitos de origen periglacial. Esta unidad ha sido estudiada en la columna estratigráfica de Noguera.

TRURNIT (1967) da la siguiente sucesión de techo a muro para esta unidad cartográfica:

Alternancia ashgillense: Pizarras, grauwackas, areniscas: 55-100 m.

Caliza ashgillense: 5-8,5 m.

Margas de Briozoos: 2 m.

Alternancia del Caradoc: pizarras: 70 m.; pizarras arenosas y arenisca: 7 m.; pizarras grauwáckicas con delgados niveles de cuarcitas: 240 m.

Se trata de una unidad cartográfica comprensiva que abarca las siguientes unidades litoestratigráficas citadas en la literatura: Pizarras de Orea = Alternancia ashgillense (TRURNIT). Calizas del Cabezo (VILLENNA, 1971) = Caliza ashgillense (TRURNIT) = Caliza de Cistoideos. Margas de

Briozoos (superiores) asociadas a las calizas de Cistoideos. Alternancia del Caradoc (TRURNIT) = Alternancia superior.

En la columna de Noguera se han estudiado los términos inferiores correspondientes a la alternancia del Caradoc habiéndose encontrado de muro a techo: 165 metros de limolitas micáceas verdosas con algunas pasadas oscuras, 90 metros de pizarras arcillosas negras a verdosas y 20 metros de alternancia de limolitas y pizarras. Se trata de limolitas y areniscas limolíticas formadas por cuarzo (50-65%), feldespato potásico alterado (15-25%), moscovita y biotita cloritizada ferruginizada. Puede haber matriz clorítica o cemento silíceo. Los minerales accesorios son circón, turmalina y rutilo.

Presentan en su parte inferior estratificación *linsen* y *ripples* de oscilación, así como estructuras sigmoidales en relevo lateral en los términos más arenosos. Estos materiales se sedimentaron en una plataforma somera dominada por las mareas. Probablemente representan depósitos de tipo *mud-flat*.

En la Hoja de Tragacete los afloramientos de calizas y calizas dolomíticas con Cistoideos y artejos de Crinoides (biomicritas) y "Margas de Briozoos" (pizarras sericíticas con limo de cuarzo y Briozoos de conchas carbonatadas) infrayacentes son muy escasos y discontinuos, no sobrepasando en conjunto los 10 metros de espesor (TRURNIT op. cit.). En este sector de la Ibérica constituyen un episodio carbonatado bastante generalizado. Sus variaciones de espesor y la discontinuidad de los afloramientos pueden explicarse por la existencia de una disconformidad o ligera discordancia en la base de la unidad pizarrosa suprayacente, que en numerosos puntos de la región, contiene clastos de la caliza y fósiles resedimentados, estando la caliza afectada por fenómenos de paleokarstificación CARLS et al. (1982).

Estos materiales carbonatados deben representar episodios de construcción arrecifal dentro de una plataforma somera, lo que contribuye además a explicar su falta de continuidad lateral en algunas zonas.

La fauna recogida hacia la parte media de las Capas de Bronchales han proporcionado:

Dalmantina (Dalmantina) acuta HAMMAN, *Onnia?* cf. *grenieri* (BERGERON, *Displanus (Zetillaenus?) ibericus* HAMMAN, *Orthograptus* sp. (Grupo *Truncatus*), *Callograptus?* sp. *Polypora* cf. *camarensis* MELENDEZ y *Harknessellidae* género y especie indeterminada, que nos indican una edad Caradociense medio-superior. Dado que en el Macizo del Tremedal no se observan interrupciones sedimentarias (hierro oolítico) entre la cuarcita infrayacente y esta unidad alternante, el límite Llandeiloense/Caradociense podría situarse incluyendo el techo de la Cuarcita del Tremedal ya en el Caradociense. Las calizas con Cistoideos contienen fragmentos indetermi-

nables, a causa de la dolomitización de Briozoos, Braquiópodos y Equinodermos, sin embargo, su aspecto es análogo al de sus homólogas de la Rama Aragonesa cuyos fósiles indican una edad Ashgillense medio-superior. El límite Caradociense/Ashgillense debe situarse unos metros bajo el techo de la unidad alternante o capas de Bronchales.

En la parte occidental del Macizo del Tremedal y en el del Nevero (Hoja de Checa) se encuentran bien desarrolladas pizarras, lutíticas, negras, tegulares con 70 m de espesor que fueron llamadas por GREILLING (1960) "*Gerolltonschiefer*" por contener *dropstones*, y que CARLS et al. llaman "pizarras de Orea". Pertencerían a un medio de plataforma reductora, fuera de la acción del oleaje, y que por la presencia de esos cantos alóctonos angulosos representarían una fase glacial finiordovícica. En ellas CARLS et al. (1982), señalan en Sierra Nevera los primeros graptolites del Llandoveriense.

Sin embargo, por encima de los niveles ashgillenses y en disconformidad o ligera discordancia probable, en la Hoja de Tragacete se sitúa un conjunto de 55-100 m en el que alternan pizarras, grauwackas y areniscas, denominado "Alternancia Ashgillense" por TRURNIT. RIBA (1959) cita en las pizarras nódulos silíceos, ferruginosos y carbonatados además de artejos de Crinoides.

Se trata de facies con predominio de las lutitas con laminación paralela y delgadas láminas arenosas, las cuales alternan con otras facies heterolíticas mixtas con areniscas con laminación de *ripples* y lutitas en ritmos de 1 a 10 cm que a veces contienen estratificación *flaser*.

Esta unidad se ha sedimentado en una plataforma somera dominada por las mareas y representan depósitos de tipo *mud-flat* y *mixed-flat*.

Por consideraciones regionales (Rama Aragonesa) el límite Ordovícico/Silúrico debe situarse dentro de este tramo, teniendo en cuenta la existencia de una débil discordancia o disconformidad cerca del límite Ordovícico/Silúrico.

Así pues, la edad de la unidad cartográfica considerada en conjunto abarca desde la parte superior del Caradociense inferior hasta el Llandoveriense inferior.

1.1.4 Cuarzitas de los Puertos (5). Llandoveriense

Esta unidad está representada en la mitad occidental del Macizo del Tremedal, existiendo algunos afloramientos en la oriental. Constituyen normalmente zonas elevadas suavemente alomadas y localmente dan origen a "crestas" y "trazas de capa dura" en los mapas geomorfológicos.

Ha sido estudiada en la sección de Noguera. Corresponde a la denominada "Cuarcita Valentiense" de los autores alemanes. RIBA (1959) le atribuye un espesor de 60-150 m a lo largo del Tremedal. TRURNIT (1967) establece una potencia de 20 a 70 m en las mismas zonas. En la columna de Noguera se han medido unos 80 metros faltando la base por falla. Se trata de cuarcitas blancas muy puras estratificadas en capas de orden decimétrico a métrico que contienen intercalaciones de areniscas grises. Son ortocuarcitas bastante puras formadas por granos de cuarzo bien clasificados sin apenas matriz y con cemento de cuarzo en crecimientos secundarios. Las areniscas tienen granos subredondeados de cuarzo de tamaño fino a medio, con moscovita desde accesoria a 10% y matriz fina de sericita. Como minerales accesorios hay turmalina, circón y rutilo.

Las capas son lenticulares y presentan estratificación cruzada de gran escala, predominantemente de tipo tabular, con *ripples* a techo. Es frecuente la icnofauna, dominando los *Scolithus*. Normalmente se disponen, sobre todo a techo de la unidad, en secuencias estratocrecientes.

Se interpretan como barras litorales (en sentido amplio), en una plataforma probablemente somera.

La edad Llandoveriense de la unidad queda definida por las de las infra y suprayacentes.

1.1.5 Pizarras de Checa (6). Llandoveriense-Wenlockiense

Afloran fundamentalmente en la mitad oeste del Macizo y en algunos puntos de su borde oriental. Constituyen zonas deprimidas, valles o se encuentran muy recubiertas por depósitos periglaciares.

Esta unidad es equivalente de las "Pizarras de graptolites" y de la Fm. Bádenas (miembro inferior) de la Rama Aragonesa.

Son pizarras muy hojosas, negras, aluminosas, piritíferas con alguna intercalación de areniscas cuarcíticas sobre todo hacia la base. Encierran nódulos de hasta 50 cm de diámetro de naturaleza limolítica con núcleo piritoso, llamados en la zona: "cabezos de moro". Su espesor es de 70 m según TRURNIT (1967) y 150 m según RIBA (1959). Constituyen un buen nivel de despegue.

En los primeros metros próximos al contacto con las Cuarcitas de los Puertos son muy frecuentes los niveles de areniscas con *ripples* de oscilación. En conjunto las lutitas presentan laminación plana y laminillas de arena y limo. Son muy abundantes los Graptolites.

La formación corresponde a depósitos sedimentados en condiciones de muy baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje, sin corrientes

importantes, en medio reductor (pirita) euxínico, y muy cargados de materia orgánica. Hacia la parte de los Puertos y de Checa, se hallan asociados a algunos lentejones de arenisca que encierran Braquiópodos piritizados. En las pizarras se han encontrado además Orthoceras aplastados por algunos ejemplares del Trilobite *Dalmanites* cf. *caudatus* (clasificado por J. TRUYOLS). PHILIPPOT y RIBA (1952) hicieron notar que en una misma cara de una pizarra se pueden encontrar graptolites de biozonas distintas. Esta asociación anómala puede ser atribuida a una gran lentitud de depósito por decantación.

En Torres de Albarracín, PHILIPPOT y RIBA (1952) hallaron *Monograptus tenuis* PORTLOCK; *M. distans* PORTL.; *M. sedgwicki* PORTL.; *M. involutus* LAPW, *Orthograptus insectiformis* (NICH.) y Braquiópodos no determinados. En la zona silúrica de los Puertos, dentro de la presente Hoja, y en la vecina de Checa, se determinaron los siguientes: *M. sedgwicki* (PORTL.); *M. turriculatus* (BARR.); *M. urceolus* RICHTER; *M. crispus* LAPWORTH; *M. intermedius* (LAPW.); *M. involutus* (LAPW.); *M. tenuis* PORTL.; *M. discus* TORNQUIST; *Retiolites geinitzianus* BARR.; *Diplograptus palmeus* BARR.; *Orthograptus insectiformis* (NICHOLSON); *M. spiralis* (GEINITZ.); *M. proteus* (BARR.). Esta fauna graptolítica abarca las biozonas de ELLES de 19 a 25; es decir el Llandoveryense inferior y el Tarannon, sin alcanzar el Wenlockiense. No obstante, GREILING (en TRURNIT, 1967) afirma que la fauna graptolítica encontrada por él en Torres de Albarracín, contiene formas de la biozona de *Monograptus (Pristiograptus) cyphus*, perteneciente al Birkhill (Llandov. inf.), zona 18 de ELLES alcanzando a techo la biozona 16 de LAPWORTH, comprendida ya en el Wenlockiense. Con esto queda justificada la asignación del Silúrico de la Hoja a los pisos Llandoveryense y Wenlockiense: cosa que concuerda con las demás áreas vecinas de la Ibérica.

Los autores de la Hoja, en la zona de Torres de Albarracín, han encontrado abundantes especies de graptolites de subzonas y zonas: *Demirastrites triangulatus*, *Monograptus sedgwickii*, *Spirograptus turriculatus*, *Monograptus crispus* y *M. griestonensis* que asimismo indican una edad Llandoveryense medio-superior, sin que pueda descartarse que estos materiales abarquen parte del Wenlockiense, como ocurre en el sector de Torremocha y Noroeste de Sierra Menera.

1.2 VULCANITAS PERMICAS

1.2.1 Rocas volcánicas (1). Pérmico

Afloran al Oeste de Noguera y en el borde norte de la Hoja en las

proximidades de Bronchales. Dan origen a suaves elevaciones del terreno o a "pitones" cuando aparecen entre sedimentos pizarrosos incoherentes.

Al Oeste de Noguera afloran rocas de textura porfídica que atraviesan materiales de edad silúrica (Cuarcita de los Puertos y Pizarras de Checa). Se trata mayoritariamente de pórfidos de composición andesítico-dacítica, en los afloramientos mayores.

Los cuerpos menores situados en los alrededores del pitón principal son también pórfidos de composición próxima a la de las riolitas.

Los afloramientos de los alrededores de Torres tienen composición dacítica.

Los afloramientos de Bronchales vienen dados por coladas de dacitas y tobas riolíticas. Cortan materiales de edad ordovícica y silúrica.

RIBA (1959) demostró que las vulcanitas de Orea (Hoja de Checa) eran pretriásicas y posthercínicas. Como la Fm. Ermita encierra rocas de esta naturaleza, es muy probable que las principales efusiones sean de edad autuniense, observación que coincide con SACHER (1966).

1.3 PERMICO Y TRIASICO

Los principales trabajos sobre el conjunto estratigráfico que forma el tegumento discordante sobre el Paleozoico y que hasta hace poco era atribuido globalmente al Trías, son los de RIBA (1959), que estudia con algún detalle la estratigrafía de la Sierra de Albarracín y pone de manifiesto un umbral en la zona de Checa y Noguera. TRURNIT (1964) confirma la existencia de dicho umbral y lo denomina "Umbral del Tremedal". RIBA et al. (1962) lo engloba en un esquema de detalle de la Ibérica. HINKELBEIN (1969) estudia el Triásico y Jurásico del Oeste de Albarracín, con especial atención a las facies carbonatadas (1965). Es del descubridor de las dos barras carbonatadas del Muschelkalk en la Sierra. RIBA (1959) y más tarde SACHER (1965) datan como finihercinianas o pretriásicas, las vulcanitas de "El Castillo" de Noguera, del borde norte de la Hoja, en las proximidades de Bronchales, y en Orea (Hoja de Checa). La presencia del Pérmico había sido señalada en primer lugar en Molina de Aragón, luego en otras zonas limítrofes, finalmente lo ha sido en la vecina Hoja de Cella por J. TEMIÑO (1982). Por otra parte, VILLENA (1971) establece la estratigrafía del Triásico en la zona de El Pobo-Molina. GARRIDO y VILLENA (1977) efectúan una síntesis general del Trías Ibérico. RAMOS (1979) realiza un detallado estudio sedimentológico del Buntsandstein, Muschelkalk inferior y Pérmico

de la zona de Molina de Aragón. En la década de los 70 son muy numerosos los trabajos de índole petrográfica sobre las facies carbonatadas del Muschelkalk. En el trabajo, promovido por el IGME (CAPOTE et al., 1982) se estudia la litoestratigrafía sedimentológica y paleogeográfica y tectónica del Pérmico y Mesozoico de un sector de la Cordillera situado al Noroeste de la Hoja de Tragacete.

1.3.1 Lutitas rojo-violáceas y areniscas (7). Facies rojas inferiores (Thuringiense). Conglomerados, areniscas y lutitas (8). Facies Buntsandstein. Thuringiense-Scythiense (o Permo-Trías)

Esta unidad aflora en una estrecha banda que con orientaciones NO-SE y ONO-ESE va desde los Puertos de Noguera en el Centro-Norte de la Hoja hasta Torres de Albarracín en el Centro-Este de la misma. Morfológicamente constituye los frentes de las "cuestas" originadas por las dolomías del Muschelkalk o da origen a formas de tipo *Chevron*.

Ha sido estudiado en la sección estratigráfica de Torres de Albarracín.

En la Hoja de Tragacete y en este sector de la Sierra de Albarracín pueden distinguirse dos unidades litoestratigráficas mayores que coinciden con dos ciclos sedimentarios distintos que han sido separadas en la cartografía.

La primera de ellas (7) está constituida de muro a techo por:

- 41 metros de arcillas limosas rojo violáceas con un nivel de arenas rojas de 5 metros de espesor.

- 53 metros de tramo heterolítico con ritmos decimétricos de conglomerado arena/arcilla y predominio de la arenisca roja.

Al microscopio las areniscas son arcosas, de grano medio subanguloso a subredondeado con cuarzo (50%), feldespatos potásicos (15%) y reliquias de matriz de caolinita sericita (0-10%), micas y cemento de óxidos de hierro en zonas y en otras de dolomita ferrosa. Como accesorios turmalina y circón.

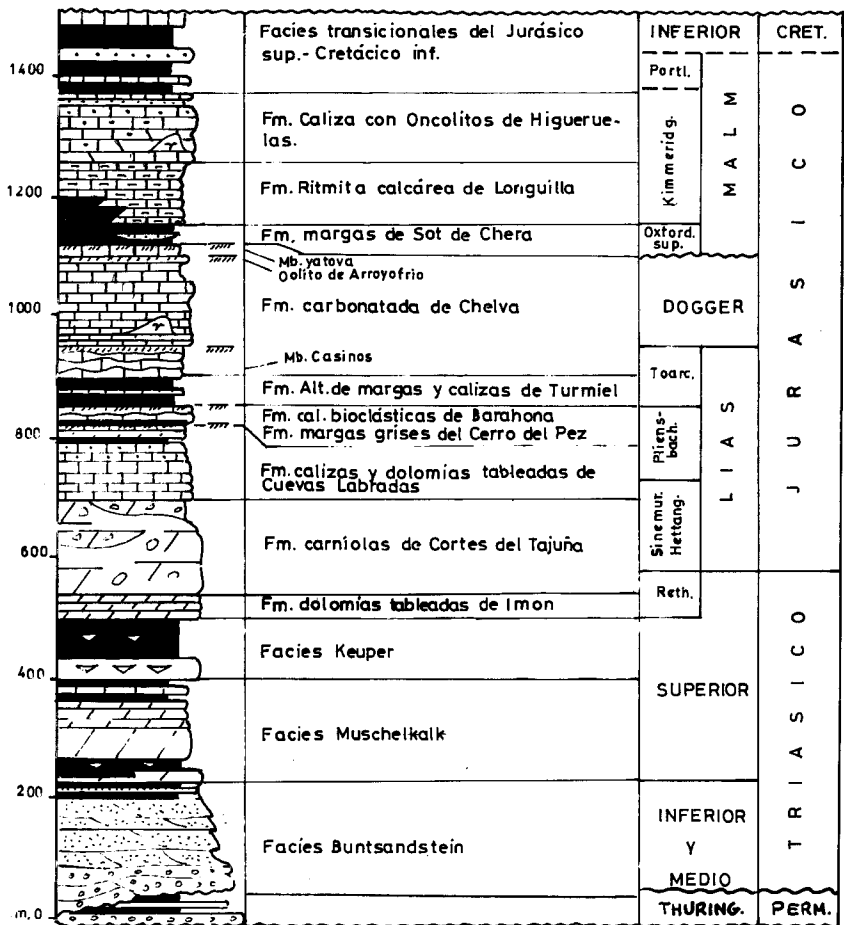
Se observan pues, secuencias positivas de areniscas con estratificación cruzada de surco, con gravas en la base (*lag*) o concentradas en las láminas, estratificación paralela, bioturbación y lutitas a techo.

La asociación de facies corresponde a la de ríos *braided* distales y llanuras aluviales.

La segunda unidad cartográfica (8), es extensiva sobre la anterior llegando a reposar directamente sobre el Paleozoico en los alrededores de Noguera y hacia el Oeste. De techo a muro está constituida por:

- 3,5 metros de areniscas ocre margosas hacia el techo.

- 3 metros de arcillas arenosas rojas.



LEYENDA

- | | | | |
|--|------------------|--|---|
| | Areniscas | | Calizas arcillosas |
| | Conglomerados | | Carníolas |
| | Calcarenitas | | Arrecifes de Esponjarios |
| | Lutitas o margas | | Yesos |
| | Dolomías | | Brechas calcáreas |
| | Calizas | | Sup. ferruginosa o concentración de fauna |
| | | | Discordancia |

Fig. 2:— Columna estratigráfica sintética del Triásico, Jurásico y tránsito Jurásico-Cretácico de la Sierra de Albarracín.

– 25 metros de areniscas rojas en capas lenticulares de orden decimétrico a métrico con cantos rodados de cuarzo y cuarcita, concentrados en niveles o dispersos.

– 38,5 metros de conglomerado rojo con cantos impresionados de cuarcita y cuarzo y escasa matriz en capas de 0,50 metros y niveles lenticulares de areniscas rojas.

Las areniscas son litarcosas de grano medio con cuarzo (30-50%) feldespato potásico alterado (10%), fragmentos de rocas cuarcíticas (20%), y sílex (0-5%). La matriz es de sericita-caolinita (20-25%), posiblemente diagenética, más o menos impregnada por óxidos de hierro. Ocasionalmente hay cemento silíceo en crecimientos secundarios. Como accesorios hay turmalina y rutilo.

En los conglomerados predominan los *sets* de gravas que se presentan amalgamados en la vertical o formando parte de secuencias positivas, en las que a techo de las barras hay areniscas con *ripples* de corriente. Son también frecuentes los cuerpos lenticulares de arena y las cicatrices internas. Estos depósitos se interpretan propios de un sistema fluvial de tipo *braided* en un sistema de abanicos aluviales coalescentes en facies proximales.

En las areniscas se pueden distinguir cuerpos canalizados, tabulares, de techo convexo y base plana. Domina la estratificación cruzada de gran escala (tabular y en surco). Son frecuentes los niveles de concentración de cantos a techo de los cuerpos arenosos. Ocasionalmente aparece estratificación cruzada de pequeña escala y lutitas masivas. Son abundantes las superficies de reactivación de carácter sigmoidal. Algunas de las características apuntan hacia la interpretación como depósitos correspondientes a ríos *braided* proximales y abanicos aluviales pero las superficies de reactivación y los niveles de concentración de cantos sugieren la acción de mareas y oleaje retrabajando los depósitos fluviales, si bien, para el caso de las mareas queda por demostrar la bipolaridad de las corrientes.

Por lo que respecta a la edad, la formación roja inferior (7) es netamente Thuringiense con el hallazgo de J. TEMIÑO (1982) de una flora de esta edad en el borde oeste del Macizo de Sierra Carbonera (Hoja de Cella).

Queda pendiente la cuestión de la edad del Buntsandstein suprayacente (8) y del límite Pérmico-Triásico, (o entre Thuringiense y Scythiense); pues hay que tener presente que BOULOUARD y VIALARD (1971) fueron los primeros que señalaron el Pérmico en la Ibérica (Landete-Henarejos) en la parte inferior del Buntsandstein. Más recientemente, RAMOS y DOUBINGER (1979), han realizado un hallazgo similar, de un Thuringiense, en igual posición estratigráfica en el área de Molina de Aragón. Así pues, el límite de eremas se coloca dentro de esta unidad y, como bien dicen VIRGILI et al.

(1980), es evidente que la sedimentación Buntsandstein inauguró en la Península Ibérica un nuevo ciclo sedimentario; pero éste no coincide con el comienzo del Mesozoico. Este importante límite se encuentra dentro de la Fm. Buntsandstein. TEMIÑO lo coloca en la base de lo que él llama "Conglomerado superior". Por las razones aludidas, la unidad (8), corrientemente conocida por Buntsandstein, será más lógicamente Permotrás.

1.3.2 Dolomías arenosas, calizas y margas (9). Lutitas rojas y dolomías (10). Dolomías. Margas y Calizas a techo (11). Facies Muschelkalk

Aflora en las mismas áreas que la Facies Buntsandstein a la que superpone y en el área diapírica situada al Sur de Torres de Albarracín. Da origen a "crestas" en cuyos reversos se encuentran bellos ejemplos de *Chevrons*. Ha sido estudiado en las columnas de Torres y Tramacastilla.

