



# IGME

590

27-23

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

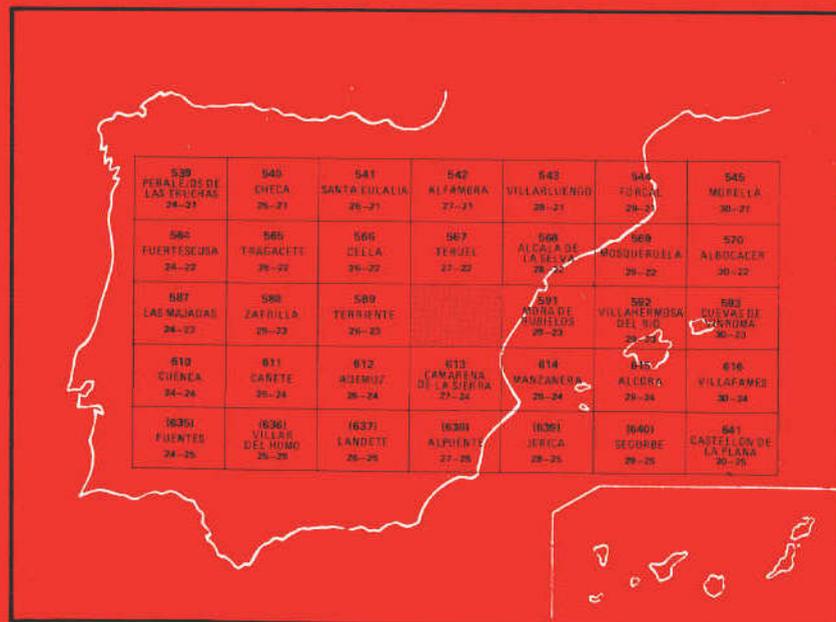
# LA PUEBLA DE VALVERDE

Segunda serie - Primera edición



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

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA  
E. 1:50.000

# LA PUEBLA DE VALVERDE

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 y secciones Mesozoico:* A. Godoy (C.G.S.).

*Cartografía Mesozoico:* J.I. Ramírez (C.G.S.).

*Cartografía Terciario:* E. Moissenet (Univ. París).

*Cartografía, secciones, sedimentología y coordinación Terciario, Geomorfología:* A. Olivé (C.G.S.).

*Secciones Terciario:* J.M. Aznar (C.G.S.).

*Sedimentología detríticos Mesozoicos:* E. Aragonés (C.G.S.).

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

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

*Micromamíferos:* R. Adrover (Univ. Lyon).

*Macropaleontología Jurásica:* A. Goy (Univ. Madrid) y M.J. Comas (Univ. Madrid).

*Macropaleontología Terciario:* M.T. Alberdi (Inst. Geología).

*Sedimentología carbonatos mesozoicos:* J. Giner (Univ. Barcelona).

*Geomorfología:* M. Gutiérrez Elorza (Univ. Zaragoza).

*Laboratorios:* C.G.S. y Estratigrafía Madrid.

*Coordinación y dirección por C.G.S.:* J.M. Portero.

*Dirección y Supervisión:* V. Gabaldón (IGME).

La presente memoria ha sido redactada por A. Godoy, A. Olivé y E. Moissenet con la colaboración de M. Gutiérrez, M.J. Aguilar, J. Ramírez, E. Aragonés, J. Giner y J.M. Portero.

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. 28.464 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-214-5

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

## **INTRODUCCION**

La hoja de La Puebla de Valverde se sitúa en el borde oriental de la Cordillera Ibérica y administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Teruel.

Topográficamente, se puede distinguir una zona de relieve bajo en la mitad Oeste de la hoja correspondiente al Valle del río Turia, con alturas alrededor de los 900 m y otra en el centro y centro-este de la hoja de relieve medio y alto con cotas medias de 1.200 m y máximas de 1.606 m en el Cerro de Artigos.

El curso fluvial más importante en la hoja es el río Turia, que la atraviesa con dirección NNE-SSO por el cuadrante noroccidental. El afluente más importante es el Regajo de Camarena, situándose la confluencia de ambos a la altura de Villel. Otro curso fluvial permanente es el río Mijares que cruza la hoja por el cuadrante NE. También existen abundantes ramblas y arroyos de circulación intermitente tributarios de los cauces principales.

La densidad de población es muy baja. El núcleo principal es La Puebla de Valverde, localidad situada en la carretera general Zaragoza-Valencia.

La economía es fundamentalmente agrícola y ganadera lanar. Una parte de la superficie se dedica a pinares.

Desde el punto de vista geológico la región estudiada se sitúa en la Rama Aragonesa del Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (LOTZE, 1929). El Sistema Ibérico, está limitado por las Cuencas Terciarias del Tajo (Suroeste), Duero (al Noroeste) y Ebro (al Noreste), y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales, que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental. Deformados según una dirección general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias al SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la Cordillera. 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 y suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO, que dividen desde el punto de vista geológico las ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera, a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO et al. (1978), constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (IGME, 1980).

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha complementado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles obtenidos mediante el lavado y tamizado de grandes masas de sedimentos.

Se ha elaborado también, un mapa geomorfológico de características generales 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 Puebla de Valverde afloran materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico, Neógeno y Cuaternario (figs. 1 y 2).

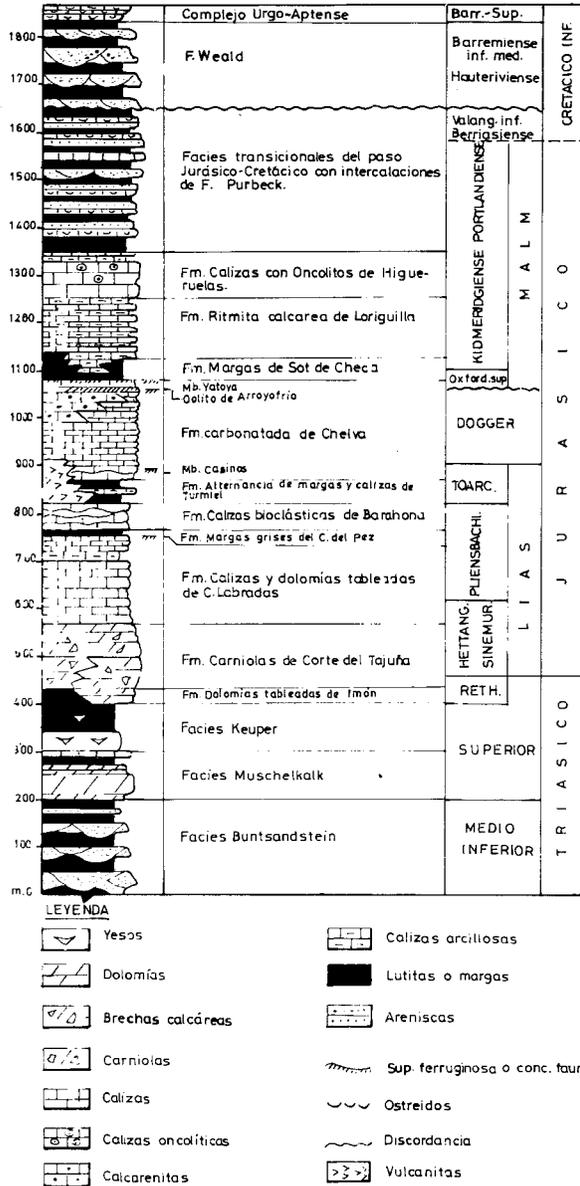


Fig. 1.— Columna estratigráfica del Triásico-Jurásico y Cretácico inferior en la Rama Aragonesa de la C. Ibérica al Este de Teruel.

## 1.1 TRIASICO

El Triásico de la hoja ha sido muy poco estudiado. Con carácter regional destacan los trabajos de RIBA (1959), HINKELBEIN (1969), GARRIDO y VILLENA (1977) y CAPOTE et al. (1982).

El Triásico de la hoja se presenta en facies Germánica y está representado a partir de la Facies Muschelkalk.

### 1.1.1 Dolomías. Calizas dolomíticas y margas a techo (1) F. Muschelkalk

Sus principales afloramientos se sitúan en la zona central y meridional de la hoja en el área de Valacloche-Cubla y Oeste de La Aldehuela. Se encuentran desconectados de la Facies Buntsandstein, en escamas en las que los materiales del Muschelkalk flotan sobre la Facies Keuper. Dan origen a cuevas en cuyos reversos aparecen formas de tipo *chevron*.

Ha sido estudiado en la columna de Camarena de la Sierra, situada en la hoja colindante al Sur, muy próxima al borde con la de La Puebla de Valverde. Como se ha indicado no llega a verse la base y posiblemente correspondan a la barra carbonatada superior del Muschelkalk, faltando en la hoja el Muschelkalk detrítico fino intermedio y el Muschelkalk inferior.

De muro a techo viene definido por 25 m de dolomías tableadas en la base y en bancos en la parte superior, 25 metros de dolomías y calizas dolomíticas, 8 m de calizas con planos de estratificación ondulados, 21 m de calizas en capas decimétricas con intercalaciones de calizas margosas hojosas grises y 10 metros de calizas hacia el techo tableadas. El espesor total puede cifrarse en 100-110 metros. Los niveles inferiores son microdolomías finamente recristalizadas con laminación paralela/ondulada formada por dolomita ferrosa. Forman un mosaico compacto de cristales idio y subidiomorfos de dolomita. A veces presentan milonitizaciones con introducción de calcita en fracturas. Los niveles calizos superiores son biomicritas y biomicrorudititas con bioclastos ferruginizados (5-30%) con Equinodermos y Moluscos.

En los términos dolomíticos se reconoce estratificación cruzada de tipo tabular y ocasionalmente morfologías de barras. Los superiores suelen ser masivos o estar intensamente bioturbados presentando *ripples* de oscilación a techo. En algunos bancos aparecen laminación criptalgal y fenestras.

Estos materiales se han depositado en un ambiente de llanura de mareas reconociéndose depósitos de la zona submareal (barras) a intermareal alta.

La unidad carece de restos fósiles con valor cronostratigráfico en la zona. En Albarracín HINKELBEIN (1969) encuentra faunas del Anisiense y Carniense.

### 1.1.2 Arcillas y margas varioladas. Yesos. Ofitas (2). Facies Keuper

Sus principales afloramientos se sitúan entre Cubla y Valacloche en la zona Centro-Sur de la hoja. En conjunto se encuentra bastante tectonizada y recubierta.

Está constituida por arcillas y margas de variada coloración, grises, negruzcas, verdes, ocre y rojizas con intercalaciones de yesos de variada textura (fibrosos, alabastrinos, sacaroideos, etc...). Son frecuentes los minerales autigénicos (Jacintos, Aragonitos, Teruelitas).

De modo general podemos indicar que sus tramos inferiores son predominantemente yesíferos con arcillas y margas de tonos ocre y en los superiores predominan los colores rojizos siendo menos abundantes las intercalaciones evaporíticas.

Hay intercalaciones de rocas ígneas asociadas que han sido recientemente estudiadas por SANCHEZ CELA en los alrededores de Villel (15 Curso de Geología Práctica de Teruel, 1981). Tradicionalmente se clasifican como ofitas. Corresponden a facies petrográficas de tipo plutónico: principalmente sienitas y monzonitas. Según dicho autor están constituidas por cuarzo (intersticial), feldespato potásico y plagioclasas asociados, minerales cloríticos mal cristalizados subidiomorfos a globulosos asociados a óxidos de hierro y ocasionalmente clinopiroxenos e ilmenita, biotita, apatito, circón y perowskita.