En la Hoja se han distinguido las tres unidades cartográficas indicadas en el encabezamiento de este epígrafe. Las relaciones entre ellas son, en principio, bastante problemáticas, pero podemos indicar que la más constante es la superior (11) que se superpone directamente a la unidad de lutitas y dolomías desde Noguera hacia el Oeste. Hacia el Este y en el área de Torres de Albarracín las dolomías arenosas, calizas y margas (9), se sitúan directamente sobre la facies Buntsandstein, mientras que los términos superiores (11), están desenraizados y "flotan" sobre materiales de facies Keuper. Esta distribución sugiere tal y como indica HINKELBEIN (1968) la existencia de un nivel de despegue intermedio de facies keuperoides (?) entre las unidades 9 y 11, que sería un equivalente litoestratigráfico del Muschelkalk 2 de las cataiánides. Dicho nivel de despegue sería imposible de separar de la auténtica facies Keuper.

— Dolomías arenosas, calizas y margas (9). El tránsito entre la facies Buntsandstein y los términos basales de facies Muschelkalk se realiza a través de dos niveles decimétricos de areniscas arcóscas blanquecinas-verdosas con granos de glauconita, siguen margas arenosas ocreas y calizas dolomíticas normalmente arenosas y con cemento ankerítico y calizas arenosas blanquecinas en los primeros 10-12 metros de la unidad. Termina con 10 m de alternancia de margas lajosas y calizas blanquecinas en la que se intercalan niveles de brechas intraformacionales. Al microscopio son micritas arenosas y microdolomías arenosas.

En los niveles inferiores existen secuencias de tipo *shallowing upward* y en las margas de techo domina la laminación paralela y los niveles de brechas presentan geometría canalizada.

Se interpretan como depósitos de un intermareal alto a supramareal.

– Lutitas rojas y dolomías (10). Es un equivalente lateral, en su base, de la unidad antes descrita y constituye el tramo inferior de la "Formación carbonatada media del Triásico" definido en el informe del IGME (1980), CAPOTE et al. (1982), como "Dolomías y Limos".

Está formada por lutitas rojas con abundantes niveles de dolomías de espesor decimétrico o centimétrico. Localmente aparecen areniscas (arcólicas) rojas y verdosas en capas finas y margas grises hacia el techo.

Se encuentran *ripples* de oscilación, laminación criptalgal y moldes de cristales de sal.

Esta unidad se ha depositado en un ambiente intermareal alto a supramareal.

– Dolomías, margas y calizas a techo (11). Pueden distinguirse los tres tramos más superiores distinguidos en el informe del IGME (1980), que de abajo a arriba son: "Dolomías en capas gruesas", "Dolomías en capas finas", "Alternancia de margas y calizas (Dolomías)" o Capas de Royuela HINKELBEIN (1965).

El tramo de "Dolomías en capas gruesas", comienza con 10-12 m de dolomías medias a gruesas, grises, tableadas con abundantes *ripples* y bioturbación. Siguen 35 m de dolomías cristalinas gruesas masivas (dolomías recristalizadas, dolomías recristalizadas con fondo oolítico). A continuación aparecen 15 m de dolomías grises, en capas gruesas, a techo tableadas (dolomías recristalizadas) en las que se reconoce estratificación cruzada de gran escala, en surco, tabular, morfología de barras y hacia arriba laminación estromatolítica y *ripples* de oscilación. Termina el tramo con 1,5 m de dolomías arcillosas ocre (dolomías arcillosas con pelets) con laminación paralela y moldes de cristales de sal.

La sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera con desarrollo de barras submareales y tendencia hacia un intermareal alto o supramareal a techo.

– Las "Dolomías en capas finas" están constituidas por 19 m de dolomías medias y gruesas recristalizadas, tableadas en capas centimétricas y decimétricas, que se hacen arcillosas hacia el techo (microdolomías y microdolomías arcillosas). Hacia el techo se intercalan margas grises y calizas arcillosas (1 m). Termina con 1 m de dolomías grises con una superficie ferruginosa a techo con abundante bioturbación.

Se reconocen secuencias formadas por dolomías masivas o bioturbadas con *ripples* de oscilación a techo, conservándose la morfología de los mismos en los planos de estratificación.

Se interpretan como depósitos intermareales.

– La "Alternancia de margas y calizas" tiene un espesor del orden de

40 m. Predominan las margas grises hojosas con intercalaciones de calizas arcillosas, también hojosas en capas centimétricas a decimétricas. En la mitad inferior aparecen dos bancos de 2 y 6 m de calizas grises tableadas: *mudstones* y *wackstones-packstones* (biomicritas). A techo dominan las intercalaciones dolomíticas.

Hay niveles de brechas intraformacionales de carácter lenticular, aparece laminación horizontal, *ripples* de oscilación, moldes de evaporitas y superficies ferruginosas. La bioturbación es media a alta.

Se trata de depósitos de una zona intermareal alta a supramareal, como paso a las condiciones de *Sebkha* litoral del Keuper. Los niveles de brechas pueden asimilarse a canales que drenarían la llanura de mareas.

En Royuela (cerro de las Moyas), HINKELBEIN (1965) encontró en el Muschelkalk inferior (9) *Schafhaeutlia*, *Hómomya* y *Rhizocorallium*; y en el Muschelkalk superior (11) a 10 m por encima de la base: *Protrachyceras hispanicum* y *Daonella* que pertenecen al Ladiniense inferior. En las Capas de Royuela, encontró: *Lingula*, *Gervilleia*, *Velata*, *Enantiostreon*, *Placunopsis*, *Modiola*, *Myophoria*, *Myophoriopsis* y *Germanonutilus* e icnofósiles, que constituye lo que él llama la "Fauna de Teruel" del Carniense.

1.3.3 Arcillas y margas varioladas. Yesos (12). Facies Keuper

Aflora en el núcleo anticlinal de Tragacete (borde suroeste de la Hoja), y en las mismas zonas que el resto del Triásico antes descrito. Da lugar a amplios valles con las vertientes normalmente regularizadas. Debido a su carácter plástico se encuentra intensamente replegado, lo que unido a los recubrimientos ha impedido su estudio estratigráfico detallado.

Como se ha indicado en el apartado anterior, resulta imposible separar esta unidad del probable tramo "keuperoide" intermedio de la facies Muschelkalk en la zona de Torres de Albarracín, por lo que en la leyenda del mapa se incluyen en una sola unidad cartográfica a través de un contacto mecánico.

Las litologías dominantes son las de arcillas y margas abigarradas o varioladas, yesos con texturas secundarias (fibrosos, nodulosos, alabastrinos), y niveles de dolomías.

En zonas próximas (IGME, 1980), estos materiales se interpretan como depositados en una llanura próxima al litoral, que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, desarrollándose lagos efímeros semejantes a las *sebkhas* litorales.

Se le atribuye una edad Triásico superior (Noriense).

1.4 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los antecedentes bibliográficos de mayor interés son los trabajos de RIBA (1959) que estudia la estratigrafía y paleontología del Jurásico de la Sierra de Albarracín en un excelente trabajo que además incluye cartografía a escala 1:100.000, BEHMEL y GEYER (1966), GEYER (1965), HINKELBEIN (1968), VILLENA (1971) y VILLENA et al. (1971), MELENDEZ HEVIA (1971 y 1972), GOY et al. (1976), FERNANDEZ (1971), GOMEZ et al. (1979), GINER (1980), GINER y BARNOLAS (1980) y MELENDEZ et al. (1980).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al., se definen las unidades litoestratigráficas del Jurásico de un amplio sector de la Cordillera, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la Hoja (fig. 2).

1.4.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Brechas y Carniolas. Dolomías tableadas en la base (13). Rethiense-Hettangiense-Sinemuriense inferior-medio?

Esta unidad está extensamente representada en todo el ámbito de la Hoja dando origen a resaltes morfológicos sobre los sedimentos blandos del Keuper, ocasionalmente constituyen los núcleos y márgenes de *combes* anticlinales.

Ha sido estudiada en el corte de Calomarde en el que se encuentran bien representadas todas las formaciones y miembros. En otras zonas de la Hoja y de este sector de la Cordillera Ibérica puede faltar la formación de Imón, bien por contacto tectónico con el Keuper o cambio lateral a esta unidad o las suprayacentes.

Los niveles inferiores de Dolomías tableadas de Imón vienen dados por 35 m de dolomías grises tableadas en capas de 0,1 a 0,3 m, con frecuentes niveles de dolomías vacuolares del aspecto de las "carniolas". Son dolomías de recristalización en mosaico denso de cristales subidiomorfos de dolomita de tamaño fino y microdolomías con bioclastos, pisolitos y peletoides.

Presentan laminación paralela, laminación de origen estromatolítico, *ripples* de oscilación y moldes de evaporitas.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas en una plataforma interna restringida de carácter hipersalino.

La Formación "Carniolas de Cortes del Tajuña" tiene un espesor de 135-155 m, y está constituida fundamentalmente por dolomías vacuolares, oquerosas, muy recristalizadas, masivas (carniolas), que ocasionalmente pre-

sentan clastos dolomíticos flotando en la matriz y niveles discontinuos de calizas dolomíticas tableadas, que al microscopio están finamente recristalizadas, con vacuolas rellenas de calcita que le dan aspecto de brecha, como consecuencia de complejos procesos de dedolomitización. También se intercalan bancos métricos de brechas de aspecto margoso y brechas con cantos de pelsparitas, micritas con *gravels*, micritas y calizas recristalizadas, cementadas por microesparita con cuarzos autigénicos corroídos y fragmentados o por calcita drusiforme. Hacia el tercio superior aparecen calizas dolomíticas y calizas (*mudstones*) y calcarenitas (*grainstones*) que al microscopio son intraoosparitas con trazas de Crinoides y Lamelibranquios.

Las "carniolas", con o sin clastos y niveles discontinuos de dolomías con laminación, en ocasiones de origen estromatolítico, han sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas y de gran importancia. Probablemente debió tratarse de un depósito originalmente carbonatado pero con frecuentes niveles de evaporitas cuya disolución dio origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las "carniolas" que en esta zona constituyen el tamaño mayoritario de la serie. Se trata pues de brechas de colapso. Las brechas margosas y brechas poligénicas tienen base canalizada.

La unidad se interpreta como depósitos de *lagoon* restringido de carácter hipersalino pasándose a condiciones más abiertas hacia el techo al mismo tiempo que se acentúa la influencia de las mareas con depósitos ocasionales de fango (*mudstones*) y de barras (*grainstones*) y presencia de canales que drenaban la llanura de mareas (brechas).

La unidad carece de fósiles de valor cronoestratigráfico pudiendo indicarse de manera tentativa que las Dolomías Tableadas de Imón pertenecen al Triásico superior. El límite Jurásico-Triásico, debe situarse dentro de las Carniolas de Cortes del Tajuña. El límite superior se fija con dudas en el Sinemuriense medio teniendo en cuenta la edad de la unidad suprayacente.

1.4.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Calizas, calcarenitas, dolomías y margas verdes a techo (14). Sinemuriense superior (?). — Carixiense

Aflora extensamente en una amplia banda monoclinal que con dirección NO-SE va desde los Puertos de Noguera-Guadalaviar hasta el borde sureste de la Hoja, así como en los núcleos anticlinales situados al Oeste del sinclinal cretácico de la Muela de San Juan. En el primer caso se encuentra frecuentemente arrasada por la superficie de erosión fundamental, de edad pliocena.

Ha sido estudiada en la columna de Calomarde en la que pueden distinguirse de muro a techo:

— 80 m de calizas microcristalinas grises con pasadas de bioclastos (Braquiópodos y Lamelibranquios), estratificadas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas con dos niveles de 8 y 4 m a muro y techo de calcarenitas grises y ocre. Son *mudstones-wackstones* (micritas con Crinoideos y Lamelibranquios) y *grainstones* formados por intraclastos, bioclastos y oolitos.

Las calcarenitas presentan estratificación cruzada de gran escala y en el nivel superior lenticúlas de micritas a techo (*linsen*).

— 50-55 m de calcarenitas y calizas grises estratificadas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas; hacia el techo se intercalan niveles de dolomías y margas verdes. Son *grainstones*, *packstones* y *mudstones-wackstones*. La mayor parte de las muestras estudiadas están constituidas por bioclastos, intraclastos y oolitos en distinta proporción. Los bioclastos son restos de Crinoideos, Algas ("grumos", pseudopolitos), Moluscos, Braquiópodos y Foraminíferos. En unos niveles el cemento es de calcita drusiforme (*grainstones*) y en otros de micrita (*packstones*) y esparita.

Normalmente se disponen en secuencias granodecrecientes en las que se reconoce estratificación cruzada de gran escala, laminación paralela, laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación a techo de las capas. Corresponden al tipo *shallowing upward*. Los niveles de margas verdes alternan con *grainstones* más o menos dolomitizados con estratificación cruzada de gran escala.

Aunque en el corte de Calomarde no se ha reconocido por estar cubierto, en otros puntos de la Hoja, la unidad termina con varias superficies ferruginosas con concentración de fauna que representan una interrupción sedimentaria muy generalizada en todo el ámbito del Sistema Ibérico y que marca el final del primer ciclo sedimentario de la secuencia del Lias, iniciado en la Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña y que tiene carácter transgresivo.

Las características de la Fm. de Cuevas Labradas sugieren ambientes de plataforma externa (*lagoon* restringido) que hacia arriba pasan a condiciones más generalizadas de *lagoon* abierto, reconociéndose depósitos de llanura de mareas y de episodios más restringidos (margas verdes) aislados por barras de *grainstones* más o menos dolomitizados.

Hay que señalar que hacia el Oeste, en la Serranía de Cuenca se produce un importante cambio litológico en la unidad en el sentido en que se encuentra casi totalmente dolomitizada.

Contiene una asociación de microfósiles muy rica en especies típicas del Lias inferior y medio. La siguiente asociación es representativa de esta For-

mación *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Mayncina* cf. *termieri* HOTT, *Involutina liassica* (JONES), *Favreina* cf. *salevensis* PAR., *F. prusensis* PAR., *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.), *Pseudocreceis liasicus* COLOM y *Prævidalina* sp. Véase la macrofauna, entre otros, en BEHMEL et al. (1966) y DUBAR et al. (1970).

Como en las demás hojas del área y de acuerdo con el contexto de la geología regional, se asigna una edad Sinemuriense superior a Pliensbachien-se inferior (Carixiense) a esta Formación.

1.4.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Barahona (15). Domeriense

Aflora en todo el ámbito de la Hoja formando estrechas bandas que se sitúan en la base de las vertientes regularizadas desarrolladas sobre las margas de Turmiel suprayacentes. Localmente da origen a crestas o forma el núcleo de pequeñas combes anticlinales.

La unidad ha sido estudiada parcialmente en el corte de Villar del Cobo 2 y totalmente en el de Entrambasaguas, de la Hoja colindante de Cella, situado muy próximo su límite con la de Tragacete.

En la base (Fm. margas grises del Cerro del Pez) está constituida por una alternancia de calizas arcillosas y margas grises en capas decimétricas, de 3 a 7 m de espesor, que normalmente se encuentra muy cubierta. En algunos puntos de la Hoja la proporción de niveles margosos es muy reducida siendo difícil identificar la unidad. Las calizas son *mudstones-wackstones* arcillosos (biomicritas). Contienen abundante fauna diversificada de Cefalópodos, Braquiópodos y Lamelibranquios. (Véase BEHMEL et al., 1966; y DUBAR et al., 1970).

La Fm calizas bioclásticas de Barahona llamadas por BEHMEL y GEYER (1976) "Calizas de lumaquela" o "Schalentrummerkalk", viene definida por 15-25 m de calizas lumaquéticas, nodulosas, estratificadas, en capas decimétricas. Son *packstones* y *grainstones* formados por intraclastos (la mayor parte fósiles "intraclastados") oolitos y bioclastos.

Presentan estratificación nodulosa y abundante bioturbación, a techo suelen presentar una superficie ferruginosa.

En conjunto la unidad cartográfica constituye un ciclo sedimentario asimétrico y de carácter *shoaling upward* con depósitos de margas de *shelf* en la base y barras y dunas del margen de plataforma a techo.

En los levigados de las margas del Cerro del Pez se han reconocido Lagénidos, Foraminíferos arenáceos y Ostrácodos: *Lingulina pupa* (TERQ.), *Involutina liassica* (JONES) y *Procytheridea* sp., E. APOST., mientras que

en el estudio sobre láminas delgadas de la Fm. Calizas bioclásticas de Barahona, además de abundantes restos lumaquéllicos de Crinoides, Moluscos y Braquiópodos, se han observado secciones de *Lenticulina*, *Lingulina*, *Ammodiscus*, *Glomospira* y *Praevidalina* sp.

La edad de estas formaciones es, como en otras Hojas, Domeriense inferior para las Margas del Cerro del Pez y Domeriense superior para las Calizas de Barahona.

1.4.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (16). Margas grises. Niveles alternantes de margas y calizas arcillosas. Toarciense

Aflora extensamente por toda la Hoja formando estrechas bandas en ambos flancos del área sinclinal de la Muela de San Juan y en los núcleos anticlinales de la Serranía de Cuenca. Constituye la base de los resaltes morfológicos y cuestas originadas por las calizas tableadas suprayacentes. Siempre aflora muy recubierta por depósitos de ladera, normalmente *grèzes litées*.

Ha sido estudiada en la sección estratigráfica de Villar del Cobo 2.

Está constituida predominantemente por margas grises, con algún nivel métrico de margas rosadas hacia la base. En los dos tercios superiores se intercalan niveles decimétricos de calizas (*mudstones*) arcillosas grises, que al microscopio son biomicritas arcillosas, formando una alternancia con las margas. En la sección citada se han medido 32 m de esta unidad, cuyo espesor oscila entre 20 y 48 m en la Sierra de Albarracín (RIBA, 1959).

Las secuencias unitarias vienen dadas por ritmos de marga en la base y caliza arcillosa a techo. Contienen fauna abundante y diversificada de Cefalópodos, Lamelibrancios, Braquiópodos, Gasterópodos, Equinodermos, etc. Se interpretan como depósitos de *shelf* y de cuenca y constituyen junto con el miembro Casinos de la unidad suprayacente un ciclo de carácter *shoaling upward*, menos acentuado que el formado por la unidad cartográfica anterior. Representan el máximo transgresivo durante el Lías.

Las margas son muy ricas en microfósiles, principalmente Lagénidos y Ostrácodos: *Lenticulina münsteri* (ROMER), *L. subalata* REUSS, *L. acutangulata* DEECKS, *L. minuta* BORN, *Nodosaria fontinensis* TERO, *N. obscura* REUSS, *Citharina longuemari* (TERO.), *Procytheridea bucki* BIZON, *P. vermoisensis* APOST. y *Cytherella toarcensis* BIZON que caracterizan el Toarciense. Las calizas contienen Lagénidos y desde la mitad superior de la formación microfilamentos. La relación de microfósiles se encuentra en cualquiera de los autores citados al principio del capítulo (1.4) y de modo especial en BEHMEL y GEYER (1966) y DUBAR et al. (1970).

1.4.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas tableadas (17). Toarciense superior a Oxfordiense superior

Dan origen a extensas parameras calizas. Sus afloramientos forman una amplia banda que cruza la Hoja en dirección NO-SE. También aparece en los flancos de los núcleos anticlinales de la Serranía de Cuenca. Morfológicamente da origen a resaltes y formas muy variadas: *hog backs*, cuestras, vertientes de gargantas y hoces, etc. Ocasionalmente se encuentra arrasada por la superficie de erosión pliocena o se desarrollan sobre él formas kársticas de absorción (dolinas, uvalas, etc.).

Ha sido estudiada en los siguientes cortes:

Villar del Cobo 1, Villar del Cobo 2 (sólo la base), El Batán y Frías de Albarracín (sólo el techo).

En el sector de la Sierra de Albarracín, en donde han sido realizadas las secciones estratigráficas antes citadas, la unidad cartográfica viene dada por un potente conjunto del orden de 200 m de espesor en el que se reconocen los siguientes tramos de muro a techo.

1) Calizas nodulosas de Casinos formadas por 45-55 m de calizas microcristalinas, hacia la base arcillosas, alternantes en niveles con margocalizas hojosas. Son *mudstones* (micritas) más o menos arcillosas con esporádicas pasadas de *wackstones-packstones*. (biopelmicritas y biomicritas) y *grainstones* bioclásticos.

Presentan estratificación nodulosa o planos de estratificación ondulados. A techo de la unidad aparece un nivel discontinuo con concentración de fauna fosfatizada que limita el techo de la secuencia comenzada con las margas de Turmiel y que como se ha indicado tiene carácter *shoaling upward*. Se interpretan como depósitos de *shelf*.

Esta unidad es algo diacrónica por cambio lateral a las margas suprayacentes. En los niveles de margas se han reconocido Lagénidos como *Lenticulina quenstedti* GUMB., *L. münsteri* (ROEMER), *L. subalata* REUSS, *L. audax* LOEBL. y TAPP. *L. minuta* BORN, *Nodosaria fontinensis* TERQ. y *Citharina longuemari* (TERQ.). Esta asociación es típica del techo del Toarciense y de la base del Dogger.

2) Un segundo tramo variable en espesor y facies constituido en la base por:

2a) 49-50 m de calizas tableadas, en ocasiones nodulosas (*mudstones*) con esporádicas intercalaciones margosas en la zona de Villar del Cobo. Al microscopio son micritas y biopelmicritas con Microfilamentos en los restos de Crinoides y Moluscos.

Contienen Ammonites, Belemnites y Braquiópodos y se interpretan como depósito de *shelf*-cuenca.

En la zona de Moscardón se desarrollan hacia el techo biohermes de Espongiarios (GINER et al, 1980) que crecen a partir de capas planas, con unos 20 m de longitud y 12 de altura. Están constituidos por micrita y contienen además de abundantes Esponjas una fauna asociada de Gasterópodos, Hidrozoos y Cefalópodos. Tienen facies asociadas de calizas, margas y margocalizas que rellenan el relieve existente entre los biohermes, solapándolo progresivamente hasta cubrirlo. Las calizas son *mudstones-wackstones* bioclásticos (Briozoos, Equinodermos, Espongiarios, Lamelibranquios, Gasterópodos y Foraminíferos) y delgados niveles de *pakstones-grainstones* de la misma composición. A techo de algunas capas de caliza, en las zonas más alejadas de los biohermes hay *hard-grounds* incipientes. La abundancia de micrita, la ausencia de taludes de detritus bioclásticos y el paso lateral hacia el Noroeste a facies profundas de margas y margocalizas con Ammonites, parecen indicar que se trata de construcciones arrecifales, originadas en aguas tranquilas y profundas localizadas sobre una suave rampa (talud) que separa los ambientes de *shelf*-cuenca de los "*shoals*" del margen de plataforma (fig. 3).

Estas construcciones se desarrollan en una banda orientada NO-SE de unos 12 km de anchura limitada al Suroeste por las localidades de Griegos y Frías de Albarracín. Hacia la Serranía de Cuenca se desarrollan facies de *grainstones* oolíticos y bioclásticos correspondientes a *shoals* de alta energía del margen de plataforma y *mudstones* micríticos dolomitizados correspondientes a depósitos de *lagoon* y llanura de mareas. Hacia el Noreste de dicha banda hay calizas, margocalizas y margas con Ammonites que se interpretan como depósitos de *shelf*-cuenca.

2b) En la parte superior del tramo dominan las calcarenitas oolíticas y bioclásticas (*grainstones* y *packstones*) que son el único constituyente en el área del Portillo de Guadalaviar, formando una banda de dirección NO-SE situada al Oeste de la Muela de San Juan.