## 1.2 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los principales trabajos sobre el Triásico superior y Jurásico de la hoja de la Puebla de Valverde y zonas próximas son los de GAUTIER (1967, 1968), FELGUEROSO et al. (1971), GOY et al. (1976), GOMEZ et al. (1979) y GINER (1980).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al. (op. cit.) se definen diferentes unidades litoestratigráficas en un amplio sector del Sistema Ibérico, las cuales convenientemente agrupadas constituyen las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

Dada la intensa fracturación que presenta la hoja los cortes levantados en el Jurásico son muy parciales.

### 1.2.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de cortes del Tajuña. Carniolas y brechas. Dolomías tableadas en la base (3). Rethien-se-Hettangiense-Sinemuriense inferior-medio ( ? )

Esta unidad cartográfica aflora poco en toda la hoja debido al carácter

mecánico del contacto con el Keuper. Existe una banda al Este de la Aldehuela y está bien representada en el Barranco del Val en donde se ha levantado la serie de Barranco del Val 1.

La Fm. Dolomías tableadas de Imón viene definida por 30 a 35 metros de dolomías grises tableadas con niveles de dolomías vacuolares en la base. Son microdolomías finamente recristalizadas que pasan a dolomías de recristalización de grano medio, con manchas de calcita.

Presentan laminación paralela, y ocasionalmente estromatolítica y se interpretan como depósitos de llanura de mareas.

Se atribuyen tentativamente al Rethiense sin que existan argumentos paleontológicos que lo confirmen.

La Fm. Carniolas de Corte del Tajuña está representada en el corte del Barranco del Val por 30-40 metros de brechas calcáreo dolomíticas heterométricas con cemento de dolomía vacuolar recristalizada con clastos de tamaño medio de 2 a 10 cm y máximo de bloques de hasta 3 m. Al microscopio están formadas por 70% de clastos de micritas y calizas recristalizadas, cementadas por micrita algo arcillosa que continene cuarzo autógeno.

GINER (1980) sugiere un origen para estas brechas en el que intervienen tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico en períodos penecontemporáneos a la sedimentación. El predominio local de cada uno de estos factores da origen a brechas de colapso o a auténticas brechas sedimentarias.

Las brechas suelen estar en relación con niveles de "carniolas" que se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino, que han sufrido procesos de disolución de anhidrita y transformaciones diagenéticas de gran importancia.

La unidad es totalmente azoica. Se supone que el límite Rethiense-Hettangiense debe situarse hacia su base.

### **1.2.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (4) Sinemu-riense superior-Pliensbachiense (Carixiense)**

Aflora en diversos puntos de la zona central de la hoja, en bloques compartimentados por fallas. Ha sido estudiada parcialmente en las columnas de Barranco del Val 1 y 4 sin que se haya llegado al techo.

En la primera de ellas se han estudiado los 75 metros inferiores constituidos por calizas grises y marrones (*mudstones*) estratificadas en capas normalmente del orden del metro con niveles de *packstones-wackstones* y pasadas más bioclásticas en lentejones. En la base se encuentran algo dolomitizadas.

En la columna del Barranco del Val 4 se han medido 60 metros situados directamente por encima de los anteriores constituidos fundamentalmente por calizas (*mudstones-wackstones*) y calcarenitas (*packstones* y *grainstones*) de tonos beige, grises y marrones normalmente bien estratificados. Son normalmente biomicritas con bioclastos entre (10-30%) del total de la roca que son fragmentos de Crinoides, Moluscos y Braquiópodos y en algunos niveles se presentan como fragmentos muy finos. Existen pequeñas intercalaciones de calcarenitas formadas por intraclastos micríticos y oolitos con matriz micrítica y cemento de esparita con distribución irregular, e intrabiomicritas.

Termina la unidad con una superficie ferruginosa con concentración de fauna muy generalizada en todo el ámbito ibérico.

El espesor total de la formación es superior a 150 metros. GAUTIER (1968) cita 250 metros de calizas y dolomías.

Algunos niveles están bioturbados. En ocasiones se reconoce laminación de origen estromatolítico y son frecuentes los lentejones de bioclastos. Se interpretan como depósitos de plataforma interna (*tidal flat* a *lagoon* abierto). En términos generales constituyen un ciclo transgresivo.

La asociación de especies está constituida por *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN), *Lituosepta* cf. *recoarensis* CATI, *Haurania* cf. *amiji* HENSON, *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ.) y *Praevidalina* sp. Estas especies son características del Lías inferior y medio y encajan bien con la edad Sinemuriense superior-Pliensbachiense inferior (Carixiense) asignada a la Fm.

### 1.2.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. caliza bioclástica de Barahona (5). Pliensbachiense superior (Domeriense)

Aflora constituyendo una estrecha banda en diversos puntos del sector central de la hoja.

La parte inferior de la unidad cartográfica está constituida por la Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Son margas grises con intercalaciones de 0,20 m a 0,40 m de calizas arcillosas, (*mudstone* y *wackstone* bioclásticos). Tiene un espesor muy reducido del orden de 4-5 metros. Al microscopio son micritas y biomicritas. Contiene fauna abundante y diversificada y se interpretan como depósitos de plataforma abierta (*shelf*).

La Fm. superior de Barahona, está formada por 20 m de calizas bioclásticas (*packstone-wackstone*) a veces nodulosas de color pardo a pardoranajado, estratificadas en capas de orden decimétrico (5-40 cm) que rara vez alcanzan 1 m de potencia, ocasionalmente se encuentran juntas margosas, son frecuentes los nódulos de sílex. Son biomicritas ricas en fragmentos

de Crinoides y Braquiópodos (hasta el 65%). Frecuentemente los bordes de bioclastos y la matriz están algo ferruginizados.

Normalmente suelen estar bastante bioturbadas y finalizan a techo con una superficie ferruginosa. Se interpretan tentativamente como depósitos de barras de margen de plataforma y *lagoon* y constituyen junto con la unidad anterior una secuencia de carácter *shoaling upward*. Los nódulos de sílex están probablemente en relación con la actividad volcánica submarina de tipo piroclástico, presente en esta formación en zonas situadas más hacia el Sureste.

GAUTIER (1968) cita en el camino de la Balsa y en las calizas bioclásticas de Barahona: *Rhynchonella dumbletonensis* DAV. y *Terebratulina punctata* SOW. que pertenecen al Domeriense.

La edad de la formación se da por correlación con series equivalentes bien datadas en hojas próximas.

#### 1.2.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel (7) Toarciense. Coladas de tufitas, margas y calizas arcillosas (6). Toarciense-Bajociense

Afloran formando una estrecha banda en la zona central de la hoja encontrándose sus afloramientos muy recubiertos.

En la cartografía se han distinguido dos unidades en función de la mayor abundancia de intercalaciones volcánicas que presenta la unidad, situándose éstas preferentemente en la mitad sur de la hoja.

La Fm. alternancia de margas y calizas de Turmiel está constituida por margas grises y verdosas con intercalaciones decimétricas de calizas arcillosas (*mudstones-wackstones*) que normalmente son micritas y biomicritas arcillosas. Tiene un espesor total del orden de 30-40 metros. Contienen abundante fauna diversificada de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Lamelibranchios. Las litofacies se disponen en ritmos de margas en la base y caliza arcillosa a techo. Se interpretan como depósitos de plataforma abierta (*shelf-cuena*) y representan el máximo transgresivo durante el Lías.

GAUTIER (1968) cita la presencia de *Harpoceras* sp., *Hildaites* sp., y *Murleyiceras murleryi* BUCK en la base, *Hildoceras sublevisoni* FUC, *Nocticoloceras crassoides* SIMP., *Hildoceras bifrons* BRUG, *H. semicostata* BUCK e *H. aff. semipolitum* en la parte media y techo que caracterizan un Toarciense inferior y medio. Son frecuentes las intercalaciones de materiales piroclásticos y de basaltos y traquibasaltos que llegan a sustituir casi totalmente la formación de Turmiel, las calizas nodulosas de Casinos e incluso parte del Bajociense (ver 1.2.5) habiéndose separado en la cartografía las zonas con mayor profusión de rocas volcánicas.

Las muestras estudiadas están constituidas por fragmentos irregulares de 200 micras a 2 mm de rocas volcánicas con textura vítrea a hipocrystalina, vesiculares de tono pardo amarillento con algunos fenocristales reemplazados por zeolitas, carbonatos y ¿cristobalita? . La pasta vítrea de los fragmentos de rocas volcánicas es rica en carbonatos y opacos finos. El cemento entre los fragmentos de rocas volcánicas es de calcita. Hay zonas en que se aprecia sustitución de material volcánico por calcita. Hay contornos de fenocristales reabsorbidos, referibles a piroxenos, plagioclasas y olivinos. Se puede clasificar, como una toba a tufita (basáltica escoriácea). La textura es fragmentaria piroclástica. La composición primaria es fragmentos vítreos vesiculares hipocrystalinos de rocas volcánicas básicas. La composición secundaria, zeolitas, carbonatos y cloritas. Hay intensa alteración y cloritización de los máficos con intensa carbonatación de la pasta y máficos de los fragmentos de rocas volcánicas y posible sustitución total por carbonatos de la posible matriz dolerítica.

Esta actividad volcánica jurásica está en relación con la reactivación de fracturas tardihercénicas, en relación con la fase de mayor estiramiento cortical de la evolución del aulacógeno Celtibérico (ver 2.1 TECTONICA REGIONAL).

#### 1.2.5 Fm. carbonatada de Chelva. Calizas con nódulos de sílex, calcarenitas (8). Toarciense superior-Dogger-Oxfordiense superior

Da origen a resaltes morfológicos sobre las margas de Turmiel infrayacentes. Ha sido estudiado en la columna de Barranco del Val 2.

Dentro de la unidad se distinguen los siguientes miembros o tramos:

— Calizas nodulosas de Casinos. Muy frecuentemente están sustituidas total o parcialmente por las rocas volcánicas descritas en el apartado anterior. Localmente afloran de 15 a 25 metros de calizas (*mudstones* y *wackstones*) con estratificación nodulosa (biomicritas) y alguna junta margosa, que en el corte del Barranco del Val 2 contienen niveles de tufitas formadas por fragmentos de rocas volcánicas. A techo de estos niveles aparece localmente un nivel fosfatado con concentración de fauna, que indica una cierta interrupción sedimentaria.

Representan depósitos de *shelf* de menor profundidad que las margas de Turmiel y constituyen en conjunto hasta la interrupción antes citada una secuencia de tipo *shoaling upward* menos acusada que la definida por las formaciones Cerro del Pez y Barahona.

GAUTIER (1968) en el camino de la Balsa y en el nivel fosfatado cita *Graphoceras* sp., *Gr.* cf. *V. scriptum* BUCK, *Gr. stigmatosum?* BUCK, *Lud-*

*wigella* cf. *micra* BUCK, *Abbasites abbas?* BUCK, *Toxolioceras arcuatum* BUCK, *T. miccum* BUCK, y *Reynesella pioides* BUCK, que caracterizan el Aalenense superior. Los niveles infrayacentes se datan como Toarciense superior por correlación con otras series bien conocidas de la Ibérica.