En la columna de Villar del Cobo se han medido 47-50 m intercalándose entre los *grainstones* pasadas de *mudstones* y *wackstones* y un nivel de 12 m de alternancia de calizas (*mudstones-wackstones*) y margas hojosas hacia el tercio superior. Las calcarenitas están formadas por oolitos intraclastos y bioclastos (Crinoideos, Braquiópodos y Microfilamentos).

Los *grainstones* y *packstones* suelen presentar estratificación cruzada de gran escala normalmente tabular, observándose en ocasiones morfología de barras y siendo frecuente la bioturbación en los niveles con pasadas de

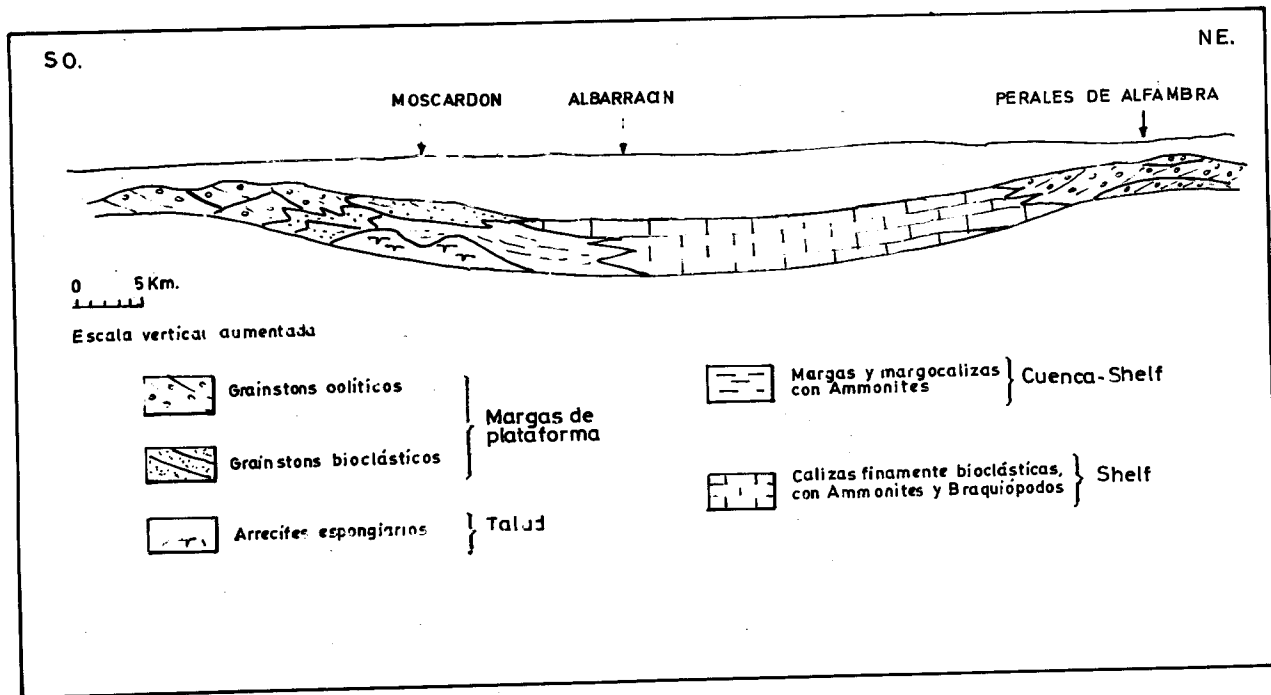


Fig. 3.-Esquema deposicional en el Bajociense superior-Batoniense.

mudstones-wackstones. Se interpretan como depósitos de *shoals* del margen de la plataforma.

Hacia el Este de la Hoja son más abundantes las facies de *mudstones* y margas hojosas con Cefalópodos y Braquiópodos que se atribuyen a depósitos de *shelf* y de cuenca. En el Suroeste, aunque parte de la unidad está desmantelada por los procesos erosivos neokimméricos y aústricos, se reconocen facies de *mudstones* dolomitizados con fenestras laminadas correspondientes al *lagoon*.

En conjunto los tramos 2a y 2b forman una megasecuencia de carácter *shoaling upward* originada por la progradación de las facies de plataforma sobre las de *shelf*-cuenca. En el tramo 2b, localmente pueden reconocerse otras secuencias del mismo tipo (fig. 3).

Las calcarenitas contienen *Protopeneroplis striata* WEYNSCH., *Trocholina alpina* LEUP. y *Pfenderina* cf. *salernitana* SART. y CRESC. que pertenecen ya al Bathoniense.

3) El tercer tramo sólo está presente del Portillo de Guadalaviar hacia el Este y Noreste ya que en dicha zona está representado por *grainstones* oolíticos y bioclásticos y hacia la Serranía de Cuenca se encuentra desmantelado por las fases neokimméricas y aústricas.

Afloran 12 m de alternancia de calizas arcillosas (*mudstones-wackstones*) que al microscopio son biomicritas y biopelmicritas, y margas calcáreas hojosas grises estratificadas en capas de 4 a 40 cm que presentan estratificación nodulosa y ondulada. En la columna de El Batán existen algunas pasadas decimétricas de *packstones*. Sigue un conjunto de potencia variable de 4 a 10 m de calizas estratificadas en capas decimétricas (*wackstones*) que suelen contener lumaquelas de Braquiópodos en la base y concentraciones de fauna (Ammonites, Braquiópodos, etc.) a techo. Presentan estratificación ondulada y nodulosa.

Se interpretan como depósitos de *shelf* y representan una etapa transgresiva sobre las facies con *grainstones* del tramo anterior.

Las microfacies contienen Lágenidos (normalmente *Lenticulina*), microfilamentos, Radiolarios, *Nubecularia*, *Eothrix alpina* LOMB. (en la mitad superior), *Paalzowella* (en parte superior), *Protoglobigerinas* (en la parte más alta) y *Epistomina* (*Brotzenia*).

La presencia de *Protoglobigerinas* indica una edad Calloviense inferior para los niveles altos.

En la zona de Moscardón se ha recogido macrofauna de Ammonites y Braquiópodos en esta unidad de muro a techo se han clasificado: *Procerites imitator* (BUCHMAN), *Procerites* sp., *Siemiradzkia* sp. y *Oxycerites* sp. que indican una edad Bathoniense inferior. *Procerites* sp., *Homoeoplanulites* cf.

homoeomorphus BUCKMAN, *Choffatia* sp., *Prohecticoceras ochraceum* ELMI, *Prohecticoceras retrocostatum* (GROSSOUVRE), *Oxycerites aspidoides* (OPPEL), *Paraecotraustes waageni* STEPHANOU y *Lissoceras?* sp. que indican un Bathoniense superior (zona Retrocostatum).

Macrocephalites cf. *macrocephalus* (SCHLOTHEIM), *Macrocephalites* sp., *Dolikephalites gracilis* (SPATH), *Reineckeia* sp., *Reineckeites* sp., *Kella-waysites* sp., *Prohecticoceras* aff. *zieteni* (TSYTOWITCH), *Prohecticoceras* sp., *Chanasia* sp., *Oxycerites* sp., *Indosphinctes* sp., *Choffatia* sp., *Homoeoplanulites* sp. y *Nautilus* sp. que definen el Calloviense inferior.

4) Oolito ferruginoso de Arroyofrío. Tiene un espesor variable entre 0,1 y 1 m. Son calizas (*grainstones*) que contiene abundantes oolitos ferruginosos. Al microscopio son oobiomicritas formadas por oolitos compactos ferruginosos, microfilamentos y Crinoides y cemento de micrita.

Representan una importante interrupción sedimentaria que condensa gran parte del Calloviense (medio-superior) y Oxfordiense (inferior y parte del medio). Con los oolitos ferruginosos termina la megasecuencia del Dogger iniciada en el tramo 2 y que tiene un carácter general *shoaling upward*, salvo la etapa transgresiva del nivel 3.

En la zona de Moscardón se han recogido en este nivel: *Bomburites* sp., *Hectioceras* sp., *Reineckia* sp. y *Grossovuria* sp. que pertenecen al Calloviense inferior-medio.

5) Calizas con Esponjas de Yátova. Constituidas en la base por 4 m de calizas bioclásticas (*wackstones* y *packstones*) a los que siguen 15-17 m de calizas también bioclásticas (*wackstones*) estratificadas en capas decimétricas con algunos niveles de margas grises intercalados. Las calizas son biomicritas (25-40% de bioclastos) con Crinoideos, Foraminíferos, espículas y "gravels" orgánicos referibles a Espongiarios.

Presentan estratificación nodulosa y bioturbación, así como delgadas costras limolíticas. La fauna es abundante y diversificada (Cefalópodos, Braquiópodos, Bivalvos, etc.) destacando la presencia de grandes esponjas planas. A techo de la unidad se reconoce una superficie ferruginosa que localmente presenta gran concentración de pequeños Ammonites.

Constituye por sí solo una secuencia sedimentaria limitada por dos discontinuidades de valor regional. Se interpretan como depósitos de plataforma.

En las calizas se reconocen: *Protoglobigerinas*, *Epistomina* (*Brotzenia*), *Astacolus*, *Lenticulina*, *Nubecularia*, *Spirillina*, *Eothrix alpina* LOMB., *Ammobaculites*. Los delgados niveles de margas intercalados entre las calizas nodulosas, dan por levigación: *Lenticulina* cf. *audax* LOEBL. y TAPP., *L. münsteri* (ROEM.), *L. quenstedti* GUMB, *Astacolus tricarinnella* REUSS y

Guttulina cf. *pygmaea*. Las microfácies y microfaunas citadas definen claramente al Oxfordiense superior.

En la zona de Moscardón se ha encontrado la siguiente macrofauna de Ammonites y Braquiópodos que confirma la edad Oxfordiense medio-superior.

Sowerbyceras tortisulcatum (D'ORBIGNY), *Euspidoceras* sp., *Trimarginites* sp., *Glochiceras* sp., *Ochetoceras hispidum* (OPPEL), *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) cf. *elisabethae* DE RIAZ, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) sp., *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) gr. *birmensdorfensis* (MOESCH) y *Lithoceras* (*Larcheria*) gr. *subschilli* (LEE) que pertenecen a la zona Transversarium del Oxfordiense medio.

Perisphinctes (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatus* (QUENSTEDT), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras bifurcatoides* ENAY, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) sp., *Lithoceras* (*Discosphinctes*) sp. y *Lithoceras* (*Larcheria?*) sp. y en niveles más superiores: *Ochetoceras* cf. *marantianum* (D'ORBIGNY), *Ochetoceras* sp., *Tarmelliceras* sp. y *Epipeltoceras* cf. *bimammatum* (QUENSTEDT). Ambos niveles pertenecen a las zonas Bifurcatus y Bimammatum del Oxfordiense superior.

1.4.6 Fm Margas de Frías. Margas y limolitas arenosas grises. Areniscas (18). Oxfordiense superior-Kimmeridgiense

Afloran fundamentalmente en las áreas sinclinales de la Muela de San Juan y Frías de Albarracín, así como en las fosas tectónicas de Villar del Cobo, Calomarde y Moscardón. Dan origen a rupturas de pendiente entre las unidades infra y suprayacentes, situándose en vertientes normalmente regularizadas.

Ha sido estudiada en la columna de Frías de Albarracín en donde se han medido 75 m de margas limolítico arenosas micáceas, gris oscuras con intercalaciones decimétricas de areniscas micáceas ocre y limolitas arenosas calcáreas-dolomíticas. Hacia el techo aparecen niveles también decimétricos de calizas arenosas con oolitos (oointrasparitas arenosas), muy semejantes a los de la unidad suprayacente. En el ámbito de la Hoja el espesor oscila entre 60 y 75 m. Las areniscas están compuestas por cuarzo (55%), feldespato potásico (15%), óxidos de hierro en granos (5%), biotita y moscovita, con cemento de calcita y dolomita ferrosa.

Esta unidad es equivalente en su base a la Fm. Margas de Sot de Chera de GOMEZ et al. (1979), los términos superiores se indentan hacia el Este y Sureste (Hoja 26-23: Terriente) con las margas y calizas arcillosas de la Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla.

Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco y tabular y marcas de corriente (*flute-cast*), así como *slumps* y huellas de carga. Son frecuentes los restos vegetales más o menos carbonizados. Se interpretan como depósitos de *shelf* y plataforma.

La parte baja de la unidad es muy rica en microfósiles, principalmente Lagénidos, Rotálidos y Ostrácodos: *Lenticulina quenstedti* (GUMB.), *L. audax* LOEBL. y TAPP., *L. subalata* REUSS, *Astacolus tricarinnella* REUSS, *Spirillina* cf. *amphelicta* LOEBL. y TAPP., *Ammobaculites* cf. *conostomum* DEECKE, *Epistomina* (*Brotzenia*) *costifera* TERQ., *E. (Br.) mosquensis* VHLIG, *E. (Br.) stelligera* (REUSS), *Galliaecytheridea* cf. *postrotunda* OERTLI, *Cytherella* cf. *suprajurassica* OERTLI y *C.* cf. *index* OERTLI. Es una asociación característica del Oxfordiense superior. Los términos superiores sólo contienen raros Foraminíferos (*Pseudocyclamina*, *Ophthalmidium*). La edad se da en base a la relación lateral con la Ritmita de Loriguilla.

1.4.7 Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Calizas oolíticas y pisolíticas. A techo conglomerados, areniscas, arcillas y calizas (19). Kimmeridgiense-Portlandiense

Afloran en las mismas zonas que la unidad antes descrita. Da origen a resaltes morfológicos constituyendo mesas y cuevas en cuyos reversos hay formas de tipo *chevron*.

Según RIBA (1959) el espesor de la unidad oscila entre 35 y 135 m en el conjunto de la Sierra de Albarracín. Ha sido estudiada en las columnas de Barranco de las Canadillas y Griegos. En la primera de ellas se han medido unos 80 m sin llegar al techo. Los primeros 50 m están constituidos por calcarenitas oolíticas y oncolíticas blanquecinas (*grainstones* y *rudstones*) con granos de cuarzo en la base y en el techo, estratificadas en capas decimétricas a métricas. Están constituidas por: oolitos (20-70%) con núcleo de bioclasto o cuarzo tamaño arena y envolturas bien desarrolladas, algunas de carácter pisolítico-algáceo; intraclastos (5-20%) (que suelen ser fragmentos de Moluscos o agregados complejos de micritas oolíticas) y bioclastos y algunos granos de arena. El cemento es de esparita drusiforme. En la base aparecen algunos niveles de areniscas gruesas con cuarzo (45%), feldespato potásico (10%), intraclastos (10%) y oolitos (15%) con cemento de calcita, en el paso a la formación infrayacente. Pueden clasificarse como oosparitas e intraoosparitas.

Normalmente presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular. Hay secuencias estrato y granocrecientes. Algunos niveles tienen

estratificación cruzada en surco. A gran escala se reconocen morfologías de barras y canales. Contienen Ostreidos, Lamelibranquios, artejos de Cri-noides, Coralarios, púas de Erizos, etc.

Se interpretan como depósitos de barras y canales de margen de plata-forma.

Los 30 m superiores se caracterizan por la presencia de terrígenos.

En la base, 6 m de areniscas calcáreas con clastos cuarcíticos y oolitos y megaestratificación cruzada de gran escala de tipo tabular. Están consti-tuidas por granos de cuarzo (25%), feldespatos potásico alterado (10%), frag-mentos de cuarcitas (10%) y fragmentos de calizas (calizas recristalizadas, calizas algáceo-oolíticas, pisolitos y fragmentos de moluscos (30%), cemen-tados por esparita.

Siguen 10 m de calizas arenosas con oolitos y limos y arenas grises y por último 8 m de calizas con algas calcáreas y Coralario (biolíticas de Coralarios y Algas).

Se interpretan como depósitos de plataforma somera con episodios de barras y construcciones arrecifales. En conjunto esta unidad cartográfica y la anterior constituyen una secuencia de marcado carácter *shoaling upward* por progradación de las facies de plataforma y margen de la misma sobre las del *shelf*-cuenca, finalizando el ciclo con la entrada de facies terrígenas, ligadas a la emersión del Macizo Ibérico y regresión generalizada que tiene lugar en el Jurásico terminal y Cretácico más inferior.

Los niveles inferiores oolítico-oncolíticos contienen: *Pseudocyclamina lituus* (YOKOY), *Nautiloculina oolithica* (MOHL.), *Ammobaculites copro-lithiformis* SCHW., *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT.), *Conicospirillina basi-liensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Pfenderina*, *Everti-cyclamma virguliana* (KOECHL.) (en parte superior), *Pseudocyclamma* gr. *parvula-maluchensis* HOTT. (en parte superior), *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Actinoporella*, *Salpingoporella annulata* CAR. y *Cayeuxia piae* FROLLO; términos más superiores de carácter mixto terrígeno carbonatado han proporcionado: *Everticyclamma virguliana* (KOECHL.), *Feuirtilia fre-quens* MAYNC, *Nautiloculina oolithica* (MOHL.), *Rectocyclamma arra-bidensis* RAMALHO, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Pseudocyclamma* gr. *parvula-maluchensis* HOTT, *Ps. lituus* (YOKOY), *Alveosepta personata* TOBL., *A. cf. powersi* (REDM.), *Anchispirocyclina*, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Marinella*, *Cayeuxia piae* FROLLO y *Actinoporella*.

La edad en conjunto de ambas unidades es Kimmeridgiense medio a Portlandiense.

1.5 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Los materiales correspondientes al tránsito Jurásico-Cretácico han sido estudiados por GAUTIER (1968), FELGUEROSO et al. (1971) y MELENDEZ et al. (1980), en la región situada al Este de Teruel y por TINTANT y VIALARD (1970) en la Hoja y zonas próximas.

1.5.1 Arcillas rojas y areniscas (20). Portlandiense a Valanginiense inferior

Afloran siempre muy recubiertas en el núcleo del área sinclinal de Frías de Albarracín y en la fosa de Moscardón (TINTANT y VIALARD, 1970).

No ha podido ser estudiada en ninguna sección estratigráfica.

La unidad está constituida por arcillas y limos predominantemente rojizos con intercalaciones decimétricas de areniscas y calizas arenosas con oolitos y Ostreidos.

Deben corresponder a depósitos de plataforma somera. Las atribuciones de ambiente y edad se hacen por consideraciones regionales y teniendo en cuenta los datos obtenidos en la realización de Hojas próximas (26-23: Terriente, 27-23: La Puebla de Valverde y 27-22: Teruel).

1.6 CRETACICO

El Cretácico de la Hoja de Tragacete y zonas próximas ha sido estudiado por RIBA (1959), BUFFET (1968), VIALARD (1966-1975), MELENDEZ (1971-1972), RAMIREZ et al. (1972) y MELENDEZ et al. (1972-1974), así como en las Hojas geológicas de Zafrilla, Cañete y Ademuz (IGME, 1972-1977).

Están representados el ciclo inferior del Cretácico (F. Weald) y el ciclo superior (Fm. Arenas de Utrillas, serie Carbonatada del Cretácico superior y F. Garumn.) (fig. 4).

Los principales afloramientos se sitúan en la Serranía de Cuenca (Este y Sureste de la Hoja) así como en la Muela de San Juan, Fosa de Villar del Cobo y Fosa de Calomarde.

1.6.1 Fm. Weald. Arenas, areniscas, arcillas versicolores, calizas y niveles carbonosos (21). Barremiense-Aptiense inferior

Aflora en el área de Tragacete (Peña del Fraile) y flancos del sinclinal de la Muela de San Juan. Sus materiales están normalmente recubiertos y morfológicamente constituyen vertientes regularizadas.

Se ha estudiado en las columnas de Umbría de la Virgen y Muela de San Juan.

Reposa discordante sobre las series subyacentes llegando a situarse sobre sedimentos del Lías medio-superior en la zona de Tragacete. Esta discordancia es muy suave y tiene un marcado carácter cartográfico.

En la Umbría de la Virgen se han medido 70 m de arcillas rojas dominantes con paleocanales de arenas caoliníferas con cantos dispersos en niveles métricos y tramos margoso carbonatados con algas. Hay algunos niveles carbonosos.

En la sección de la Muela de San Juan se sitúan en la base 35 m de arenas caoliníferas con cantos rodados a los que siguen 30 m de calizas y margas arenosas pardas.

Son areniscas de grano medio a grueso, microconglomerático, subredondeado, formadas por cuarzo (40-50%) y feldespato potásico (30%) cementados por dolomita ferrosa y óxidos de Fe; turmalina, moscovita y biotita como accesorios. A veces contienen fragmentos de rocas cuarcíticas y matriz de Caolinita. Las calizas son dismicritas y bio-micritas con Characeas y Algas.

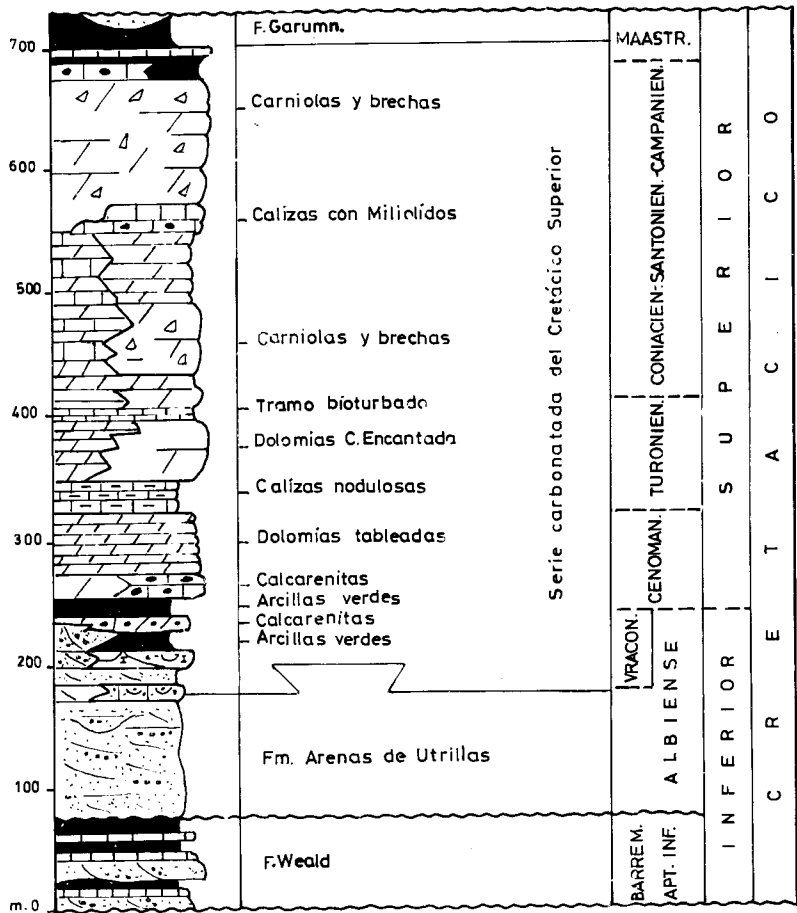
Desde un punto de vista geométrico pueden distinguirse al menos dos facies. Los litosomas canalizados están constituidos por facies arenosas y conglomeráticas (depósitos de carga residual, sets planares de gravas, arenas y microconglomerados con estratificación cruzada de pequeña y gran escala) así como por facies carbonatadas de oncolitos, intraclastos y bioclastos. Internamente pueden presentar cicatrices erosivas que separan distintos episodios de relleno. No se han observado señales de acreción lateral.

Los cuerpos no canalizados están formados por facies arcillosas con laminación horizontal, en ocasiones carbonosas, sobre todo a techo, y facies carbonatadas (margas, calizas micríticas y calizas nodulosas).

Las secuencias elementales encontradas en la sección de la Umbría de la Virgen constan de un cuerpo arenoso canalizado, en la base, con base erosiva y cicatrices internas y niveles de cantos cuarcíticos y de caliza, al que sucede un tramo medio de caliza de oncolitos, calizas micríticas con Ostrácodos y Characeas, arcillas grises sobre las que puede desarrollarse un paleosuelo carbonatado y un tramo superior de arcillas rojas. Estas secuencias se agrupan en una megasecuencia estrato y grano creciente.

Se interpretan como depósitos fluviales de baja sinuosidad y carácter efímero produciéndose después del relleno del canal episodios de encharcamiento con desarrollo de pantanos y turberas.

En la mitad inferior se han determinado Characeas y Ostrácodos: *Atopochara trivolvris* PECK, *Nodosoclavator* sp., *Clavatorites* sp. y *Cypridea menevensis* (ANDERSON) que indican una edad Barremiense. Por ello es



LEVENDA












- | | | | |
|---|---------------------|---|--------------------|
|  | Lutitas o margas |  | Calizas arcillosas |
|  | Arenas gruesas |  | Dolomías |
|  | Calcarenitas |  | Calizas |
|  | Areniscas calcáreas |  | Ostreidos |
|  | Calizas arenosas |  | Discordancia |
|  | Brechas calcáreas | | |
| | Carniolas | | |

Fig. 4. — Columna estratigráfica sintética del Cretácico de la Sierra de Albarracín y sector oriental de la Serranía de Cuenca.

posible que la edad del conjunto de la Facies Weald sea Barremiense-Aptiense inferior, lo que viene apoyado por la mayor abundancia de intercalaciones lignitíferas a techo que abogan por una correlación con la Fm. Lignitos de Escucha de AGUILAR et al. (1971).

1.6.2 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas, arenas caoliníferas, arcillas (22). Albiense-Cenomaniense inferior

Se encuentra siempre muy recubierta, situándose en vertientes regularizadas, bajo resaltes morfológicos (mesas, cuevas, etc.) originados por las series carbonatadas suprayacentes.

Se ha estudiado en la sección estratigráfica de la Muela de San Juan.

Se sitúa mediante una suave discordancia cartográfica sobre distintos términos del Jurásico o de la facies Weald.

Litológicamente está constituida por arenas blanco amarillentas, frecuentemente caoliníferas, en bancos poco definidos de potencia métrica, con cantos de cuarzo y cuarcita, restos de plantas y cantos blandos arcillosos y con intercalaciones poco potentes de arcillas plásticas. Su espesor oscila entre 50 y 100 m. Su techo está poco definido a causa de intercalaciones laterales de niveles de margas con Ostreidos y calcarenitas con Orbitolinas. Las arenas tienen morfoscopia subangulosa a subredondeada y están formadas por cuarzo (45-55%) y feldespato potásico alterado (15-30%) y glauconita abundante.

La mayor parte de los litosomas se presentan como cuerpos tabulares a escala del afloramiento siendo poco frecuentes los cuerpos canalizados a esta escala. En general no existe correlación entre ellos en secciones próximas (IGME, 1980) por lo que debe admitirse que se acuñan lateralmente y se relevan en el espacio.

Las secuencias elementales observadas son las siguientes:

1) Base erosiva, depósito de carga residual en la base (gravas cuarcíticas, cantos blandos y restos vegetales) y estratificación cruzada de gran escala (en arena gruesa o microconglomerado) con una potencia de 0,3 a 1 m y sets limitados por superficies de erosión o reactivación.

2) Sets de gravas planares (1 m) a veces con cicatrices a techo y estratificación cruzada de gran escala como la anterior.

3) Estratificación cruzada de gran escala como las anteriores y niveles horizontales y discontinuos de gravas. Es la asociación más frecuente y puede dar lugar a grandes espesores de sedimento.

4) Estratificación cruzada de gran escala y niveles de arena media masiva sin bioturbación aparente.

Con menor frecuencia aparecen facies de estratificación cruzada de pequeña escala en arena fina; lutitas masivas, de variada coloración, con arena gruesa y cantos; lutitas con laminación horizontal (depósitos de decantación); estratificación *flaser* relacionada con sedimentos de decantación y encostramientos ferruginosos a techo de los cuerpos tabulares detríticos gruesos o interestratificados en sedimentos finos que pasan a nódulos ferruginosos.

Las cuatro secuencias elementales se asocian en la vertical para dar cuerpos tabulares que pueden estar formados por la misma sucesión elemental o por varias de ellas sin que se observe una sucesión de secuencias determinada.

La asociación del tipo 1 encaja en el modelo fluvial ya que los cuerpos tabulares arenosos están compuestos por canales coalescentes. Por el contrario los tipos 2, 3 y 4 se encuentran relacionados en los cuerpos tabulares únicamente por acreción vertical, faltando señales de incisión de canales y de acreción lateral. En el Informe del IGME (1980) se da como única interpretación posible la de un proceso de *backfilling* de canal de baja sinuosidad.

La asociación 3, que es la más dominante, no tiene explicación en el contexto fluvial, debido a la geometría de los niveles discontinuos de gravas y puede estar relacionada (IGME, 1980) con modelos transicionales: deltas destructivos sometidos a la acción de las mareas.

La unidad carece de restos fósiles de valor cronoestratigráfico. Su base y sobre todo el techo son algo diacrónicos, por las características del relleno y por la intercalación de cuñas netamente marinas cada vez más frecuentes hacia el Este. Regionalmente se sitúa sobre sedimentos datados como Barremiense-Aptiense y bajo materiales de edad 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.

1.6.3 **Calcarenitas, calizas con Ostreidos. Arcillas verdes (23). Cenomaniense**

Esta unidad aflora exclusivamente en los flancos de la Muela de San Juan y fosas de Villar del Cobo y Calomarde.

Da lugar a resaltes morfológicos (líneas de capa dura en los mapas geomorfológicos) sobre la unidad anterior.

Su base pasa lateralmente a la Fm. Arenas de Utrillas, hacia el Oeste, por desaparición de los niveles con Ostreidos, al mismo tiempo que el resto de la unidad está dolomitizada en la misma dirección siendo imposible separarla cartográficamente de los niveles superiores y dando lugar a la unidad (24) que se describe en el apartado siguiente:

Ha sido estudiada en las columnas de Carretera de Moscardón (Hoja 26-23: Terriente), Muela de San Juan y mediante muestras sueltas.

Se ha medido un espesor del orden de 70 m en la Carretera de Moscardón estando constituida de muro a techo por: limos, arenas finas, areniscas calcáreas y calizas arenosas (*packstones*, intrabiosparitas arenosas) con Ostreidos (20 m), arcillas calcáreas gris verdosas (10 m), calcarenitas bioclásticas (*granistones*) (10 m), calizas detríticas y arcillas grises con una superficie ferruginosa a techo (15 m) y calcarenitas bioclásticas (*grainstones*) y calizas (*wackstones-packstones*) y calizas con una nueva superficie ferruginosa terminal (15 m).

En la Muela de San Juan la unidad comienza con 10 m de calizas arenosas lumaquéllicas con Ostreidos a las que siguen 20 m de arenas caoliníferas de tipo Utrillas que terminan con una arenisca ferruginosa. Estos términos no han sido vistos por estar cubiertos en el corte de la carretera de Moscardón y constituyen la base de la unidad. Así se puede considerar que la potencia total de la misma debe oscilar alrededor de los 100 metros.

Las facies de arenas caoliníferas son semejantes a las secuencias del tipo 3 de la Fm Arenas de Utrillas y se interpretan como depósitos transicionales de tipo fluvio-deltaico sometidos a la acción de las mareas.

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

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

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

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

En la vecina Hoja de Terriente se ha reconocido la presencia de Orbitolínidos, Foraminíferos, Ostrácodos y Charáceas que caracterizan un Cenomaniense inferior, pudiendo estar representado en la base el techo del Albiense (Vraconiense).

1.6.4 Dolomías en bancos y dolomías tableadas a techo, arcillas verdes en la base (24). Cenomaniense-Turonense

Algunos de sus niveles constituyen débiles resaltes morfológicos sobre las arenas de Utrillas.

Ha sido estudiada en las columnas de Casas de Veguillas de Tajo y Peña del Fraile 2.

Se trata de una unidad comprensiva en la que según zonas se distinguen dos tramos principales: uno inferior, de unos 90 m de potencia constituido por dolomías masivas, arcillas y margas verdes y limos, arenas y areniscas calcáreas en la base que es equivalente lateral de la unidad descrita en el apartado anterior y otro superior de 60 m de espesor formado por dolomías tableadas y calizas margosas a techo. Cuando se ha diferenciado en la cartografía la unidad 23, el conjunto que nos ocupa sólo está representado por las dolomías tableadas, mientras que en todo el ámbito de la Serranía de Cuenca se cartografían ambos tramos en conjunto.

— El tramo inferior comienza con 33 m de facies de tránsito a la Fm. Arenas de Utrillas formada por arenas medias micáceas blanquecinas y arcillas grises y ocre con lentículas de arena, con niveles decimétricos de areniscas calcáreo-dolomíticas de grano grueso con Ostreidos.

Son areniscas de grano grueso, de granos subredondeados de cuarzo (40%), feldespatos potásico (15%) alterado, glauconita (5%) y cemento de dolomita ferrosa con algo de óxidos de hierro y dolomías arenosas en mosaico de cristales de tamaño medio, con grandes geodas de calcita irregulares (disolución de Moluscos?), conteniendo granos de cuarzo (15%) y feldespato potásico alterado (5%) angulosos, tamaño arena media. A continuación vienen 8 m de arcillas calcáreas verdes con algún nivel dolomítico. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco y las arenas y limos estratificación *flaser* y *linsen* y se interpretan como depósitos correspondientes a una llanura de mareas en un ambiente litoral con fuerte influencia terrígena. Las arcillas calcáreas verdes y dolomías contienen Foraminíferos de concha aglutinada, Ostrácodos y Charáceas y se interpretan tentativamente como depósitos de plataforma somera con influencia terrígena (*lagoon* bien comunicado).

Siguen 10 m de dolomías gruesas en bancos lenticulares en las que se reconocen fantasmas de estratificación cruzada de tipo tabular. Deben ser equivalentes de los niveles de *grainstones* descritos en el apartado anterior y corresponden a barras (*shoals*) dentro de la plataforma interna.

A continuación vienen 45-50 m de dolomías a veces arenosas estratificadas en capas decimétricas y ocasionalmente métricas con tres niveles de

arcillas y margas grises de 3 a 5 m de potencia situados en la base, parte media y techo. Las dolomías se presentan en facies con abundante bioturbación o laminadas, con *ripples* y niveles con laminación estromatolítica y se interpretan como de zona intermareal a intermareal alta. Las margas y arcillas son normalmente azoicas y pueden interpretarse como depósitos de un *lagoon* somero y restringido.

— El tramo superior está constituido en la base por 50 m de dolomías bien estratificadas en capas de 0,2 a 0,4 m. Se observan secuencias constituidas en la base por dolomías masivas o bioturbadas a las que siguen dolomías con laminación paralela, laminación de *ripples*, laminación estromatolítica, conservándose a techo la morfología de grandes *ripples* y delgadas costras ferruginosas en ocasiones. Algunos bancos aparecen totalmente brechificados en la base. Forman secuencias de tipo *shallowing upward*. Se interpretan como depósitos de una plataforma somera con predominio de ambientes intermareales altos.

Hacia el techo aparecen de 6 a 10 m niveles de dolomías y margas dolomíticas con aspecto noduloso muy generalizados existentes en otros puntos de la Cordillera Ibérica, interpretándose como depósitos de plataforma somera abierta.

Las arcillas verdes contienen Foraminíferos de concha aglutinada, Ostrácodos y Charáceas que caracterizan al Cenomaniense inferior: *Charentia cuvillieri* NEUM, *Daxia cenomana* CUV. y SZAK, *Cythereis* cf. *praetexta* DAM, *C. fourteenensis* DAM, *C.* cf. *cladechensis* DAM, *Doloccytheridea*, *Paracypris*, *Prochara* y *Praechara*. En las dolomías tableadas las microfacies contienen *Trochospira aunimelechi* HAMAOUY y SAINT MARC, *Biconcava bentori* HAMAOUY y SAINT MARC y *Cuneolina pavonia* D'ORB. Esta asociación caracteriza al Cenomaniense superior, siendo de esta edad según sus autores las dos primeras especies.

En la serie de Peña del Fraile II sólo se ha reconocido, en la mitad inferior de las dolomías tableadas, *Pseudocyclamina rugosa* D'ORB, y *Daxia cenomana* CUV. y SZAK. Los niveles nodulosos superiores tienen regionalmente una edad Turoniense inferior.

1.6.5 Dolomías Ciudad Encantada. Dolomías masivas. Calizas nodulosas a techo (25). Turoniense

Constituyen un importante resalte morfológico dentro de la serie carbonatada cretácica, originando crestas y cuestas. En ocasiones se encuentra arrasada por la superficie de erosión pliocena.

Ha sido estudiada en la columna de la Peña del Fraile 1.

Consta de dos tramos bien diferenciados:

— El inferior constituido por dolomías masivas gruesas de aspecto súcrico, beiges y grises, con geodas de calcita (Dolomías Ciudad Encantada). Están algo mejor estratificadas hacia la base. Tiene un espesor de 45 m. Lateralmente cuando no se encuentran muy dolomitizadas pueden reconocerse moldes de Rudistas y facies de calcarenitas con Corales, Rudistos, etc., que localmente presentan estratificación cruzada. Representan episodios locales Biohermes y taludes acompañantes dentro de una plataforma somera.

— El superior viene dado por 10-11 m de dolomías (en la base) y calizas (*mudstone-wackstone*). Al microscopio son biomicritas con un 20-30% de bioclastos de Equinodermos, Moluscos y Foraminíferos, a veces algo arcillosas y que presentan señales de dolomitización/dedolomitización.

Las dolomías se encuentran intensamente bioturbadas así como las calizas que además presentan en ocasiones estratificación nodulosa y alguna superficie ferruginosa, conteniendo fauna de Rudistas, Coralarios, Braquiópodos y Lamelibranquios. Se interpretan como depósitos de plataforma somera abierta.

Las dolomías Ciudad Encantada carecen de fósiles, mientras que las microfacies micríticas del tramo noduloso contienen: *Pithonella sphaerica* (KAUFM.), *P. ovalis* (KAUFM.), *Heterohelix*, *Hedbergella*, *Pseudoclavulina* aff. *brayi* COLOM, *Ammobaculites* cf. *lagenalis* (ROEM.), *Tritaxia*, *Marssonella* y *Gavelinella*. La asociación citada es típica del Turonense y probablemente de niveles no muy altos dentro de este piso.

1.6.6 Dolomías bien estratificadas. Brechas. Calizas con Miliólidos a techo (26). Coniaciense-Santonense

Esta unidad aflora exclusivamente en la Serranía de Cuenca y Muela de San Juan.

Ha sido estudiada en la columna de la Peña del Fraile 1.

Presenta frecuentes cambios laterales de facies y su espesor total es del orden de 100-140 metros.

En la citada columna está constituido de muro a techo por dolomías de grano medio a grueso, tableadas, masivas en la base y con niveles de micritas peletoidales a techo (25 m). Brechas con cemento de dolomía/caliza de recristalización por dedolomitización y estructura vacuolar ("carniolas"), que contiene cuarzos idiomorfos de neoformación y clastos de calizas y dolomías que a veces constituyen niveles más continuos (40 m). Dolomías gruesas tableadas en la base y masivas a techo (30-40 m). Calcarenitas y

calizas (*packstones-grainstones* y *mudstones-wackstones*) que al microscopio son biogravelmicritas (con Miliólidos, Moluscos, Equinodermos y Ostrácodos y gravels micríticos) biomicritas y micritas.

El techo de la unidad lo constituyen 10-20 m de dolomías, calizas dolomíticas y margas grises y blancas con Ostrácodos y Charáceas.

En la Muela de San Juan los términos inferiores de la unidad contienen abundantes intercalaciones margosas con fauna de hábitat salobre-lacustre.

Las dolomías suelen tener laminación paralela y *ripples* de oscilación, ocasionalmente aparecen niveles con laminación estromatolítica, fenestras y nodulizaciones ferruginosas a techo.

En los niveles discontinuos de dolomías incluidos en las brechas se reconocen laminación y fenestras. Estas brechas se correlacionan en profundidad, mediante sondeos, con potentes niveles con anhidritas y se interpretan como colapsobrechas por disolución de las mismas.

Los *packstones-grainstones* tienen estratificación cruzada tabular y se sitúan en la base de la secuencia calcárea, que termina con *mudstones-wackstones* y dolomías con fenestras. A partir de este momento empieza a hacerse patente en algunos puntos de la Hoja la llegada de aportes terrígenos y localmente la aparición de facies más restringidas con Gasterópodos y Charáceas.

En conjunto la unidad corresponde a un modelo de plataforma interna carbonatada somera más o menos restringida en la que pueden reconocerse subambientes de *shoals* (calcarenitas) y llanuras de marea, pudiendo llegarse incluso a condiciones de *lagoon* restringido hipersalino con desarrollo de evaporitas (colapsobrechas).

Solamente se han observado fósiles en las calizas de Miliólidos del techo de la unidad. Son microfacies muy fosilíferas con abundantes especies de Foraminíferos: *Idalina antiqua* D'ORB, *Quinqueloculina*, *Periloculina*, *Ophthalmidium*, *Pseudocyclamina sphaeroidea* GENDROT, *Peneroplis giganteus* GENDROT, *Vidalina hispánica* SCHLUMB, *Cuneolina*, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO) y *Stensioina surrentiana* TORRE. Las algas calcáreas del género *Acicularia* son también frecuentes. La microfauna es característica del Santoniense y muy semejante a la que ha sido mencionada de este piso en Les Martigues (Francia). La base de la unidad se data tentativamente como Coniaciense.

1.6.7 Brechas y carnioles (27). Santoniense-Campaniense

Aflora exclusivamente en los núcleos sinclinales de la Serranía de Cuenca (borde suroeste de la Hoja) y en el de la Muela de San Juan.

Ha sido estudiada en la columna de Peña del Fraile 1.

Esta unidad ha sido denominada Carniolas del Cretácico superior por MELENDEZ (1971) que engloba también los términos semejantes de la serie descrita en el apartado anterior.

Está constituido por brechas masivas, semejantes a las descritas en el apartado anterior. Aparecen delgados niveles discontinuos de dolomías y calizas de recristalización mejor estratificadas. La unidad termina en la Peña del Fraile con calizas dolomíticas y calizas (biogravelmicritas con Miliólidos, algas y gravels micríticos poco definidos) en las que, con dificultad se reconoce megaestratificación cruzada de gran escala con bancos que se cruzan. Tiene un espesor total de 100 metros.

La unidad tiene una interpretación sedimentológica semejante a la descrita en el apartado anterior.

En algunos niveles de microdolomías se han reconocido secciones de *Periloculina*, *Broeckinella* aff. *neumannae* GENDROT, *Quinqueloculina*, *Vidalina hispanica*, *Ophthalmidium*, *Aeolisaccus kotori* RADOICIC y tubos de Anélidos. La edad Santoniense-Campaniense de la unidad queda definida por las del infra y suprayacente, ya que los fósiles mencionados no permiten precisarla.

1.6.8 Arcillas verdes y calizas (28). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad aflora exclusivamente en el flanco sur del sinclinal del Alto Tajo.

Ha sido estudiada mediante muestras sueltas.

Tiene un espesor del orden de 50 m y debe representar un cambio lateral de las unidades infra y suprayacentes. Viene definida por arcillas verdes con intercalaciones decimétricas de calizas (*mudstones-wackstones*) y algunos niveles de calcarenitas (*packstones*). Al microscopio son micritas, biomicritas, en ocasiones peletoidales y biodismicritas.

Las calizas suelen presentar laminación estromatolítica y ocasionalmente moldes de cristales de sal. La unidad contiene Charáceas, Algas, Ostrácodos y Gasterópodos de hábitat salobre lacustre así como microfósiles marinos.

Estos materiales se han depositado en una plataforma somera restringida, probablemente en un ambiente de *lagoon* semicerrado con fuerte influencia de aguas dulces provenientes del continente.

Las arcillas calcáreas grises y verdes contienen abundantes Charáceas y algunos Ostrácodos: *Amblyochara begudiana* GRAMB, *Saportanella maslovi* GRAMB, *Strobilochara viallardi* GRAMB, *Strobilochara truncata* GRAMB,

Platychara cf. cristata GRAMB, *Platychara cf. caudata* GRAMB, *Platychara cf. turbinata* GRAMB. y GUT. y *Neocyprideis murciensis* FOURC. y DAM.

Las intercalaciones de micritas y biomicritas han proporcionado *Ophthalmidium*, *Gavelinella (Rotorbinella?)*, *Glomospira*, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), *Textularia*, Characeas, Ostrácodos y Moluscos. Tanto las Charáceas como la microfácies indican una edad Cretácico terminal (Maastrichtiense) sin que pueda descartarse la posibilidad de que esté representado el Campaniense más superior.

1.6.9 Arcillas y arenas asalmonadas, arcillas verdes. Arenas conglomeráticas (29). Maastrichtiense

Sus afloramientos se restringen a los de los núcleos sinclinales de la Serranía de Cuenca en donde aparecen siempre muy recubiertas por depósitos de ladera.

Se ha estudiado parcialmente en la columna de Peña del Fraile 1.

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

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

Contiene la misma fauna que la unidad antes descrita y deben datarse como Maastrichtienses.

1.7 CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

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

Los afloramientos se sitúan exclusivamente en el sinclinal del Alto Tajo en donde aparecen muy recubiertos por depósitos cuaternarios de tipo perglaciar asociados a formas de vertientes regularizadas y valles de fondo plano.

1.7.1 Calizas pisolíticas y arcillas rojo-salmón. Areniscas, conglomerados, arcillas y limos (30). Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno inferior (?)

No ha podido ser estudiado en ninguna sección estratigráfica debido a los recubrimientos y repliegues que presenta la serie.

Su espesor es difícil de evaluar, por las causas antes citadas. MELENDEZ (1972) lo estima superior a 700, quizás 1.000 m. Dicho autor por consideraciones regionales asimila esta unidad a una facies "Garumn", al menos en sus términos basales, que comenzaría ya en el Cretácico superior incluyendo el Paleoceno y Eoceno.

Los términos inferiores están constituidos por calizas pisolíticas, dismicritas, biopelmicritas con pisolitos, cuarzo y feldespatos y arcillas rojo-asalmonadas con niveles de areniscas calcáreas. También aparecen lutitas gris negruzcas con fragmentos de Gasterópodos en relación con niveles de calizas lacustres con Characeas.

La parte superior viene dada por conglomerados y areniscas conglomeráticas y potentes niveles de limos y arcillas rojizas. Las arenas están formadas por cuarzo (40-45%), feldespato potásico (10-20%) y fragmentos de calizas con Miliólidos (10-20%) y cemento calcáreo.

La unidad reposa mediante una débil discordancia sobre términos del Campaniense-Maastrichtiense, presentando además otras discordancias internas de carácter progresivo.

En ambos tramos se observa la presencia de paleosuelos. Las areniscas presentan estratificación cruzada de gran escala y geometría canalizada.

En conjunto la unidad representa depósitos de llanura aluvial (s.a) con etapas de encharcamiento que dan lugar a condiciones palustre-lacustres en el primer tramo.