— Calizas con sílex. Tiene un espesor de 130-135 m. Formado por calizas (*mudstones*, *wackstones*) grises y beige, tableadas en capas de 0,1 a 0,40 metros con algunos bancos de potencia aproximada a 1 m con ocasionales juntas margosas. Poseen abundante sílex en forma de nódulos y a veces capas interestratificadas, en la parte superior aparecen nódulos de hierro, desaparece el sílex y existen algunos niveles con glauconita abundante. Son biopelmicitas formadas principalmente por Crinoides, Microfilamentos y restos de Braquiópodos con microestratificación paralela. Cemento esparítico sintaxial en los fragmentos de Crinoides que pueden contener cuarzo autigénico y glauconita. Se presentan agregados microcristalinos de sílice con agregados de dolomita (sílex).

Hacia el Este y Noreste aparecen en la parte superior de la unidad niveles decimétricos a métricos de calcarenitas oolíticas y bioclásticas con estratificación cruzada tabular de gran escala.

Las calizas con sílex se interpretan como depósitos de *shelf*, mientras que los *grainstones* corresponden a *shoals* o barras en relación con altos de la cuenca (ver 4 HISTORIA GEOLOGICA).

Hacia la base de la unidad GAUTIER (1968) cita: *Graphoceras* sp., *Sonninia* cf. *corrugata* BUCK, *Kumatostephanus* (*Stephanoceras*) *perjunctus* BUCK, probablemente del Bajociense inferior.

Se han encontrado en la parte inferior de la unidad con nódulos de sílex: *Stephanoceras* (St.) *brodiaei* (SOW.), *Chondroceras* sp. y *Teloceras?* sp., del Bajociense medio, zona Humphriesianum. Por encima *Oppelia flexa* (BUCK.), *Leptosphinctes* sp., *Cleistosphinctes* sp., *Bajocisphinctes* cf. *curvatus* BUCK., *Orthogarantiana* aff. *densicostata* (QUENST.), *Garantiana* (G.) cf. *baculata* (QUENST.), *Strenoceras* sp., *Sphaeroceras brogniarti* (SOW.), y *Cadomites ?* sp. del Bajociense superior, Zonas Subfurcatum y Garantiana y pocos metros por debajo del Mb. Yatova: *Indosphinctes* sp. y *Dorsoplicathyris* cf. *dorsoplicata* (DESL.), probablemente del Calloviense inferior.

Las microfacies contienen microfilamentos: *Nubecularia*, *Lithistidae*, *Fronicularia*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Ammobaculites*, *A.* cf. *fontinensis* TERQ, (en la parte más baja), Radiolarios, *Cornuspira* (en la mitad superior) y *Eothrix alpina* LOMB. (en parte superior).

La edad del tramo debe de ser Bajociense-Bathonense y probablemente Calloviense inferior (?).

— Oolito ferruginoso de Arroyofrío. Está representado de forma discontinua. En algunos puntos de la hoja (Barranco del Val) las calizas con Esponjas de Yátova suprayacentes llegan a situarse sobre las calizas con sílex directamente a través de un contacto irregular débilmente ferruginizado. En la sección de Barranco Corrales está presente el oolito ferruginoso con un espesor de orden decimétrico. Es una oobiomicrita formada por 30% de oolitos ferruginosos con estructura compleja y restos de microfilamentos y Crinoideos (20%) en matriz micrítica.

Este nivel representa la condensación de parte del Calloviense (al menos medio y superior) y Oxfordiense (inferior-medio? ).

— Calizas con Esponjas de Yátova. Tiene un espesor de 10-15 metros y está constituido por calizas (*wackstones*) gris oscuras con abundantes juntas margosas, estratificadas en capas de 20 a 30 cms, con planos de estratificación ondulados. Contienen abundantes Bivalvos y Esponjas planas. Son biomicritas formadas por un 20% de Crinoideos, Foraminíferos y Espículas, destacando la presencia de gravels irregulares en relación con Esponjas.

Representan depósitos de plataforma (*shelf*).

Contienen: *Perisphinctes* sp., *P. (Dichotomosphinctes)* cf. *elisabethae* DE RIAZ, *P. (Dichotomosphinctes)* sp. y *Lithococeras (Larcheria)* aff. *larcheri* TINT, que caracterizan el Oxfordiense medio Zona Transversarium y en niveles más altos *Perisphinctes (Dichotomoceras) crassus* ENAY, *P. (D.) bifurcatus* (QUENST.), *Lithococeras (Discosphinctes)* sp., *Orthosphinctes?* sp., *Ochetoceras* cf. *bimammatum* (QUENST.) que caracterizan el Oxfordiense superior (Zonas Bifurcatus y Bimammatum).

Las microfácies estudiadas han proporcionado: *Protoglobigerinas*, *Spirillina*, *Ammobaculites*, *Nubecularia*, *Eothrix alpina* LOMB, *Globochaete alpina* LOMB, *Lenticulina* y *Epistomina* (Br.).

### 1.2.6 Fm. Margas de Sot de Chera. Margas, niveles de calizas margosas (9). Oxfordiense superior

Sus afloramientos constituyen una estrecha banda, cuya representación sobre mapa ha sido exagerada dada la importancia de la unidad como nivel guía. Se encuentra normalmente muy cubierta por derrubios y coluviones.

Tiene un espesor de 20 m y está constituida por margas gris-azuladas y amarillentas, de aspecto hojoso con intercalaciones decimétricas de calizas arcillosas que al microscopio son micritas y biomicritas con pequeños fósiles (10% de Ostrácodos y Foraminíferos), limo de cuarzo (5%) y ocasionalmente glauconita.

Según GINER (1980) se interpretan como depósitos de *shelf*-cuenca

si bien los caracteres de la microfauna indican condiciones más restringidas. (*lagoon*).

Las calizas contienen secciones de *Spirillina*, *Ammobaculites*, *Astacolus* y *Eothrix alpina* LOMB.

La asignación al Oxfordiense superior se hace por correlación con niveles bien datados en zonas próximas.