Las arcillas contienen Ostrácodos (*Neocyprideis*) y Gasterópodos entre los que se identifican Cerítidos, Murícidos y "*Bulimus*" (*Vidaliella*). El conjunto debe incluir el Paleoceno y Eoceno sin que pueda descartarse la posibilidad de que esté representado el Maastrichtiense más superior en la base y el Oligoceno inferior en el techo.

1.7.2 Conglomerados cementados (31). Oligoceno superior-Mioceno inferior

Afloran adosados al frente de cabalgamiento del Portillo de Guadalaviar en una estrecha banda situada en el flanco noreste del sinclinal del Alto Tajo.

Ha sido estudiado en la columna de Portillo.

Se han medido 125 m de conglomerados de clastos carbonatados con matriz arenosa y cemento calcáreo, con intercalaciones de arcillas limosas rojizas cada vez menos frecuentes hacia el techo. Reposan discordantes sobre términos de la unidad descrita en el apartado anterior (MELENDEZ, 1972).

La unidad se dispone en una megasecuencia de carácter estrato y granocreciente, aumentando el tamaño de cantos y el espesor de los bancos de conglomerados hacia el techo.

Se interpretan como depósitos correspondientes a facies proximales de abanicos aluviales.

Por consideraciones regionales, basadas en las discordancias mayores se les atribuye tentativamente una edad Oligoceno superior-Mioceno inferior.

1.8 NEOGENO

Sobre el Neógeno de las pequeñas cuencas internas existentes en este sector de la Cordillera Ibérica se han realizado escasos trabajos. Destacan los estudios de RIBA (1959), VIALARD (1968), MELENDEZ (1971) y la Hoja MAGNA de Checa (21-21) realizada por INTECSA (1980). Para la asignación cronológica e interpretación de los materiales aflorantes en la Hoja de Tragacete se tendrán en cuenta además los datos obtenidos por el equipo de C.G.S. en la realización de Hojas próximas en la que los sedimentos continentales del Neógeno adquieren gran importancia y desarrollo.

1.8.1 Conglomerados sueltos y lutitas arenosas rojas (32). Plioceno

Sus principales afloramientos se sitúan en la zona de Noguera-Torres de Albarracín, en el cuadrante noreste de la Hoja. Normalmente constituyen pequeños cerros con vertientes regularizadas. Ocasionalmente se excavan cárcavas, como la existente en Noguera que permiten observar la composición litológica de la unidad.

Alternan lutitas arenosas de color rojo ladrillo con niveles del orden de 1 m de conglomerados sueltos con cantos subredondeados-subangulosos de cuarcitas y pizarras y alguno redondeado de cuarcita heredado del Buntsandstein. La matriz, abundante, es arenoso-limosa. El tamaño máximo observado es de 30 cm siendo la media más frecuente de 5 cm.

Los conglomerados son masivos estando los clastos en contacto. Se disponen en secuencias estrato y granocrecientes hacia el techo, en donde pueden encontrarse granulometrías del orden de 80-90 cm en cuarcitas.

El conjunto de pequeños afloramientos existentes en el área citada debieron estar conectados entre sí, constituyendo el relleno de una pequeña cuenca interna mediante sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial y desarrollo de facies sobre todo proximales.

La atribución de edad se realiza teniendo en cuenta que, en las grandes Cuencas Terciarias (Calatayud y Teruel-Alfambra), son los términos superiores de edad pliocena los más extensivos y los únicos que normalmente llegan a solapar los bordes. Sin embargo y a falta de argumentos paleontológicos no puede descartarse la posibilidad de que esté representado, al menos parcialmente, el Mioceno.

1.8.2 Conglomerados cuarcíticos sueltos (33). Villanyense (Plioceno superior y Pleistoceno más inferior)

Aflora en forma de manchas aisladas de pequeña extensión, habiendo sido representadas en la cartografía las más importantes y que presentaban un espesor suficiente.

Están siempre en relación con la superficie de erosión fundamental del Plioceno, a la que suelen fosilizar, o con paleovalles amplios.

Litológicamente están constituidas por conglomerados sueltos con cantos de cuarzo, cuarcita y alguno de caliza y matriz arcillosa rojiza. La granulometría varía según los afloramientos, siendo el tamaño máximo más frecuente del orden de los 10 cm. En el afloramiento del Alto del Rebollar al Sur de Noguera el centilo es de unos 30-40 cm. Aunque los afloramientos no permiten la observación de buenos cortes, parece ser que se trata de conglomerados masivos sin estructura interna aparente (desorganizados) en la mayor parte de los casos y sobre todo están en relación con la superficie de erosión pliocena.

Dada su composición litológica (predominio de las cuarcitas) deben provenir de áreas fuentes Paleozoicas (Macizos del Tremedal y Nevero), que en ocasiones se encuentran bastante alejados de dichos afloramientos.

Debe tratarse de depósitos de transporte acuoso, correspondientes a facies proximales y medias de abanicos aluviales desarrollados en un contexto geomorfológico muy próximo a la penillanura y asociados a una importante fase de fracturación, con levantamiento de los marcos montuosos, en un clima semiárido con fuertes precipitaciones torrenciales ocasionales. Los materiales asociados a paleovalles procederían de la reelaboración de los descritos, en los primeros tiempos de apertura exorreica.

La atribución de edad se hace en base a consideraciones geomorfológicas y por comparación con depósitos semejantes existentes en el ámbito

ibérico y la Meseta, siendo más recientes (incluso del Pleistoceno inferior?) los asociados a formas de paleovalles.

1.9 CUATERNARIO

Sobre el Cuaternario de este sector de la Sierra de Albarracín tienen interés los trabajos de RIBA (1959), así como los de GUTIERREZ ELORZA et al. (1977 y 1979).

1.9.1 **Gravas de cuarcita y arenas. Gravas de cuarcita y dolomía. Terrazas (34 y 35). Pleistoceno**

Las terrazas se desarrollan exclusivamente en los valles del río Guadaviar (zona de Tramacastilla-Torres de Albarracín) y de su afluente el Noguera.

Se han distinguido dos niveles a 5-10 m (36) y 20-25 m (35) sobre el nivel de los ríos.

No se han observado buenos cortes naturales sobre el terreno. El centilo no suele sobrepasar los 30 cm y la matriz es arenosa con escasa proporción de limo-arcilla. Normalmente se encuentran semicubiertas por depósitos de gravedad vertiente.

Se atribuyen a un Pleistoceno no muy bajo sin que por el momento se pueda precisar más.

1.9.2 **Arenas, limos y bloques de cuarcita. Depósitos periglaciares (36). Pleistoceno**

En las zonas altas del Macizo del Tremedal al Norte de Noguera, se desarrollan formas periglaciares de acumulación, asimilables a vertientes regularizadas, vertientes de bloques y valles de fondo plano (véase apartado 3 Geomorfología).

En el mapa geológico se han agrupado en una sola unidad cartográfica.

Al pie de las elevaciones de cuarcitas del Ordovícico-Silúrico hay acumulaciones de vertiente que en unos casos están constituidas por arenas y limos ocreos con cantos, bolos y bloques esporádicos de cuarcita. En otros dominan los bloques angulosos de cuarcita con un centilo entre 20 y 50 cm (G. ELORZA et al., 1977) empastados en una matriz arenoso-arcillosa que localmente se encuentra lavada superficialmente.

En las zonas más deprimidas los fondos de valle suelen estar consti-

tuidos por materiales finos del tipo de las acumulaciones de vertiente citadas en primer lugar. En relación con las vertientes de bloque hay acumulaciones de valle con corrientes de bloques de forma cúbica de gran tamaño, que en profundidad pueden estar empastados por arena-arcilla.

La edad de estas acumulaciones periglaciares está en relación directa con la de las facies fases frías del Cuaternario.

Se asignan pues al Pleistoceno sin que por el momento podamos precisar más.

1.9.3 Travertinos (37). Pleistoceno y Holoceno

Se agrupan en esta unidad depósitos de tobas calcáreas con abundantes restos vegetales que aparecen fundamentalmente en los alrededores de Tracete y Tramacastilla.

En ocasiones se encuentran colgadas varios metros por encima del nivel actual de los ríos y deben ser asimiladas al Pleistoceno. Otras veces se encuentran en el cauce de los mismos y constituyen barreras que dan origen a hermosas cascadas, siendo su edad holocena.

1.9.4 Brechas calcáreas sueltas. Coluviones (38). Holoceno

Son muy frecuentes en las vertientes escarpadas de las gargantas y hoces existentes en la Hoja. En la cartografía sólo se han representado los más extensos y que no permitían la extrapolación del sustrato con fiabilidad.

Están constituidos por fragmentos angulosos de caliza y/o dolomía según los casos, bastante homométricos con escasísima matriz limosa. Se disponen en niveles subparalelos a la pendiente topográfica. Ocasionalmente pueden diferenciarse dentro de la masa coluvial diferentes etapas de avalancha separadas por otras de estabilidad en la que se desarrollaron paleosuelos húmicos. Son depósitos asimilables a los del tipo *grèzes litées*.

1.9.5 Brechas calcáreas arenas y limos. Conos de deyección (39). Holoceno

En las salidas de algunos barrancos existentes en la Muela de San Juan y Portillo de Guadalaviar se han diferenciado acumulaciones de materiales del tipo cono de deyección.

Proviene de sustrato mesozoico fundamentalmente carbonatado. No existen cortes que permitan precisar sobre su litología, textura y estructura.

Los clastos son subangulosos y subredondeados de caliza y dolomía

(alguno redondeado de cuarzo, proveniente de la Fm. Utrillas en la Muela de San Juan) y la matriz fundamentalmente limoso-carbonatada.

Se atribuyen al Holoceno por estar sobreimpuestos a la morfología subactual.

1.9.6 Arenas y gravas con matriz limosa. Travertinos, gravas, arenas y limos. Aluviones (40 y 41). Holoceno

Los aluviones de los ríos Tajo, Júcar y Noguera tienen una composición fundamentalmente arenosa con clastos redondeados heterolíticos fundamentalmente carbonatados en los dos primeros ríos y cuarcíticos en el último. Presentan una abundante matriz limosa.

Los ríos Turia (Calomarde) y Guadalaviar (Torres-Tramacastilla) además presentan en su curso abundantes acumulaciones de travertinos (tobas calcáreas con abundantes restos vegetales).

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

El área situada es compleja desde el punto de vista geotectónico. En ella el sistema de fosas terciarias de Calatayud, del Jiloca y Teruel-Alfambra separan las clásicas Rama Aragonesa, al NE, y Rama Castellana, al SO, de la Cadena Celtibérica. Esta cadena está clasificada por JULIVERT et al. (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos pues, a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO et al. 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Trías hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y austrícos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del ante-

rior 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 Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al. 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las direcciones dominantes en la Cordillera son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar en otras áreas hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro del conjunto de la Cadena Hercínica española. Los pliegues suelen ser una combinación de los tipos 1C y 3 de la clasificación de Ramsay, los primeros en las rocas competentes (areniscas y cuarcitas) y los segundos en las capas pelíticas.

La esquistosidad S1, desarrollada como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó a esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las rocas samíticas, más competentes. En la mayor parte de los pliegues su posición, al igual que la de los planos axiales de los pliegues, es erguida con buzamientos entre 70° y 80°. Sin embargo en la región de Las Nogueras adopta una posición tendida que se corresponde con una estructura en forma de pliegue tumbado.

Localmente se han localizado micropliegues que afectan a la esquistosidad S1 y que, por lo tanto, corresponden a una segunda fase de plegamiento. Fuera del área investigada, como por ejemplo en la región de Calatayud-Paracuellos de Jalón, se encuentran también datos que muestran la existencia de dos fases de plegamiento, como figuras de interferencia tipo cartón de huevos y una esquistosidad incipiente S2. En ese mismo área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpinas (JULI-

VERT et al. 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertera mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S1, que fueron reactivados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacionen con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2ª fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Hespérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localizan también en la región. Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE-SO y NO-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO et al. (1978) 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 Trías. Este *graben*, orientado según la dirección NO-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 HOFFMAM et al. 1974 para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

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

2.— **Etapa 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.

3.— **Etapa 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 cuarteán la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

4. — Etapa de "downwarping". El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa *graben*. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica, existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica. Este vulcanismo de tipo piroclástico y coladas de basaltos y traquibasaltos está ampliamente representado en el Pliensbachien-se 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 período de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO et al. 1978). Dos épocas de movimientos tectónicos intensos (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. Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

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

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el 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 desde el NE, otra desde el ENE y otra desde el SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975).

En el área investigada 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 NO-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SO). 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 (VIALLARD 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. 1978).

En las hojas se aprecia como en detalle las fallas normales neógenas se adaptan a dos direcciones principales NO-SE y NNE-SSO. Las fosas de Calatayud, Teruel, Jiloca y Gallocanta son las unidades distensivas principales, y en relación con ellas son frecuentes las huellas de actividad neotectónica a lo largo de un período de tiempo dilatado y en forma recurrente. Una etapa de movimientos entre las formaciones inferior y superior del Páramo y otra posterior son detectables e incluso en algunas áreas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

En la Hoja de Tragacete están representadas todas las unidades estructurales clásicas de la Cordillera Ibérica: Basamento hercínico plegado, Tegumento pérmico-triásico, Nivel de despegue triásico, Cobertera jurásico-cretácica, Cobertera terciaria plegada y Cobertera terciaria postorogénica.

Los pliegues que presenta la serie ordovícico-silúrica están originados por la única fase de deformación clara existente en la Hoja. Da origen a pliegues isopacos en las cuarcitas y con engrosamientos en las charnelas en las pizarras.

Tienen direcciones N 170° E y N-S. Como consecuencia del aplastamiento se desarrolla una esquistosidad muy patente en las rocas pelíticas. Los pliegues tienen plano axial subvertical en la mitad occidental del Macizo del Tremedal, mientras que en la noroccidental presentan vergencias hacia el Este. Se observan inmersiones tanto al Norte como al Sur. En el extremo suroriental las estructuras giran a N 155° E con planos axiales ligeramente vergentes hacia el Suroeste, como consecuencia de fases tardías o en relación con desgarres tardihercínicos.

Existe un sistema de fracturas paralelas a la estructura que deben ser sincrónicas o algo posteriores a la fase principal del plegamiento. Las fracturas oblicuas son posteriores, tardihercínicas e incluso más recientes (alpínicas).

El Tegumento está constituido por la Facies Buntsandstein y la Facies

Muschelkalk en el Norte de la Hoja, mientras que en el sector de Noguera-Torres existe un nivel de despegue intermedio en la Facies Muschelkalk que suma sus efectos al nivel de despegue general constituido por el Keuper. Esto provoca que los niveles dolomíticos superiores de la Facies Muschelkalk estén "desenraizados" y "floten" sobre los materiales margo-yesíferos, cabalgándolos en ocasiones con directrices estructurales caóticas en las áreas diapíricas (Tramacastilla-Torres y Sur de Torres).

En la cobertera plegada se observan pliegues de dirección NE-SO y ENE-OSO, algunos de los cuales no parecen afectar a los términos superiores del Weald y pueden corresponder a pliegues neokimméricos. Estos pliegues de directriz Guadarrama son normalmente vergentes hacia el Sureste.

Son las directrices Ibéricas las que dan la configuración tectónica principal a la Hoja, destacando el área sinclinal de la Muela de San Juan-Frías de Albarracín, la Franja cabalgante del Portillo de Guadalaviar, el sinclinal del Alto Tajo y la zona plegada de la Serranía de Cuenca en donde se encuentran directrices estructurales NO-SE y NNO-SSE.

Regionalmente se considera que las estructuras NE-SO y ENE-OSO son las más antiguas y deben corresponder con las discordancias intraoceánicas existentes en la Hoja. Las NO-SE parecen correlacionarse con las discordancias finioligocenas y las NNO-SSE con la existente a techo del Mioceno inferior. Esta última es retrovergente (hacia el SO) con respecto a la anterior.

Así como consecuencia de las dos últimas fases citadas aparecen pliegues cuya traza axial se presenta ligeramente alabeada y puede seguirse durante varios kilómetros. Los buzamientos de los planos axiales son variables con vergencia de tendencia generalizada hacia el Suroeste en la zona de la Serranía de Cuenca y Portillo de Guadalaviar.

Existen estructuras que muestran clara interferencia entre pliegues de directriz Guadarrama e Ibérica, entre las que sobresale el área sinclinal situada al Norte de Frías de Albarracín que se configura como una cubeta de tendencia circular con ejes poco definidos. Esta geometría circular se ha visto acentuada durante las fases distensivas posteriores por la migración del Keuper hacia zonas diapíricas.

Otra estructura de interés son las fallas inversas existentes en la zona de Portillo de Guadalaviar con plano axial inclinado hacia el Noreste y en las que el Jurásico-Cretácico llega a cobijar materiales del Eoceno-Oligoceno inferior y Oligoceno superior-Mioceno inferior. Terminan hacia el Noroeste con una falla de desgarre dextral NNE-SSO, que arrastra pliegues de directriz Ibérica NO-SE, relevándose mediante la falla inversa situada más al

Oeste en la zona de Casas de Veguilla de Tajo. Hay que señalar la gran importancia de esta franja tectónica (Guadalaviar-Casas de Veguilla de Tajo) durante la sedimentación del Mesozoico ya que condiciona importantes cambios de facies a uno y otro lado de la misma, pudiendo estar en relación con la falla Hespérica de ALVARO et al. (1978).

Las fases distensivas posteriores generan a partir del Mioceno medio fallas normales de orientación general NNE-SSO y local NO-SE, que reactivan estructuras anteriores. Así los desgarres antes citados pasan a actuar como fallas normales en el área de Villanueva de las Tres Fuentes y se originan las fosas de Villar del Cobo y Calomarde. Durante estas fases distensivas se acentúan los procesos diapíricos que involucran materiales de la cobertera postorogénica al Sur de Torres de Albarracín.

Evidencias de movimientos tectónicos recientes (Plioceno superior y Cuaternario) se basan en las desnivelaciones y abombamientos de la superficie de erosión fundamental intrapliocena.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Tragacete pueden distinguirse dos dominios geomorfológicos netamente diferenciables. El primero de ellos está constituido por el área de afloramientos paleozoicos y el segundo corresponde a la de afloramientos mesozoicos y paleógenos. Ambos son fundamentalmente morfoestructurales pero presentan diferencias entre sí.

Los materiales paleozoicos se sitúan en el noreste de la Hoja y están constituidos por cuarcitas alternantes en anchas bandas con pizarras. La erosión diferencial da lugar a un modelado en *crestas*, *hog-backs* y *cuestas* en las cuarcitas (en cuyos reversos hay formas de *chevrons*) y de valles en las pizarras.

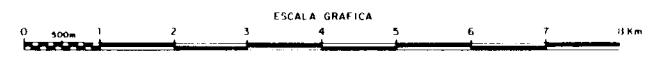
La característica fundamental de este dominio es el modelado periglacial que se manifiesta mediante formas de tipo acumulativo generadas a partir de procesos de crioclastia y gelivación. Los gelifractos pizarrosos son finos (de menos de 1 cm) mientras que los de cuarcita son bloques de gran tamaño; existen además materiales finos arcillosos y arenosos procedentes de la alteración de pizarras y areniscas. Este modelado y depósitos asociados han sido estudiados por GUTIERREZ ELORZA et al. (1975).

Prácticamente todas las *vertientes* están *regularizadas* por la acumulación de materiales de origen periglacial pudiendo reconocerse en las mismas las siguientes formas:



LEYENDA

- MODELADOS ESTRUCTURALES**
- Crestas
 - Cuestas - hog backs
 - Chevrans
 - Línea de capa dura
 - Relieves tabulares (mesas)
 - Fallas con clara expresión morfológica
- SUPERFICIES DE EROSION**
- Superficie de erosión sobre Mesozoico fundamentalmente plioceno
- MODELADOS DEPOSICIONALES**
- Terrazas fluviales
 - Valles de fondo plano. Llanuras de inundación
 - Conos de deyección
 - Relieve residual entre depósitos cuaternarios
- VERTIENTES**
- Vertientes regularizadas por procesos periglaciares
 - Ríos de bloques
 - Deslizamientos rotacionales
- RED FLUVIAL**
- Red fluvial principal
 - Gárgaras
 - Gargantas, hoces con depósitos de greeze lites
- FORMAS KARSTICAS**
- Dolinas
- ESCARPES**
- Escarpe de relieves tabulares
 - Escarpe de terrazas
- MODELADO ANTROPICO**
- Núcleos urbanos



– Vertientes de bloques. Son las principales. Están constituidas por bloques angulosos de cuarcita empastados en matriz arcillo-arenosa que puede estar lavada superficialmente.

– Lóbulos y bancos de gelifluxión. De constitución semejante a los anteriores aunque con mayor contenido en finos. Se sitúan en las partes medias y, sobre todo, bajas de las vertientes. Dan formas de tipo linguoide de eje mayor subperpendicular a la pendiente (lóbulos) y replanos terminados en talud (bancos). Los taludes frontales de ambas formas no suelen sobrepasar los tres metros de salto. Estas formas y las vertientes de bloques se generan por procesos de *frost creep* y gelifluxión.

– Canales de avalancha y canchales de gelifracción. Los canales desarrollados sobre la cuarcita del Llandovery son de gran tamaño y transportan gelifractos de gran tamaño, penetrando profundamente en las crestas y son de escasa funcionalidad actual. Los situados sobre las cuarcitas del Llandeilo-Caradoc transportan material de menor tamaño, no penetran apenas en las crestas y son funcionales dada la gran pendiente que presentan, alimentando a la red fluvial actual.

Existen además acumulaciones de valle entre las que destacan las corrientes o *ríos de bloques* constituidas por bloques de cuarcita de forma cúbica predominante que en la parte inferior del depósito suelen estar empastados por una matriz de material fino. Se movilizan por procesos de *frost creep* y gelifluxión, aunque su movimiento ha debido ser escaso ya que ninguna de estas corrientes da origen a desembocaduras de glaciares de bloques.

El resto de la Hoja está constituida por materiales fundamentalmente mesozoicos predominantemente carbonatados (Jurásico y Cretácico) y en menor proporción por sedimentos paleógenos detríticos. Se caracteriza por presentar un modelado con predominio de las formas estructurales. Se reconocen las típicas formas de combes, sinclinales colgados y ruzes. Las formas de mejor expresión morfológica son las alineaciones de *crestas, hog-backs* y *cuestas* y los *relieves tabulares*. En los reversos de estas últimas son frecuentes las formas de tipo *chevron*. Algunas *fallas* tienen una *clara expresión morfológica* dando lugar a escarpes entre materiales de diferente resistencia a la erosión. En conjunto la zona constituye un buen ejemplo de relieve apalachiano ya que existe en muchos puntos una *superficie de erosión* que decapita las estructuras alpinas. Dicha superficie queda compartimentada por el encajamiento de la red fluvial.

La edad final de la elaboración de esta superficie coincide 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 por fallas y abombamientos de la superficie.

La superficie de erosión existente sobre la Muela de San Juan (1.800 m) puede corresponder a un abombamiento de la superficie fundamental (1.600-1.500 m), aunque no puede descartarse la posibilidad de que sea más antigua.

Sobre las calizas del Lías, Dogger y Malm y en ocasiones sobre las dolomías cretácicas se desarrollan formas kársticas que en su mayor parte están instaladas sobre la superficie de erosión fundamental antes mencionada. Se reconocen formas menores de disolución: lapiaz estructural (*kluftkarren*) con disolución y apertura de los planos de diaclasado y lapiaz oqueroso (*hohlkarren*) con numerosos tubos subverticales sobre la superficie de la caliza. Las formas más importantes son las *dolinas* entre las que pueden reconocerse dolinas en forma de cubeta (desarrolladas sobre el Lías), circulares, con fondo plano relleno de arcilla de descalcificación y gelifractos. Suelen estar degradadas y aplanadas. Otro tipo es el de dolinas en embudo (sobre Dogger y Malm), también circulares y de gran profundidad. En ambos tipos son frecuentes los fenómenos de coalescencia que dan lugar a uvalas alargadas según rumbos de diaclasado. La edad de este karst es Plioceno superior y posterior siendo en la actualidad prácticamente inactivo (GUTIERREZ ELORZA et al. (1975, 1979).

La red fluvial cuaternaria se encaja profundamente dando lugar a profundas *gargantas* y *hoces* de abruptas laderas en las que son frecuentes los depósitos de *grèzes littees* en los que pueden distinguirse varias fases de coluvionamiento, así como la existencia de *deslizamientos rotacionales* en los mismos. Sólo los ríos Noguera y Guadalaviar presentan *terrazas* pudiendo distinguirse dos niveles a menos de 20 m sobre el nivel actual de los ríos. Las *llanuras de inundación* contienen abundantes niveles de tobas calcáreas, que suelen dar lugar a cascadas de gran belleza. También existen *conos de deyección* en las salidas de algunos torrentes en las zonas de Tragacete, Portillo de Guadalaviar y Muela de San Juan.

Las fases frías cuaternarias se manifiestan por la existencia de *valles de fondo plano* y *vertientes regularizadas* y suelos almohadillados preferentemente desarrollados sobre materiales blandos. La incisión lineal más reciente da origen a *cárcavas* en los sedimentos deleznable del Plioceno, Keuper y Buntsandstein.

Las diferentes formas encontradas en la Hoja son el resultado de una evolución geomorfológica compleja. Además de superficies de erosión anteriores se desarrolla en la zona una superficie de erosión poligénica de edad pliocena. Posteriormente tiene lugar la deformación de la misma en una etapa de fracturación durante el Plioceno medio superior, de gran importancia morfogenética que entre otros accidentes dio lugar a la creación de la

Fosa del Jiloca. La fase principal de karstificación tuvo lugar sobre los materiales carbonatados de esta superficie deformada. Inmediatamente tendió a rellenarse el relieve mediante sistemas de abanicos aluviales desarrollándose los glaciares de edad Villanyense. Posteriormente se produce el encajamiento de la red fluvial con aparición de terrazas y sistemas de glaciares encajados. Las zonas altas se vieron afectadas en las épocas frías del Cuaternario por la acción de fenómenos periglaciares muy patentes en el macizo del Tremedal (Hoja de Tragacete) y que en otras zonas se manifiestan por la aparición de vertientes regularizadas y valles de fondo plano. En épocas recientes se produce una fase de incisión lineal que evacúa parcialmente los depósitos de las vertientes.

Los procesos activos no son muy importantes en la Hoja mereciendo cierta consideración los fenómenos de deslizamientos rotacionales y coluvionamiento en las márgenes de las hoces.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la paleogeografía y evolución sedimentaria y tectónica del sector abarcado por las siete hojas realizadas por C.G.S.S.A. durante 1981 (26-21: Sta. Eulalia; 27-21: Alfambra; 25-22: Tragacete; 26-22: Cella; 27-22: Teruel; 26-23: Terriente y 27-23: La Puebla de Valverde) y zonas próximas. Se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y los obtenidos mediante el estudio de las citadas hojas así como de las realizadas durante 1980 (Ateca, Paniza, Used, Daroca, Odón, Calamocha y Monreal del Campo).

Los afloramientos ordovícico-silúricos se limitan a las Hojas de Sta. Eulalia (S^a Menera), Tragacete (Tremedal), Cella (Sierra Carbonera) y Terriente (Macizo del Collado de la Plata).

La sedimentación tuvo lugar en una extensa plataforma somera cuyos límites nos son hoy desconocidos. El análisis secuencial pone de manifiesto tres episodios sedimentarios sucesivos a lo largo del tiempo:

I.— Episodio ordoviciense inferior, que comienza con facies heterolíticas y termina con facies de barras litorales (Cuarcita Armoricana).

II.— Episodio ordoviciense medio-superior. Empieza con facies finas e interrupciones sedimentarias en el Llanvirniense, pasando a facies de barras litorales en el Llandeilo-Caradoc, siguiendo con facies finas y terminando con un episodio carbonatado. En términos de transgresión-regresión este

episodio puede representar dos secuencias transgresión-regresión; una primera terminando en el techo de la cuarcita caradociense y una segunda terminando en el techo de la caliza ashgilliense, que en algunas localidades se encuentra erosionado.

III.— Episodio silúrico transgresivo, que empieza en discordancia o disconformidad sobre el anterior con facies finas con cantos rodados y termina en el techo de la cuarcita Llandoverlyense. Con las pizarras de Graptolites (Fm. Bádenas) se inicia un nuevo ciclo de carácter transgresivo cuyo techo no aparece en las hojas.

Generalmente no se puede diferenciar ámbitos paleogeográficos distintos en la zona de estudio, que únicamente abarca una pequeña parte de la cuenca sedimentaria.

De acuerdo con las paleocorrientes el área de erosión quedaría al NE de la zona, y el mar profundo al SO, sin que se pueda estimar a qué distancia. En este sentido el "Macizo del Ebro" de CARLS no puede ser confirmado como área fuente, puesto que desconocemos si se encuentra a 100 o a 1.000 km de distancia.

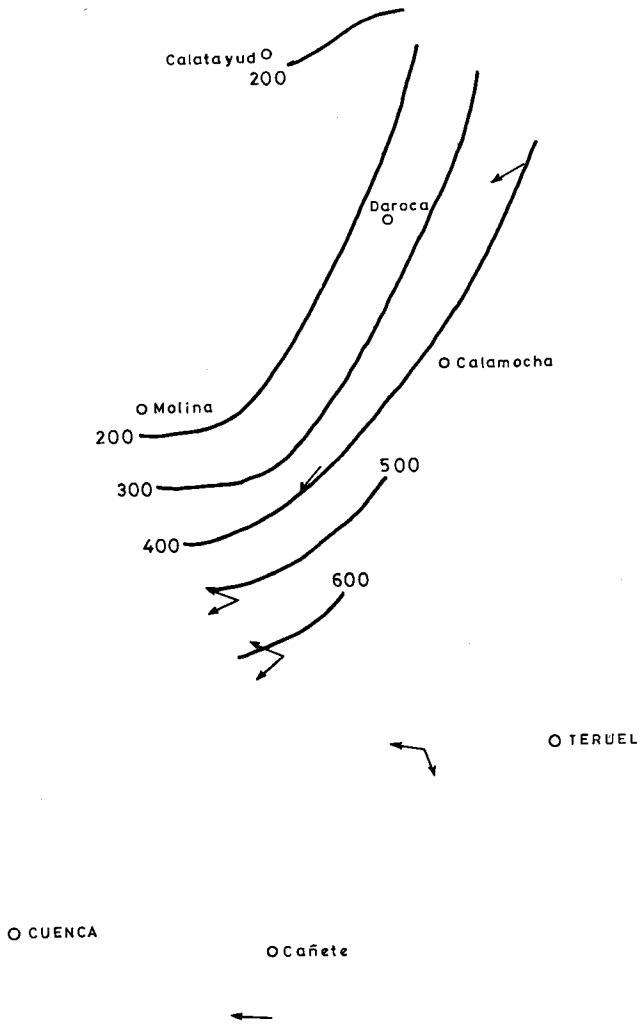
Los espesores ponen de manifiesto una subsidencia diferencial durante el Ordovícico medio y superior, dibujándose surcos y umbrales sedimentarios que se disponen paralelamente al aporte, es decir NE-SO. En el área considerada hemos identificado el "Umbral de Molina", con potencias de 100 metros de sedimentos, y un área subsidente hacia Teruel, con más de 600 m de sedimentos (fig. 5).

Al final del Ordovícico, la sedimentación carbonatada domina parte de la cuenca, con sedimentación de grandes espesores en zonas localizadas, como Sierra Menera, que parece corresponder a formaciones arrecifales (fig. 6).

Durante el Silúrico más inferior se observa la misma tendencia de aumento de espesores y direcciones de corriente que la indicada para el Ordovícico medio-superior (fig. 7).

El plegamiento hercínico estructura las series ordovícico-silúricas, al que sigue un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permo-carbonífera, que se inicia con fallas de desgarre, posteriormente reactivadas en régimen distensivo y que se relacionan con los vulcanismos pérmicos presentes en las hojas de Tragacete y Checa. Estas fallas tardihercínicas (NE-SO, NO-SE y N-S) 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 regional (2.1) a partir del Pérmico y hasta facies del Jurásico el Sistema Ibérico evoluciona según un esquema de tipo aulacógeno.



Escala 1: 1.000.000

Fig. 5.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

O ZARAGOZA

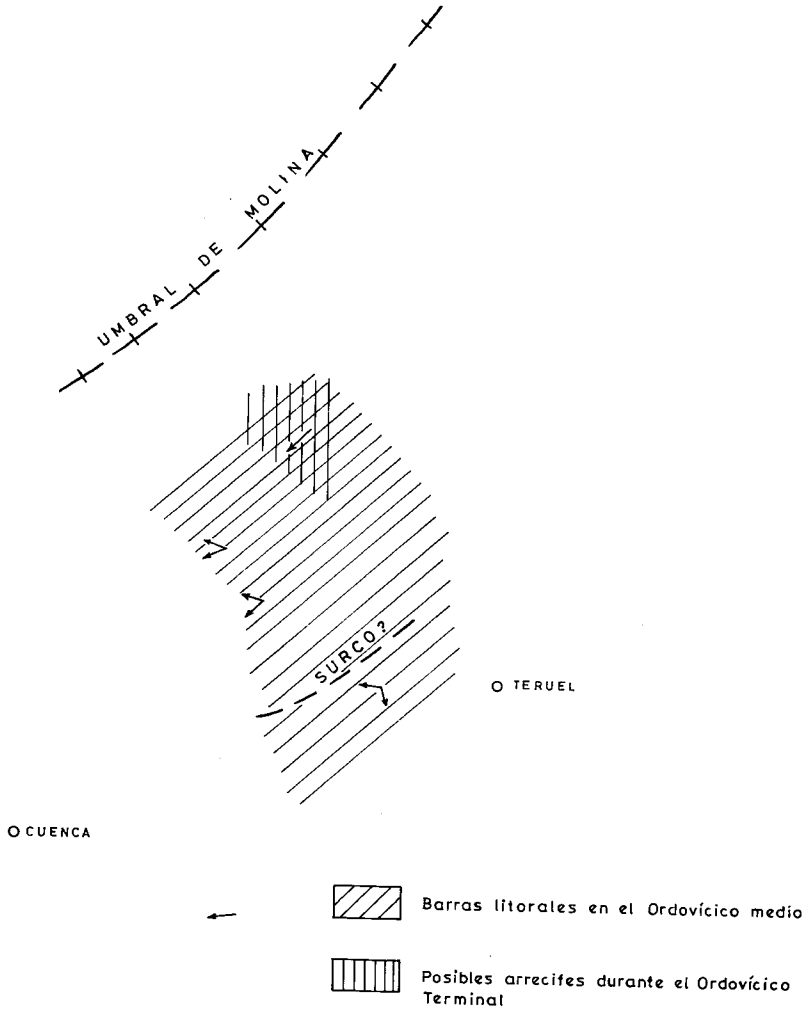
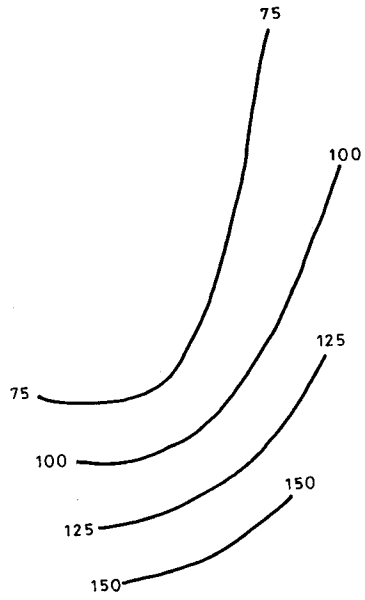


Fig. 6.— Esquema paleogeográfico.

○ ZARAGOZA



○ TERUEL

○ CUENCA

Fig. 7.— Ciclo III. Mapa de isopacas.

El inicio de la sedimentación del Permotrías y Facies Buntsandstein es correlativo con la reactivación de las fracturas tardihercínicas en régimen distensivo y comienza con facies fluviales y de abanicos aluviales y termina con facies de estuarios, fluvio-deltaicas reelaboradas por corrientes litorales y mareas y facies de llanura de mareas. En las hojas de Tragacete, Cella y Terriente pueden diferenciarse un ciclo inferior con características fluviales y otro superior, extensivo sobre el primero, con clara tendencia transgresiva y que está presente en toda la región. Existe un claro control de espesores y facies a partir de fracturas NO-SE y NE-SO, destacando el umbral del Tremezal (RIBA 1959, RIBA y RIOS 1962) y el surco de Molina. Un importante cambio de facies se produce a partir de la alineación de Sierra Menera-Cella y borde oriental de Sierra Carbonera-Villel (hojas de Sta. Eulalia, Cella y Terriente) situándose las facies más distales del sistema al NE de la misma (fig. 8).

Con el fin del depósito de la Facies Buntsandstein la cuenca se encuentra casi totalmente nivelada instalándose en toda la región una extensa plataforma más somera que la existente al final del Buntsandstein. En las hojas de Tragacete, Cella, Terriente y La Puebla de Valverde es evidente la existencia del tramo rojo intermedio entre dos barras carbonatadas (según HINKELBEIN, 1965).

La barra inferior y el citado nivel rojo pasan hacia el Oeste y Noroeste a facies lutíticas rojas del Buntsandstein superior. En la región la sedimentación tuvo lugar en una extensa llanura de mareas con condiciones intermareales e incluso supramareales, situándose el mar abierto hacia el Este. Algunos elementos paleogeográficos de orientación NO-SE ejercen un cierto control de espesores y facies, como son el surco de Castellar de la Muela-Cerro de San Cristobal y el alto de Loma de la Tejería, con sedimentación exclusiva en este último de sólo los términos superiores del Muschelkalk, situados en la hoja de Santa Eulalia.

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. El límite septentrional del magmatismo básico (ofitas) se sitúa en la región de Villel (hoja de Terriente). La etapa de flexura (*downwarping*) se corresponde con la sedimentación carbonatada jurásica (ver 2.1. Tectónica regional).

Al final de la deposición del Keuper en condiciones continentales con influencias marinas (*sebkhas* litorales), las zonas emergidas se encontrarían totalmente peneplanizadas, desarrollándose costras carbonatadas que constituyen el tramo de transición entre la F. Keuper y el Rethiense en algunos puntos de la Ibérica (IGME 1980). El régimen de subsidencia generalizada

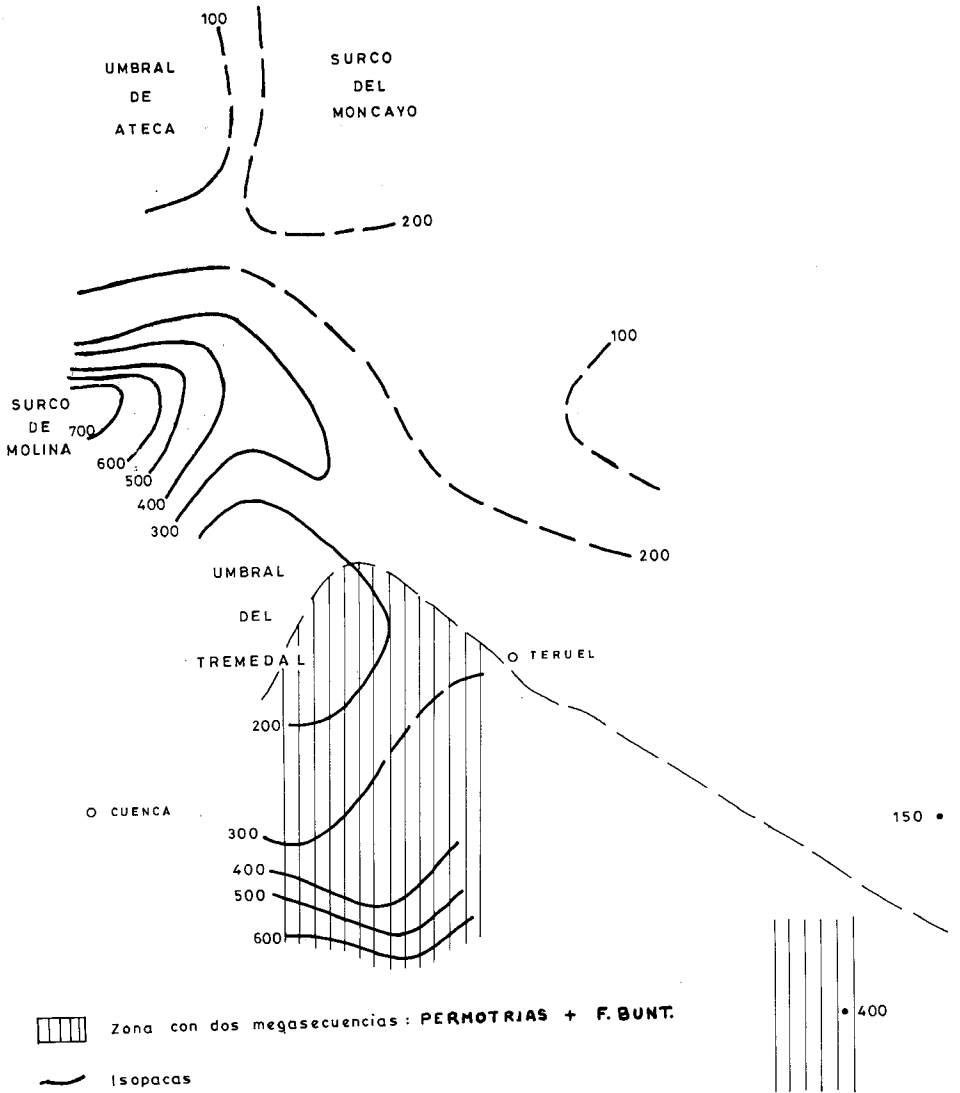


Fig. 8.— Mapa paleogeográfico.

en que actúa la región provoca la instalación de una extensa plataforma somera en la que las Dolomías Tableadas de Imón se depositan en una llanura de mareas, mostrando una cierta tendencia regresiva hacia el techo (IGME, 1980). (CAPOTE et al. 1982.)

Durante el Jurásico la presencia de discontinuidades de ámbito supra-regional permiten la división del mismo en varias secuencias deposicionales que incluyen uno o varios ciclos sedimentarios (ver capítulo 2 Estratigrafía).

En el Lías inferior de la zona, (Hettangiense-Sinemuriense) la sedimentación tuvo lugar en un ambiente de *lagoon* restringido más o menos hipersalino. La deposición de carbonatos tuvo lugar en los umbrales y sus márgenes (carniolas, dolomías, calizas), mientras que en las áreas fuertemente subsidentes tiene lugar la acumulación de evaporitas (Cuencas del Ebro, Vinaroz y Cuenca).

A partir del Lías medio se reconocen en la zona sedimentos de *lagoon* abierto, llanura de mareas (Carixiense), *shelf*-cuenca y margen de plataforma (Domeriense) y *shelf*-cuenca (Toarciense).

En el Lías medio y superior la cuenca jurásica alcanza su máxima extensión estando comunicada con un mar abierto situado al Noroeste, mientras que al Este y Sureste existían macizos emergidos de carácter discontinuo. En el Toarciense se alcanza el máximo de la transgresión liásica. Algunos elementos paleogeográficos comienzan a tener significado, como la "flexión sur-occidental" que en nuestra zona se sitúa sobre la alineación Portillo de Guadalaviar-Cañete (hoja 25-22: Tragacete) y que limita zonas más someras hacia la región de Cuenca. El estiramiento cortical máximo se alcanza al finalizar el Toarciense y está en relación con el vulcanismo fisural basáltico, emitido a través de fallas tardihercínicas NO-SE reactivadas, como la falla de Caudiel (GOMEZ et al. 1976), cuya traza en las hojas coincide con la de algunas de las fracturas que han controlado la sedimentación del Triásico en las hojas de Santa Eulalia, Cella, Terriente y La Puebla de Valverde.

Durante el Dogger se reconocen gran variedad de ambientes deposicionales: margen de plataforma (*grainstones* oolíticos), talud (arrecifes de espongiarios y facies asociadas) y *shelf*-cuenca (margas y margocalizas con Ammonites), asociadas a umbrales y surcos, que se han generado por la reactivación de las fallas tardihercínicas, como el alto de Guadalaviar-Cañete (flexión suroccidental) que limita las facies de *lagoon*; llanura de mareas hacia el Oeste, Cuencas de Teruel y Valencia, alto de Alfambra-Cedrillas (probablemente en relación con el umbral de Ateca-Montalbán)

Durante el Malm se reconocen en la zona depósitos de plataforma (margas y alternancia rítmica de calizas y margas) y de *lagoon* y margen de plataforma (calizas con oncolitos). Al comienzo del Malm tiene lugar el

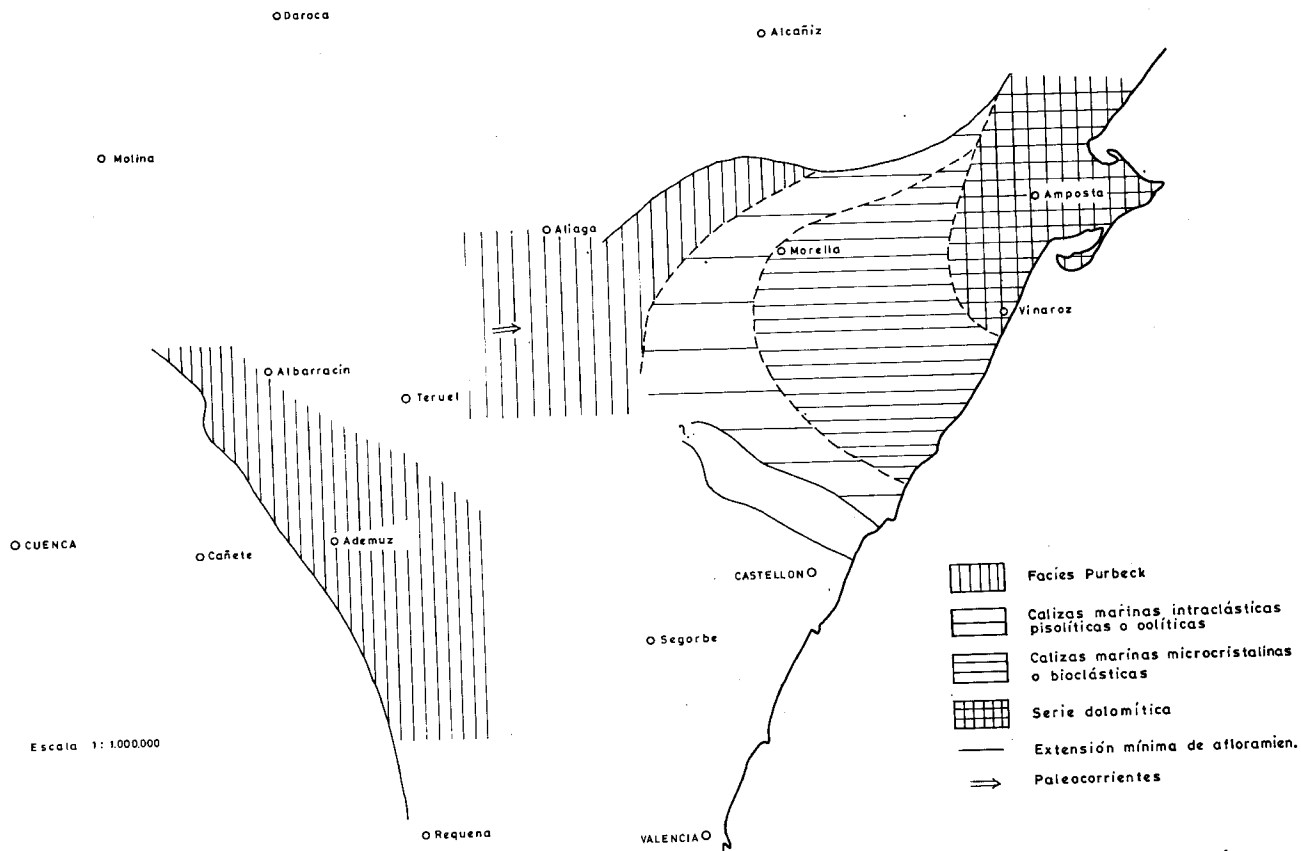


Fig. 9.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandien.—Cretác. basal. Datos de Villard, Canerot y propios.

movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y Africa, lo que origina un cambio brusco en la evolución de la cuenca desapareciendo algunos de los elementos paleogeográficos existentes durante el Lías y Dogger, los márgenes de la cuenca emergen, desarrollándose el macizo del Ebro y aumentando la extensión del Macizo Ibérico. El mar abierto se encuentra hacia el Mediterráneo.