### 1.2.7 Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla (10). Kimmeridgiense

Ha sido estudiada en la columna de Barranco del Val 3 en donde se han medido 138 metros de calizas microcristalinas (*mudstones*) grises, en capas desde pocos centímetros hasta 30-40 cm, alternantes con calizas arcillosas y margas hojosas también grises de menor espesor y que en ocasiones sólo constituyen juntas interestratos. Son micritas que contienen una pequeña fracción de granos de cuarzo tamaño limo (5-10%), variablemente arcillosas (0-10%) con óxidos de hierro dispersos y algunos bioclastos que no sobrepasan el 5% del total de la roca. Presentan laminación paralela y en ocasiones puede reconocerse con dificultad grano selección negativa. Se interpretan según GINER (1980) como depósitos de *shelf* cuenca, si bien los caracteres de la microfauna indican condiciones más restringidas. (*lagoon*).

Las microfacies son muy pobres en fósiles, habiéndose determinado: *Epistomina* (*Brotzenia*), *Spirillina*, *Ophthalmidium*, *Eothrix alpina* LOMB, y espículas, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY), de escaso valor cronoestratigráfico. La edad de la formación es Kimmeridgiense inferior, por correlación con series bien datadas en hojas próximas.

### 1.2.8 Fm. Calizas con oncolitos de Higuieruelas. Calizas oncolíticas y pisolíticas (11). Kimmeridgiense superior y Portlandiense

Ha sido estudiada en la columna de Barranco del Val 3, en la que se han observado los 50 metros inferiores.

En la base aparecen calizas microcristalinas grises tableadas que hacia arriba se hacen más potentes y contienen pisolitos y oncolitos. (*wackstones* y *packstones*).

El espesor total de la formación debe aproximarse a los 70-80 m intercalándose en los niveles superiores algunos bancos de areniscas.

Son micritas con escasos restos de Foraminíferos; Ostrácodos y Espículas (5%) con limo de cuarzo (0-5%) y biomicritas (*wackstones* oolíticas) formadas por pisolitos algáceos (10%) y bioclastos (10%).

Se reconocen facies de calizas arrecifales, *packstones* con oncolitos,

wackstones con moluscos, *grainstones* bioclásticos y oolíticos. Se han depositado en aguas poco profundas y agitadas, en ambiente submareal. Constituye junto con la Fm. Sot de Chera y Loriguilla una secuencia de cierto carácter *shoaling upward* de base a techo por progradación de las facies de plataforma sobre las de cuenca y colmatación de la misma, como consecuencia del inicio regresión generalizada que tiene lugar en el Jurásico terminal.

Los niveles inferiores carbonatados contienen: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY), *Nautiloculina oolithica* (MOHL.), *Ammobaculites coprolithiformis* SCHW. *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT.), *Conicospirillina basi-liensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH., *Pfenderina*, *Everticyclammina virguliana* (KOECHL.) (en parte superior), *Pseudocyclammina* gr. *parvula maluchensis* (en parte superior), *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Actinoporella*, *Salpingoporella annulata* CAR. y *Cayeuxia pia* FROLLO.

El tramo superior con intercalaciones terrígenas ha proporcionado: *Everticyclammina virguliana* (KOECHL.), *Feuirtilia frequens* MAYNC, *Nautiloculina oolithica* (MOHL.), *Rectocyclammina arrabidensis* RAMALHO, *Labyrinthina mirabilis* (WEYNSCH.), *Pseudocyclammina* gr. *parvula maluchensis* HOTT, *Ps. lituus* (YOKOY), *Alveosepta personata* TOBL., *A. cf. powersi* (REDM.), *Anchispirocyclina*, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Mari-nella*, *Cayeuxia pia* FROLLO, y *Actinoporella*. Indican una edad Kimmeridgiense medio a Portlandiense.

### 1.3 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

Los materiales de esta edad han sido estudiados por GAUTIER (1968), FELGUEROSO et al. (1971) y MELENDEZ et al. (1980).

#### 1.3.1 Areniscas y arcillas Niveles intercalados de calizas y margas hacia la base (12). Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense-Valanginiense inferior (?)

Afloran extensamente en la mitad oriental de la hoja y en pequeñas fosas tectónicas de la zona de la Puebla de Valverde.

En la hoja ha sido estudiado en la sección de la Puebla de Valverde, muy parcial en la que se han reconocido: 15 metros de limolitas rojas con delgados niveles de arenisca fina roja y niveles carbonatados (micritas) a los que siguen 30 metros de paleocanales de arenisca, niveles de margas grises y a techo calizas con fósiles marinos. Son areniscas de grano medio formadas

por granos de cuarzo (35-50%), feldespato potásico (5-15%), fragmentos de rocas pizarrosas (0-5%), fragmentos de rocas calizas, arcillosas, pisolíticas y dolomías ferrosas (10%), niveles de biotita ferruginizada y cemento de carbonatos con óxidos de hierro que puede sustituir a matriz arcillosa caolínica. Las calizas son dismicritas con limo de cuarzo (15%), biomicritas arenosas (25% de cuarzo y 5% de feldespato) con Ostrácodos, Characeas y fragmentos de Moluscos y bioesparitas.

En la hoja de Teruel (27-22) se ha realizado una sección completa de la unidad con un espesor total del orden de 300 metros, distinguiéndose de muro a techo 162 metros de lutitas rojas con niveles de calizas con Ostreidos, areniscas con *ripples* y paleocanales; 47 metros de lutitas rojas, paleocanales y calizas lacustres y 97 metros de calizas grises microcristalinas, alternando con arcillas rojas y algunos paleocanales de arenisca.

Los niveles calcáreos son *wackstones-packstones* y *grainstones* con limo o granos de cuarzo (dismicritas, biomicritas, biopelmicritas, a veces oolíticas, biosparruditas e intrabiosparruditas).