En el Malm superior tiene lugar una regresión generalizada, con entrada de facies terrígenas y tendencia hacia la colmatación de la cuenca como consecuencia de la actuación de las primeras fases neokimméricas.

En la zona hay sedimentación terrígena durante el Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense (y probablemente Valanginiense inferior). Se reconocen depósitos de llanura de mareas, transicionales y fluvio lacustres. Estos terrenos se extienden al Sur de la línea Aliaga-Horta de San Juan y al Este de la alineación Molina de Aragón-Requena. Se desconoce hasta qué punto los límites de los afloramientos corresponden a los bordes de cuenca o son simplemente límites erosivos. La distribución de facies registra una zonación entre facies continentales y transicionales al Oeste de las Ramas Castellana y Aragonesa y las facies marinas del Maestrazgo. Las direcciones de aporte en la zona de Cedrillas (hoja 27-22: Teruel) se dirigen hacia el Este.

En el Cretácico inferior y como consecuencia de los movimientos neokimméricos y aústricos que reactivan fallas anteriores en régimen distensivo (ver 2.1. Tectónica regional) se originan dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo (s.a) con un claro control de espesores y facies por fallas de directriz Ibérica (NO-SE) y en menor grado por otras NE-SO. El primero de ellos está constituido por la F. Weald y los depósitos claramente marinos del Barremiense superior (hoja 27-22: Teruel) o Aptiense medio superior (Serranía de Cuenca). Se distinguen dos cuencas principales, la del Maestrazgo central con facies marinas en el centro y la de Cuenca-Requena esencialmente continental, separadas por un umbral de orientación NO-SE en la zona de Teruel (figs. 9 y 10).

En la cuenca del Maestrazgo las facies fluviales bordean el umbral de Teruel, del cual derivan, siendo el sentido del aporte hacia el NE y E. En esta dirección pasan a las facies transicionales de Mirambell, y finalmente a los niveles marinos. La cuenca limita al NE con las bauxitas de Fuentespalda, que hacia el S pasan a facies fluvio lacustres. Hacia el N (zona de Alcañiz) no se conocen facies de borde, por lo que el límite de los depósitos debe de ser erosional.

La cuenca sur o de Cuenca-Requena no presenta facies marinas. Al Oeste de Segorbe existen facies fluviales así como al Sur de Cuenca, proba-

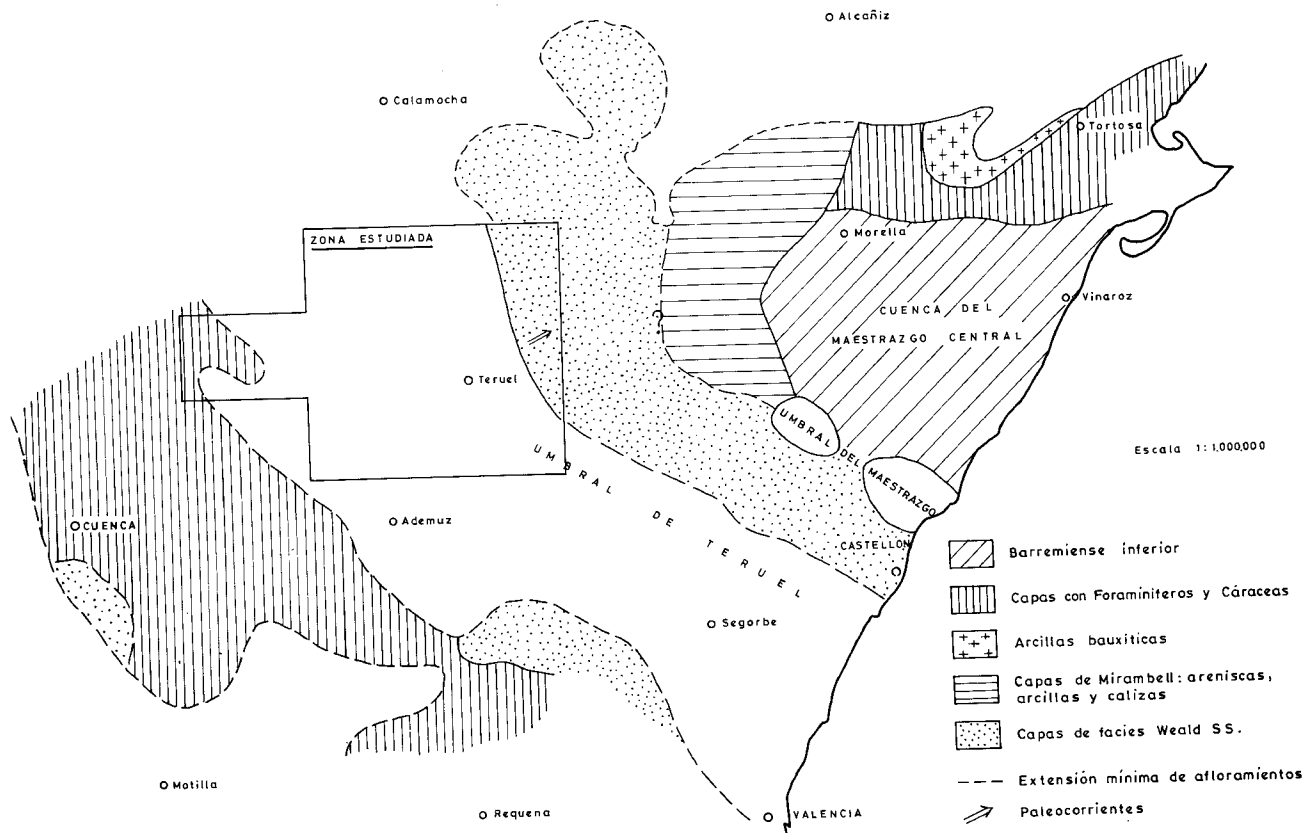


Fig. 10.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense inferior. Según CANEROT (1975), VIALLARD (1972), modificado.

blemente procedentes de los relieves limitantes al NE y SO respectivamente. La falta de estos depósitos en otras zonas puede significar el carácter erosivo del límite de los depósitos. De este modo la cuenca se configura como intramontañosa y dirigida de NO a SE y con abanicos aluviales en los bordes, orientados hacia el eje de la misma.

En el mapa de isopacas para la cuenca S (fig. 11) se aprecia la disposición NO-SE y la presencia de calizas lacustres potentes y lignitos en las áreas de mayor subsidencia.

El segundo ciclo está constituido por la secuencia transgresiva (s.a.) del Albiense-Cenomaniense inferior, con la discordancia austrica en la base, los depósitos transicionales de la Fm. Utrillas y finalmente las calizas marinas cenomanienses. La reactivación de las fallas fue muy importante, llegando a situarse la Fm. Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico y Triásico e incluso sobre el Paleozoico en los bordes del Macizo Ibérico. Este ciclo es extensivo sobre los anteriores.

Los afloramientos de Albiense y Cretácico superior se limitan a las hojas de Terriente, Tragacete y borde oeste de la hoja de La Puebla de Valverde.

Durante el Albiense, la cuenca sedimentaria estaba abierta al mar al E. de Valencia, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbrales de dirección ibérica. (fig. 12)

El aporte del sedimento era en general NE-SO, a lo largo de una extensa llanura fluvial o fluvio-deltaica, a la cual aflúan aportes laterales procedentes de las zonas de umbral.

Al N de Calatayud y Alcañiz no se conocen sedimentos de la Fm. Utrillas excepto en un sinclinal localizado bajo los materiales de la Depresión del Ebro.

Al S y SO de esta línea existe una franja de abanicos aluviales, que en la zona de Utrillas pasa a una región de fuerte subsidencia (Surco de Utrillas). Al Este de dicha zona se encuentra una región que registra episodios carbonosos de interés económico (zona de marismas), y que no contiene conglomerados, más al E se pasa finalmente a una zona con indentaciones marinas.

Al S de Molina de Aragón se encuentra el umbral de Tragacete, que suministra aportes detríticos en forma de abanicos aluviales. Para esta zona existe un mapa de isopacas (fig. 13) que refleja claramente la geometría de la cuenca en surcos y umbrales.

A partir del Albiense superior y hasta el Cenomaniense inferior comienza a instalarse en la región una extensa plataforma carbonatada, somera, con el mar abierto hacia el Sureste en la que progresivamente va siendo menor la influencia de aportes terrígenos del continente. Tanto en la vertical como hacia el SE (La Puebla de Valverde) los ambientes sedimentarios

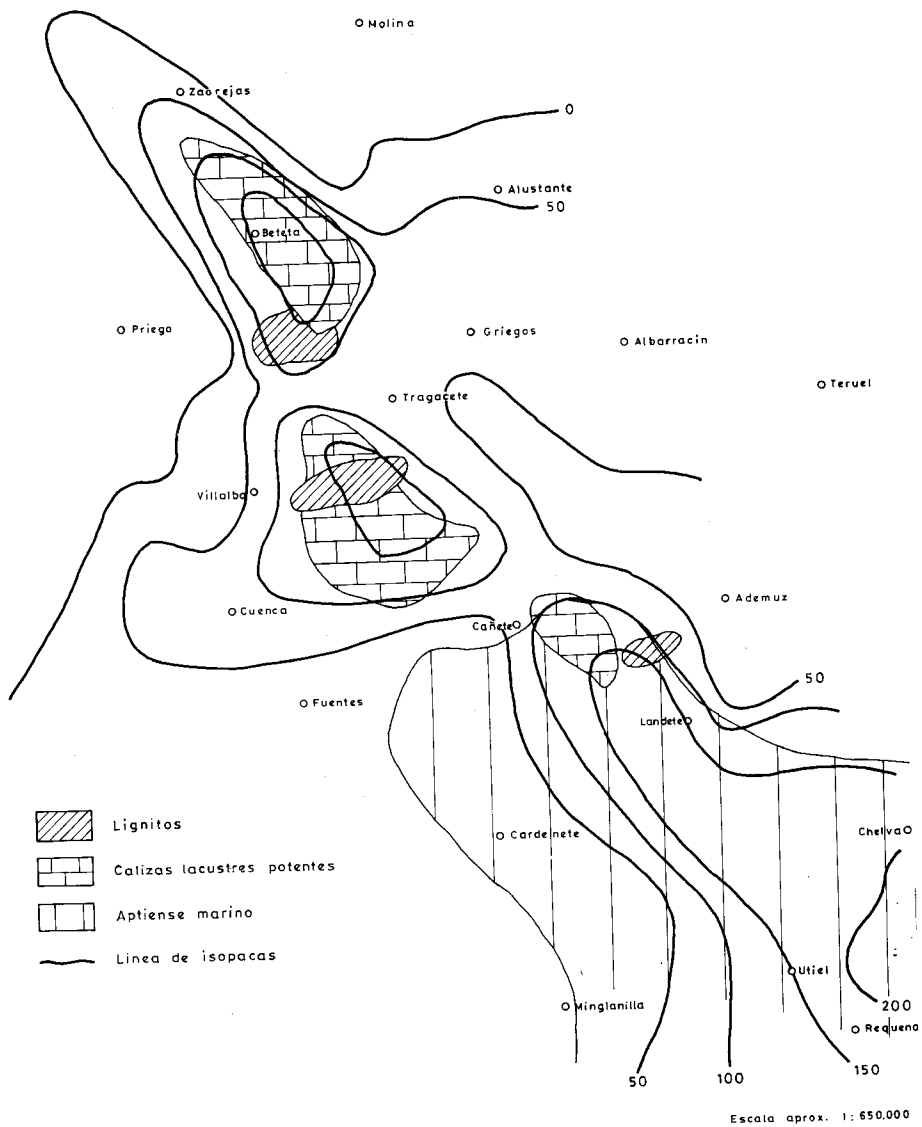


Fig. 11.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales (MELENDEZ et al. 1974).

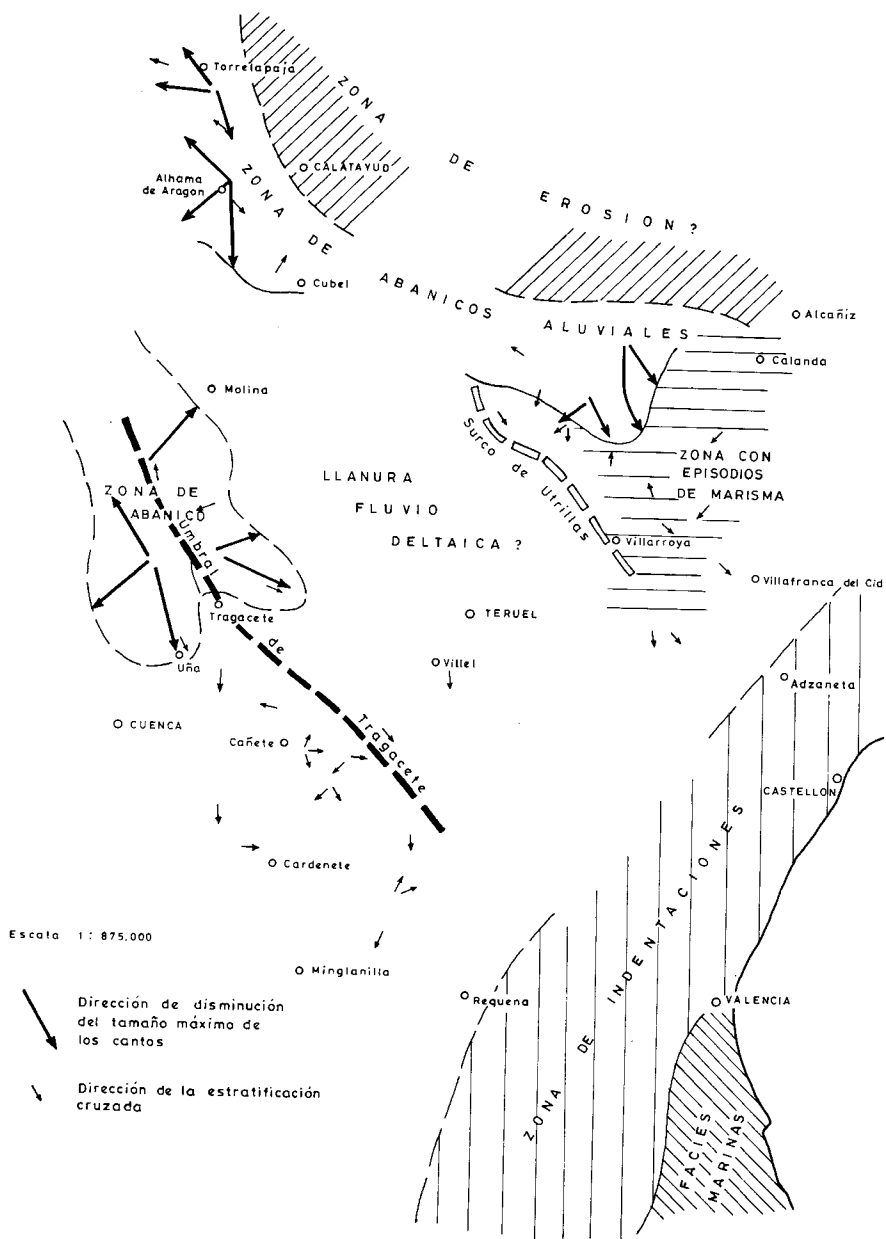
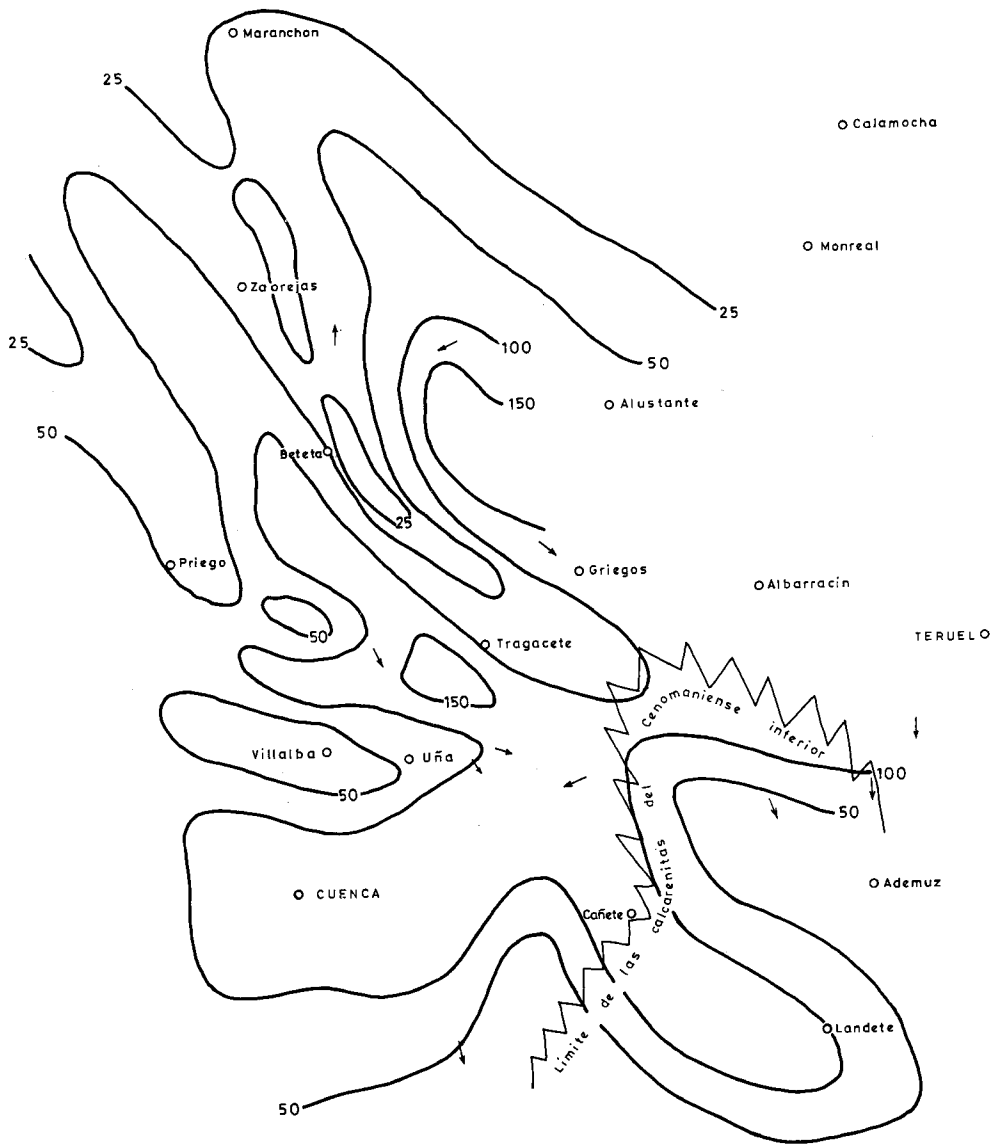


Fig. 12.— Mapa paleogeográfico durante el Albiense. Basado en datos de SAEF-TEL (1961).



Escala aprox. 1 : 650.000

Fig. 13.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

son muy variados: llanuras de marea, litorales, plataforma interna con barras subtidales y biostromas de Ostreidos, etc.

Durante el Cenomaniense y a partir del nivel de margas verdes, la influencia de terrígenos es muy poco importante. Predominan los ambientes de llanura de mareas en la hoja de Tragacete, con episodios submareales en las hojas de Terriente y La Puebla de Valverde en la que se aprecia una doble tendencia transgresivo-regresiva.

En el Turoniense inferior se alcanzan los máximos de profundidad durante el Cretácico en ambientes submareales de plataforma abierta. A partir de este momento la cuenca se abre hacia el Norte y Este (ALONSO MILLAN et al. 1981) y se inicia un ciclo sedimentario de tendencia general regresiva, en una plataforma somera restringida con gran variedad de ambientes sedimentarios: plataforma interna con bioconstrucciones arrecifales y *shoals*, llanura de mareas, *lagoon* restringido salino (colapsobrechas), *lagoons*-marisma, de tendencia lacustre, etc... A finales del Cretácico superior la influencia de aguas dulces se hace muy patente pasándose a condiciones cada vez más continentales (*lagoon*-marisma de tendencia lacustre), como consecuencia de los primeros impulsos alpinos que provocan la estructuración de cubetas características de la regresión final del Cretácico (ALONSO MILLAN et al 1981).

Durante el Cretácico superior y preferentemente en el ciclo superior se reconocen en la zona dos dominios separados por una alineación NO-SE que va desde el Portillo de Guadalaviar (Hoja de Tragacete) hasta Cañete, al Oeste de la cual (Serranía de Cuenca) las facies son dolomíticas mientras que al Este hay mayor profusión de calizas. Con pequeñas variaciones esta alineación es la que controla las variaciones de facies del Jurásico, por lo que parece probable que estos cambios, tanto litológicos como diagenéticos estén controlados por un accidente importante en la evolución de la Cordillera Ibérica que podría coincidir con la Flexión suroccidental (IGME 1980) o la Falla Hespérica de ALVARO et al. (1978). CAPOTE et al. 1982).

A partir del Paleoceno la sedimentación tiene carácter continental, rellenando cubetas más o menos aisladas hasta el Plioceno inferior. Se detectan algunos impulsos tectónicos durante el Paleoceno-Eoceno inferior que se traducen en discordancias progresivas en la zona del sinclinal del Alto Tajo (hoja de Tragacete).

La primera fase importante de plegamiento tiene lugar a mediados del Eoceno, con compresión NO-SE que da lugar a estructuras vergentes al SE, y origina una redistribución de cuencas inatramontañosas cuyo relleno tiene lugar durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior y parte del superior. En las hojas se tiene evidencia de la existencia de al menos cuatro cuencas

principales con diferente relleno: Sinclinal del Alto Tajo (Tragacete), Cubeta de Moscardón (Terriente), Sinclinal de Aguatón-Sierra Palomera y Cubeta de Galve (Sta. Eulalia y Alfambra).

En la cuenca de Aguatón-Sierra Palomera es donde se encuentran mejor representados los sedimentos paleógenos constituidos por una alternancia de facies detríticas relacionadas con zonas proximales y medias de abanicos aluviales y ambientes lacustres y palustres. Dicha alternancia indicaría cambios climáticos o bien pulsaciones tectónicas del área fuente que correspondería a un relieve localizado aproximadamente en el actual valle del Jiloca.

La fase de plegamiento principal se produce en el Oligoceno superior, con compresión NE-SO dando origen a estructuras con directriz Ibérica, siendo responsable de la discordancia intraoligocena existente en la región (Fase Castellana de AGUIRRE et al. 1976). En la región se depositan materiales en facies de abanicos y aluviales y lacustres (Alfambra, Santa Eulalia) hasta el Mioceno inferior.

Por los datos obtenidos mediante el estudio de faunas de microvertebrados en la zona del sinclinal de Montalbán parece ser que dicha fase se sitúa muy próxima al límite Oligo-Mioceno en la Rama Aragonesa de la Cordillera (MOISSENET, E. com. pers.).

Una tercera fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense) (Fase Neocastellana, AGUIRRE et al. 1976) y a partir de este momento la zona que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario.

Durante el Mioceno inferior más alto y el Mioceno medio aparecen fallas con gran salto (en la falla de El Pobo superior a 600 m) de direcciones NO-SE y NNE-SSO, siendo las primeras más antiguas y que son responsables de la creación de las cuencas de Calatayud y Teruel-Alfambra que comienzan a rellenarse.

Simplificando mucho, hay que observar que se trata en realidad de semifosas, en las que es el borde oriental el tectónicamente activo, localizándose siempre en relación con un importante accidente que puede reactivarse en varios momentos, en tanto el borde occidental aparece como una simple discordancia sin actividad tectónica destacable.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima semi-árido mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres. Como ya hemos indicado es el borde oriental el que condiciona el hundimiento de la cuenca por lo que el relleno se va restringiendo en la misma dirección con el transcurso del tiempo.

El máximo de expansión de facies palustre-lacustres se sitúa en el Mio-

ceno superior y Plioceno inferior siendo también bastante frecuente en el Aragoniense medio-superior.

La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Páramo 2" del cuadro esquemático de facies. Paralelamente a estos acontecimientos ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental sobre el Mesozoico y Paleozoico, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales muy suavizados.

Los depósitos detríticos rojos ("rojo 3") existentes sobre las calizas que colmatan las cuencas son correlativos con los primeros impulsos tectónicos que van a tener lugar posteriormente. En efecto, a comienzos del Plioceno superior se produce una importante fase tectónica distensiva (Fase Iberomanchega I, AGUIRRE et al. 1976) con creación de fallas normales de gran salto NO-SE y NNE-SSE que en parte reactiva las fallas miocenas, o afecta a fracturas anteriores que no habían actuado en dichos tiempos. Es también en este momento cuando se origina la Fosa del Jiloca al menos en su parte septentrional. Un nuevo impulso tectónico más débil (Fase Iberomanchega II, AGUIRRE et al. 1976) provoca que el relieve creado tienda a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

Igualmente en este momento se hace patente un cambio hidrológico y climático. Con la formación "rojo 3" se inicia el paso a régimen exorreico excepto quizá en la zona más septentrional (Sta. Eulalia), al tiempo que comienzan a aparecer indicios de la llegada del frío por la presencia de cantos planos (gelifractos) en gran cantidad en las formaciones del Plio-Pleistoceno inferior.

A partir de este momento comienza un período de fases alternantes de colmatación y de incisión con construcción de glacis y terrazas escalonadas dentro de un ambiente climático frío.

Hay evidencias de neotectónica reciente, reducidas en amplitud y superficie que afectan a terrazas y glacis e incluso en zonas situadas más al Norte a coluviones del Pleistoceno superior-Holoceno.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

La zona más interesante para minería de la Hoja de Tragacete es el sector NE de la misma, enclavado en el macizo paleozoico de la Sierra del Tremedal.

En los términos de Nogueras, Tramacastilla y Torres de Albarracín existen concesiones para menas de hierro (piritas y limonitas), cobre (calcopiritas), plomo (galenas) y bario (baritas), de las que hay indicios en los parajes del Alto de Zarzalejos, Peña Parda, Barranco de los Borricos y fundamentalmente el Cerro de la Cerbe, al N de Torres de Albarracín. Sin embargo, las concesiones existentes permanecen hasta el momento inexploradas.

En el ángulo SO de la Hoja, en las proximidades de Tragacete (Cerro del Cagigal). También, existen indicios de limonitas.

El Cretácico de la Muela de San Juan, entre los pueblos de Guadalaviar y Griegos, presenta asimismo, buenos indicios de caolines y lignitos dentro de la Formación Utrillas, inexplorados en la actualidad.

Por último, al E de Calomarde, junto a la Peña Grajera y dentro de un anticlinal donde aflora el Triásico, existen salinas abandonadas que explotaron las sales sódicas del Keuper.

Las rocas industriales apenas si se han explotado en esta Hoja. Los materiales extraídos se reducen a las gravas y arenas de los glaciares y coluviones pliocuaternarios en las cercanías de Villar del Cabo y Tramacastilla, canteras actualmente abandonadas al igual que la situada en Nogueras (Barranco de la Olmeda), que explotaba como áridos de trituración las intrusiones volcánicas porfídicas enclavadas en el paleozoico de la Sierra del Tremedal.

5.2 HIDROGEOLOGIA

En la Hoja de Tragacete se sitúa una importante divisoria hidrográfica, constituida por la alineación de las sierras del Portillo de Guadalaviar y borde norte de la Muela de San Juan y Puertos de Noguera por un lado y Sierra Peguera (al Suroeste de Veguillas de Tajo), que separan la vertiente Atlántica (Tajo) de la Mediterránea (Júcar, Cabriel y Turia-Guadalaviar).

En la zona son muy abundantes los manantiales, algunos de ellos de

caudales importantes que dan origen a los nacimientos del Guadalaviar (Muela de San Juan), Júcar (Estrecho del Infierno), Tajo (algo al Sur del borde meridional de la Hoja) y Cabriel (situado ya en la Hoja de Zafrilla), y alimentan los cursos altos de los mismos.

Estos manantiales drenan los acuíferos contenidos en diversas formaciones, de las que tienen mayor interés las siguientes:

— Carniolas de Cortes del Tajuña y calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas. Presentan buena permeabilidad por fracturación y karstificación. Tiene como niveles impermeables a muro el Keuper y a techo la Fm. alternancia de margas y calizas de Turmiel. El acuífero está drenado por numerosos manantiales en la zona de Calomarde —Sur de Torres— Tramacastilla.

— Fm. carbonatada de Chelva. Permeable por karstificación y por fracturación. Como niveles impermeables tiene en la base la Fm. de Turmiel y a techo las margas de Sot de Chera (Frías) o en su defecto los materiales de las facies Weald o Utrillas.

— Conjunto calizo-dolomítico del Cretácico superior, permeable por karstificación y fracturación. Está limitado por la Fm. arenas de Utrillas y margas cenomanienses en su base y por las series arcillosas del Cretácico superior Paleoceno a techo. Constituyen un acuífero de gran interés en el extremo suroccidental de la Hoja.

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.* Lyon. Vol. 14, pag. 11-14.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Est. Geol.* vol. 34, pag. 205-214.
- ADROVER, R.; GUTIERREZ, M. y PEÑA MONNE J.L. (1981).— Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. *XV Curso de Geología Aplicada*. Teruel. Col. Univ. pag. 213-238.
- 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.* núm. 27, pp. 497-512.

- AGUIRRÉ, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— Datos Paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* Vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO MILLAN, A. y MAS, R. (1981).— Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector sur-oriental de la Cordillera Ibérica *IGME*. Inédito.
- 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. (1982).— "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp. Libro Homenaje al profesor Solé Sabarís*. Barcelona. T. 14, p. 172-177.
- ARCHE, A.; COMAS, M.J.; GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1977).— "Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías Medio y Superior en la Sierra Palomera (Teruel)". *Est. Geol.* núm. 33, pp. 571-574.
- ARCHE, A. (1981).— Le Permien supérieur et le Trias du SE de la Chaîne Ibérique: Talayuelas-Landete et Boniches. *Excursion en Espagne du Groupe Français du Trias*. Edit. Dpto. Estratigrafía. Fac. Geo. Madrid. P. 31-40.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-herciens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— "Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 88, pp. 1305-1320.
- BEHMEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilführung in unter Jura von Albarracín. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1. pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— "Découvertes nouvelles sur l'Apitién Supérieur et l'Albien dans le bas Aragon et le haut Maestrazgo (Espagne)". *Bull. Centre Rech. Pau*. Vol 4, núm. 2, pp. 453-463.
- BOULOUARD, C. et VIALARD, P. (1971).— Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C.R. Ac. Sc. Paris*. V. 273, pp. 2441-2444.
- BUFFET, C. (1968).— "Recherches géologiques dans les environs de El Toril au Sud de Albarracín (Teruel) en Espagne Centrale". *Fac. Sc. Univ. Dijon*. pp. 1-57.
- BUFFET, C. (1968).— Recherches géologiques dans les environs de Toril,

- au SE d'Albarracin "Carte géologique des environs de Toril (Provincia de Cuenca) Espagne". Inst. Cat. Paris.
- BULARD, P.F. (1971).— "La Discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaînes Ibériques. *Cuad. Geol Ibérica* Vol. 2, pp. 425-438.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981).— El Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). *Kalathos* 1. Col. Univ. Teruel pp. 1-63.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1972).— "Le Faciès Utrillas. Distinction du Wealdien et place dans la phase d'ependages terrigènes Albo-Cénomaniens". *C.R. Ac. Sc. Paris*. T. 275. Vol. 4, pp. 527-530.
- 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.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981).— Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).— Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vols. IGME, "*Temas geológicos mineros*". 390 pp.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982).— El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera; Cordillera Ibérica. *XVI Curso de Geología Práctica*. Memoria. pp. 29-43.
- CARRILLO, L. y GISBERT, J. (1979).— Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo "wadi" en el Plio-Cuaternario de Escorialhuela (Teruel) *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, núm. 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J. y GOY, A. (1978).— El Pliensbachense y Toarciense en la Rambla del Salto (Sierra Palomera, Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico-Jurásico Cord. Iber.* (Excursiones). Estratigrafía. Madrid. núm. 1, pp. 1-11.
- CORTAZAR, D. (1885).— Bosquejo geológico y minero de la provincia de Teruel". *Bol. Com. Mapa Geol. España*. T. 12, pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M.; HARTENBERGER, J.L. et HEINTZ, E. (1964).— Un nouveau gisement de mammifères d'âge villafranchien de la Puebla de Valverde. (Prov. de Teruel, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. pp. 2869-2871.
- CRUSAFONT, M.; PAIRO, M.; VILLALTA COMELLA, J.F. y JULIVERT, N. (1966).— Notas para la Estratigrafía y Paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel. *Not. y Com.* núm. 90, pp. 53-76.

- DAAMS, R.; FREUDENTAL, M. y VAN DE WEERD, A. (1977).— Aragonian a new stage for continental deposits of miocene age. *Newsl. Stratigr.* vol. 6, núm. 1, pp. 42-55.
- DEREIMS, A. (1898).— "Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon. *Annales Hébert. Le Bigot Frères.* Edit. T. 2, núm. 3. pp. 1-199.
- DUBAR, G.; ELMI, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleiceras*. *C.R. Somm. S. Géol. Fr.* fasc. 5, pp. 162-163.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966).— "Paralephas Trogontherii Pohlig en una terraza media de Teruel". *Rev. Teruel.* núm. 32, pp. 244-253. Teruel.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974).— Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Conclud (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica.* Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1977).— Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociense Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. vol. 75, pp. 45-56.
- FERNANDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUAREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica.*
- FERNANDEZ NIETO, C.; FERNANDEZ, R.; GUTIERREZ ELORZA, M. y ARRESE, F. (1981).— Papel de la Karstificación en la Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). *Bol. Geol y Minero. IGME.* Tomo 92, núm. 2, pp. 127-140.
- GARRIDO, A. y VILLENNA, J. (1977).— "El Trías Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica.* núm. 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1968).— "Sur la Stratigraphie et les facies du Jurassique et du Crétacé inférieur de Nord du Teruel". *C.R. Somm. Sc. Géol. France.* V. 2, pp. 43-48.
- GAUTIER, F. (1968).— "Existence et Age du Paléovolcanisme Jurassique Sud-Aragonais". *C.R. Somm. Sc. Géol. France.* V. 3, pp. 73-75.
- GAUTIER, F. (1969).— "Mapa Geológico de la Puebla de Valverde". Informe inédito.
- GAUTIER, F. y MANGIN, D. (1965).— "Observations Stratigraphiques et Paleontologiques sur le Weald de l'Est de la province de Teruel". *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris.* V. 37, núm. 1, pp. 192-197.

- GAUTIER, F.; MOISSENET, E. y VIALARD, F. (1972).— "Contribution a l'étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Chaînes Ibériques, Espagne). *Bull. Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris*. V. 77. pp. 179-200.
- GEYER, O. (1965).— Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologia des jura von Ostspanien 2. Eine Korallen Faune aus dem Coberjura des Montes Universales (Teruel). *N. Jabh. Geol. Paläont. Abh.* Tomo 121, núm. 3, pp. 219-253.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Dto. Geolog. Univ. Barcelona*.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Los Biohermes de Espongarijos del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geol. Hisp.* t. 15, núm. 4, pp. 105-108.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Géol. Granada*. 10, pp. 73-82.
- GOMEZ, J.J.; BRELL, A. y PEREZ, P. (1976).— Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del norte de Valencia. (Cord. Ibérica, España). *Acta Geológica Hisp.* vol. 11, núm. 1, pp. 1-8.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. 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 Doct. Univ. de Madrid. Paleontol. 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 Límite 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). Unidades 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.
- GREILING, L. (1960).— Die Grenze Ordovizium/Silur im mediterranen Raum. 1 Die Gerölltonschiefer. *Unveröffentlichtes Manuskript, Heidelberg*. Op. cit. in. L. SACHER (1966).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979).— El karst de

- Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 651-654.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979).— Deslizamientos Intracuaternarios de Bloques en la región de Vilel (Prov. Teruel). *Est. Geol.* IGME. Vol. 35. pp. 299-303.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1975).— Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (Prov. Teruel). *Bol. Geol. Min. IGME.* Tomo 86. núm. 6. pp. 561-572.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1976).— Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (Prov. de Teruel). *Bol. Geol. y Min. IGME.* Vol. 87. núm. 6. pp. 561-570.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1977).— Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Min. IGME.* Vol. 88. núm. 2. pp. 109-115.
- HAMMANN, W. (1976).— The ordovician of the Iberian Peninsula. A review. *Basset, MG. The Ordovician System: Proceedings of a Palaent. Assoc. Sympos. Birmingham.* 1974. pp. 387-409.
- HARTLEB, J. (1967).— Stratigraphie, Tectonik und vererzung un der östlichen hesperischen ketten spanien. *Inang. Diss. Ined. Heidelberg Paleont.* Madrid, pp. 1-101.
- HINKELBEIN, K. (1969).— "El Triásico y Jurásico de los alrededores de Albarracín (Teruel)". *Rev. Teruel.* núm. 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. Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* V. 19. pp. 28-55.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1931).— "Memoria explicativa de la Hoja número 567 (Teruel) del Mapa Geológico de Esp. E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959(.).— "Memoria explicativa de la Hoja número 541 (Santa Eulalia) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1959).— "Memoria explicativa de la Hoja número 542 (Alfambra) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— "Memoria explicativa de la Hoja número 591 (Mora de Rubielos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 539 (Peralejos) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME.* Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número

- 564 (Fuentescusa) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 587 (Las Majadas) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 611 (Cañete) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Memoria explicativa de la Hoja número 588 (Zafrilla) del Mapa Geológico de España E: 1:50.000". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1972).— "Mapa geológico de España 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja número 47, (Teruel)". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— "Programa sectorial de exploración de hierro subsector y Centro-Levante, Area I Almohaja-Sierra Menera-Pedregales". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1973).— "Memoria explicativa de la Hoja número 28-24 (Manzanera) MAGNA", *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— "Memoria explicativa de la Hoja número 27-20 (Argente) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1977).— "Memoria explicativa de la Hoja número 26-24 (Ademuz) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja número 27-24 (Camarena de la Sierra) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1978).— "Memoria explicativa de la Hoja número 28-22 (Alcalá de la Selva) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1979).— "Memoria explicativa de la Hoja número 25-21 (Checa) MAGNA". *IGME*, Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— Evolución sedimentológica y Tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBERO, A. y CONDE, C. (1974).— "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *IGME*, pp. 1-113.
- JOSOPAIT, V. (1972).— Das Kambrium und das Tremadoc von Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.* Bd. 23, 121 pp. 26 figs.
- LAPPARENT, AF. (1960).— Los dos dinosaurios de Galve (Teruel). *Rev. "Teruel"*, núm. 24.

- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des Keltibersichen Grundgebirges (Spanien), *Beitr. Westl. Mediterrangebiete*, núm. 3, *Abh. Ges. Wiss. Göttingen.*, Math. Phys. Kl.N.F. t. 14, núm. 2. Berlin Trad. esp. en *Publ. Extr. Geol. Esp. Inst. "L. Mallada"* t. 8, 315 pp. Madrid.
- MELENDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1981).— "Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 10, pp. 137-148.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis Doctoral. Univ. Madrid. pp. 1-245.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol. Min. IGME*. V. 83, núm. 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. IGME*. Vol. 83, núm. 5, pp. 1-15.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83, núm. 4, pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974).— Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.
- MOISSENET, E. (1979).— Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Travaux de la RCP: Relief et Néotectonique dans le pays méditerranéen*. Vol. 461, pp. 159-207.
- MOISSENET, E. (1980).— Reliefs et déformations récents: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 51, pp. 1-25.
- MOISSENET, E.; ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974).— Fosa de Teruel. *Col. Inst. sobre Bioestr. Cont. del Neógeno Sup. y Cuat. Inf. Libro guía*. pp. 51-68.
- OLIVE, A.; PORTERO, J.M.; CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1981).— Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. *XV Curso Geolog. práctica Teruel. Col. Univ. Teruel*, pp. 79-98.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hispánico". *Trab. Labo. Geol. Lage*. núm. 37, pp. 3-17.
- PARDO TIRAPU, G. (1979).— Estratigrafía y sedimentología de las forma-

- ciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el bajo Aragón Turo-lense. *Tesis Doct. Univ. Zaragoza*.
- PEÑA MONNE, J.L.(1981).— Las acumulaciones cuaternarias de la con-fluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Coloquio Geog. Pamplona. Col. Univ. Teruel*. pp. 1-13.
- PEÑA MONNE, J.L.; SANCHEZ FABRE, M. y SIMON GOMEZ, J.L. (1981).— Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Rev. Teruel Inst. Est. Turolense*. núm. 66.
- PHILIPPOT, A.; RIBA, O. (1952).— Sur la faune graptolitique de la Sierra d'Albarracin (Chaîne Ibérique). *C.R. Somn. Soc. Bol. Géol. France*. pp. 74-75.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol y Min. IGME*. V. 83. núm. 5. pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83. núm. 6. pp. 569-581.
- RAMOS, A. y DOUBINGER, J. (1979).— Decouverte d'une microflore thuringienne dans les Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 289, Sér. D, pp. 525-528.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". *Sem. Estratig. Dep. Geolog. Econ. Univ. de Madrid*. núm. 6, pp. 1-317.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962).— Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Géol. France*. v. 1, 275-290.
- RIBA ARDERIU, O. (1949).— Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel. *Rev. Teruel*. t.I, núm. 2.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albarra-cín. *CSIC. Monogr. Inst. "Lucas Mallada" 16*, 283 pp. 1 mapa.
- RIBA ARDERIU, O. y Equipo del IGME (1972).— Mapa Geológico de España E: 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. *Memoria núm. 47. "Teruel"*, 43 pp. IGME. Madrid.
- RIBA ARDERIU, O. (1982).— Sierra de Albarracín. *XVI Curso de Geolo-gía Práctica, Teruel. Memoria*, pp. 44-66, 2 figs.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Kelti-berischen ketten. *Beitr. zur Geol. Westl. Mediterrangebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. kl.* 3 Folge, H.7, 118 pp. Berlin.
- SACHER, S. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Norwestlichen Hes-

- perischen Ketten bei Molina de Aragón. *N. Jb. Paläont. Abh.* 124, 2pp 151-167. Stuttgart.
- SACHER, L. (1965).— Das Jungpaläozoikum der Keltiberischen Ketten (Spanien). *Inaug. Diss. (Tesis), Naturwiss-Mathem. Fakultät. Univ. Heidelberg. Geol. Pal. Inst.* 105 pp. 56 fig.
- SAENZ GARCIA, C. (1957).— Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico Superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica. *Rev. Las Ciencias.* Vol. 22, núm. 4.
- SANCHEZ CELA, V. (1981).— Consideraciones petrológicas sobre unas rocas ígneas de facies granudas asociadas a sedimentos del Triás en Vilella (prov. Teruel). *XV Curso Geol. Práctica Teruel, Col. Univ. Teruel,* pp. 195-202.
- SOLE SABARIS, L. y RIBA, O. (1952).— El relieve de la Sierra de Albarracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *"Teruel"*. pp. 7-22. núm. 7.
- TEMIÑO, J. (1982).— Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel) *Tesis de licenciatura.* Fac. C. Geol. Madrid.
- TINTANT, H. et VIALARD, P. (1970).— Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr.* fasc. 6, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* t. 80, pp. 409-482. Berlin.
- TURNIT, P. (1964).— Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische Ketten (Spanien). *N. JB. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11 pp. 641-651.
- TURNIT, P. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115. pp. 679-681.
- TURNIT, P. (1967).— Paläozoikum und mesozoischer Rahmen im Südteil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paläontol.* tomo 127. núm. 3. pp. 349-365.
- VAN DE WEERD, A. y DAAMS, R. (1978).— Quantitative composition of Rodent Faunas in the Spanish neogene and Paleogeological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam).* Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio Turia et la Haute vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sc. Paris.* Tomo 262. pp. 1.996-1.997.

- VIALARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALARD, P. (1978).— "Tectogènes de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans una tectonique polyphasée".
- VIALARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogènes Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289. pp. 65-68.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Moyen duplissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V.1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 291 pp.
- VILLENA, J. (1976).— Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.* t. 87. núm. 4. pp. 329-354.
- VILLENA, J. (1980).— "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". (En prensa in HAMMAND, Geol. Soc. Am. Bull.).
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2. pp. 355-374.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; HERNANDO, S. y ARCHE, A. (1980).— El Pérmico en España. *Rev. Esp. Micropaleontología*, v. 12. núm. 2. pp. 255-262.
- WEERD, A. VAN DE (1976).— "Rodent faunas of the Mio-Pliocene Continental Sediments of the Teruel-Alfambra Region Spain. *Utrecht Micropaleontological bull. Spec. Publ. Indet.* núm. 2. pp. 1-127.
- WIEDMANN, J. (1975).— Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas: *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966).— Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I. Simp. Cret. Cord. Iber.* pp. 99-111.
- YEBENES, A.; GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978).— "El Lías en

el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica".
Grp. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica Univ.
Madrid. Fac. Geol. núm. 1. pp. 1-29.