Los niveles inferiores presentan secuencias caliza/arena/lutita comenzando con *packstones* y *grainstones* con Algas, Foraminíferos, Gasterópodos, Bivalvos y Ostrácodos. Las areniscas presentan base erosiva y se organizan en *megaripples* separados por láminas lutíticas o por superficies con *ripples* de oscilación. MELENDEZ et al. (1980) citan en las areniscas secuencias de tipo laminación paralela, estratificación planar y posible *herringbone*. Las lutitas contienen láminas o lentejones limolíticos con *ripples* de oscilación, niveles de nódulos calcáreos e intensa bioturbación. Las calizas se interpretan como barras submareales, o canales próximos a éstas. Las areniscas corresponden a sedimentos de marea.

En el nivel intermedio aparecen secuencias con base erosiva, depósitos de carga residual con estratificación cruzada en surco, a veces planar, arenisca con *ripples* y lutitas con lechos de arenisca de *ripples* y nódulos carbonatados. Hay intercalaciones de calizas lacustres. Se interpretan como depósitos fluviales de probable sinuosidad elevada con importantes depósitos lutíticos de inundación entre los que se intercalan depósitos de *crevasse* y existencia de zonas encharcadas con calizas lacustres. Probablemente se trataría de una llanura costera (MELENDEZ et al. 1980).

Los niveles superiores se organizan en secuencias conglomerado o arenisca con estratificación cruzada de gran escala, pasando a niveles calcáreos con Ostreidos y terminando con lutitas. Presentan estructuras de relleno y acreción lateral de canales en tanto que las calizas pueden corresponder a barras y canales de marea. Se interpretan como depósitos mareales en ambiente restringido (MELENDEZ et al. 1980).

En la hoja de Teruel sobre estos materiales se encuentran sedimentos de Facies Weald que se sitúan mediante discordancia erosiva. Los afloramientos existentes en la zona de Villel bajo la Fm. Arenas de Utrillas podrían ser equivalentes de la citada facies si bien a falta de argumentos paleontológicos preferimos incluirlos en las facies fluviales de esta unidad.

La cronostratigrafía se establece en base a la de las unidades infra y suprayacentes en la hoja de Teruel, extendiéndose hasta los términos basales del Cretácico en virtud de la discordancia existente en la base de la Facies Weald que hace que se sitúe sobre términos de diferente edad según zonas.

## 1.4 CRETACICO

El Cretácico de este sector de la Cordillera Ibérica ha sido estudiado por RIBA (1959), BUFFET (1968), VIALARD (1966, 1973), MELENDEZ (1971, 1972), RAMIREZ et al. (1972), MELENDEZ et al. (1972, 1974) y en las hojas geológicas de Zafrilla, Cañete, Ademuz y Camarena de la Sierra (IGME, 1972, 1977 y 1978).

Está escasamente representado en la hoja mediante pequeños afloramientos intensamente tectonizados, situados en la parte central del borde occidental.

Desde el punto de vista geomorfológico dan origen a una amplia garganta del río Turia, cuyas vertientes están afectadas localmente por deslizamientos rotacionales.

El Cretácico ha sido estudiado en las columnas de Villel y Río Turia.

### 1.4.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas caoliníferas, arcillas (13). Albiense

En la hoja se encuentra muy reducida de espesor no sobrepasando los 40 metros. Está constituida por arenas caoliníferas masivas de tamaño grueso a microconglomerático con alguna cicatriz interna y estratificación cruzada en surco, cantos de cuarzo y cuarcita. Los niveles arcillosos son raros y poco potentes.

Las arenas están formadas por cuarzo, feldespatos, a veces algo cementadas por limonita o matriz caolinítica.

Los niveles de arenas tienen morfología tabular a escala de afloramiento sin que sea posible correlacionar dos cortes aunque se encuentran muy próximos, por lo que debe admitirse que se acuñan lateralmente, relevándose en el espacio. Las secuencias elementales encontradas son las siguientes:

– A: La más frecuente está formada por 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 reactivación) y niveles horizontales y discontinuos de gravas. Puede dar lugar a grandes espesores de sedimento. Otro tipo de secuencias menos frecuentes son:

– B: Base erosiva con depósito de carga residual en la base (gravas, cantos blandos, restos vegetales y estratificación cruzada de gran escala).

– C: Sets de gravas, planares (1 m) a veces con cicatrices a techo y estratificación cruzada de gran escala.

– D: 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 con arena gruesa y cantos, lutitas laminadas (depósitos de decantación), estratificación *flaser* y encostamientos o nodulizaciones ferruginosas.

Las cuatro secuencias elementales se asocian en la vertical originando los cuerpos tabulares sin que se observe una sucesión de secuencias tipo, pudiendo estar constituidos dichos cuerpos por apilamiento de una sola secuencia elemental.

La asociación del tipo B encaja en el modelo fluvial dando origen a cuerpos tabulares formados por canales coalescentes. Los tipos A, C y D sólo se relacionan por apilamiento faltando señales de incisión de canales (proceso de *backfilling* en canales de baja sinuosidad? ).

La asociación de tipo A que es la dominante no encaja en el modelo fluvial y puede estar relacionada con modelos transicionales: deltas destructivos sometidos a la acción de mareas y oleaje (IGME, 1980).

La edad de la unidad se da por las de las infra y suprayacentes. Regionalmente los términos más altos sobre los que reposa son del Barremiense-Aptiense, datándose por encima de ella sedimentos del Albiense superior (Braconiense) o Cenomaniense inferior.

#### 1.4.2 Areniscas calcáreas, calizas lumaquélicas, margas con Ostreidos, calcarenitas y calizas arcillosas (14). Albiense superior-Cenomaniense

Ha sido estudiada en el corte de Río Turia, que se encuentra afectado por numerosas fallas y presenta abundantes deslizamientos de ladera.

Pueden distinguirse varios tramos que de muro a techo son:

1) 20 m de areniscas microconglomeráticas calcáreas ferruginosas con glauconita, de tonos marrones, a techo calizas limolítico arenosas. Al microscopio son areniscas con granos subangulosos, subredondeados de cuarzo

(50%), feldespato potásico alterado (15%) y cemento de dolomita (25%) y óxidos de hierro asociados (10%) y biomicritas más o menos arenosas (cuarzo y feldespato) con glauconita oxidada y fragmentos de bioclastos.

Presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo planar y en surco, reactivación o cicatrices internas y algunos niveles con base erosiva. Se reconocen morfologías de barras y canales. Son frecuentes las costras limoníticas. Contienen Ostreidos, Rudistas y Briozoos.

Se interpretan como depositadas en un ambiente litoral con carácter mixto detrítico-carbonatado, reconociéndose barras submareales y canales de marea.

2) 25 metros de calizas arenosas y areniscas calcáreas, con intercalaciones de calcarenitas (*packstones, grainstones*) oolíticas y bioclásticas gris beige. A techo 10 metros de margas grises y beiges con bancos lumaquélicos de Ostreidos (*Exogyra*). Las calcarenitas con intrabiomicritas arenosas con Orbitolínidos, Miliólidos, Rudistas, Ostreidos y Briozoos.

Las calizas arenosas presentan estratificación nodulosa y ondulada y bioturbación así como abundante fauna en la que predominan los Ostreidos. Los niveles margosos, lumaquélicos de Ostreidos, constituyen auténticos biostromas.

Se interpretan como depositadas en ambientes tranquilos de una plataforma interna carbonatada con influencia terrígena. Los niveles de calcarenitas representan esporádicas barras (*shoals*) migrando en la plataforma.

Contienen *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* PAALZ, *Charentia cuvillieri* NEUM, *Quinqueloculina* y *Acicularia*.

3) 15 metros de calcarenitas bioclásticas y ocasionalmente oolíticas, con calizas en la base (*grainstones* y *wackstones-packstones*). Son intrabiomicritas formadas por gravels micríticos y de fósiles (Orbitolínidos, Briozoos, Equinodermos, Moluscos y Foraminíferos).

Presentan estratificación cruzada planar y ocasionalmente *ripples* de oscilación.

Se interpretan como barras (*shoals*) migrando en una plataforma interna somera carbonatada sometida al influjo de corrientes y oleaje.

Las microfacies contienen *Orbitolina concava* (LAM.), *Neoiraquia convexa* DANILOVA, *Aulotortus (Paratrocholina lenticularis)* PAALZ., *Trocholina* aff. *alpina* LEUP., *Trocholina* aff. *elongata* LEUP., *Tritaxia*, *Boueina* cf. *pygmaea* PIA, *Neomeris pfenderae* KON. y EPIS y *Acicularia*.

4) Tramo superior que comienza con 8 metros de calizas arcillosas (*wackstones*), a los que siguen 25 m de alternancia de calcarenitas (*grainstones*) y calizas arcillosas (*wackstones*) como las anteriores en bancos decimétricos a métricos (1 m) y que termina con 25 metros de dolomías,

calizas arcillosas y calcarenitas bioclásticas grises y beige con algún nivel de micritas. Son biopelmicritas con Orbitolínidos, Briozoos, Equinodermos, Moluscos y Foraminíferos, intrabiosparitas con Equinodermos, Moluscos y Briozoos y biolititas algáceas.

Las calizas arcillosas presentan estratificación nodulosa y abundante bioturbación, las calcarenitas presentan estratificación cruzada planar. Se disponen normalmente en secuencias de energía decreciente (*grainstones/mudstones* arcillosos). Se trata de depósitos de plataforma interna somera y carbonatada en la que se diferencian sedimentos correspondientes a barras y zonas protegidas con sedimentación tranquila y actuación de los organismos bioturbadores.

Se caracterizan por: *Pseudocyclammina rugosa* D'ORB., *Nezzazata simplex simplex* OMARA, *Trochospira aunimelechi* HAM., y SAINT MARC, *Biconcava bentori* HAM. y SAINT MARC, *Biplanata peneropliformis* HAM. y SAINT MARC, *Charentia cuvillieri* NEUM, *Neoiraquia* (en parte baja), *Praealveolina* gr. *cretacea* REICH, *Ovalveolina* OVUM D'ORB., *Rhapydionina dubia* DE CASTRO, *Pseudedomia viallei* CALAL., *Nummoloculina*, *Cuneolina pavonia* D'ORB. *Pseudolituonella reicheli* MARIE, *Tritaxia Quinqueloculina* y *Boueina* cf. *pygmaea* PIA.

Parte del tramo 1 puede corresponder al Albiense superior (Vraconienense). El tramo 3 pertenece al Cenomaniense inferior, mientras que el 4 debe datarse como Cenomaniense medio-superior.

### 1.4.3 Dolomías (15). Turoniense

Se trata de una unidad poco estudiada debido a la existencia de fallas y problemas de acceso.

Está constituida por dolomías laminadas y bien estratificadas en la base y dolomías masivas a techo. Tiene un espesor del orden de 75-80 m.

La datación se realiza por posición estratigráfica y edad de los niveles infra y suprayacentes.

### 1.4.4 Calizas, calizas dolomíticas, margas y brechas (16). Senoniense

Los términos más superiores de la serie cretácica están representados por 35 metros de calizas microcristalinas (*mudstones*) estratificadas en capas de 0,2 a 1,5 metros que hacia el techo alternan con margas calcáreas grises.

Las calizas son micritas y biomicritas con Characeas, Gasterópodos, Ostrácodos y *Ophthalmidium*.

Suelen presentar laminación paralela y en ocasiones de origen algal. Son

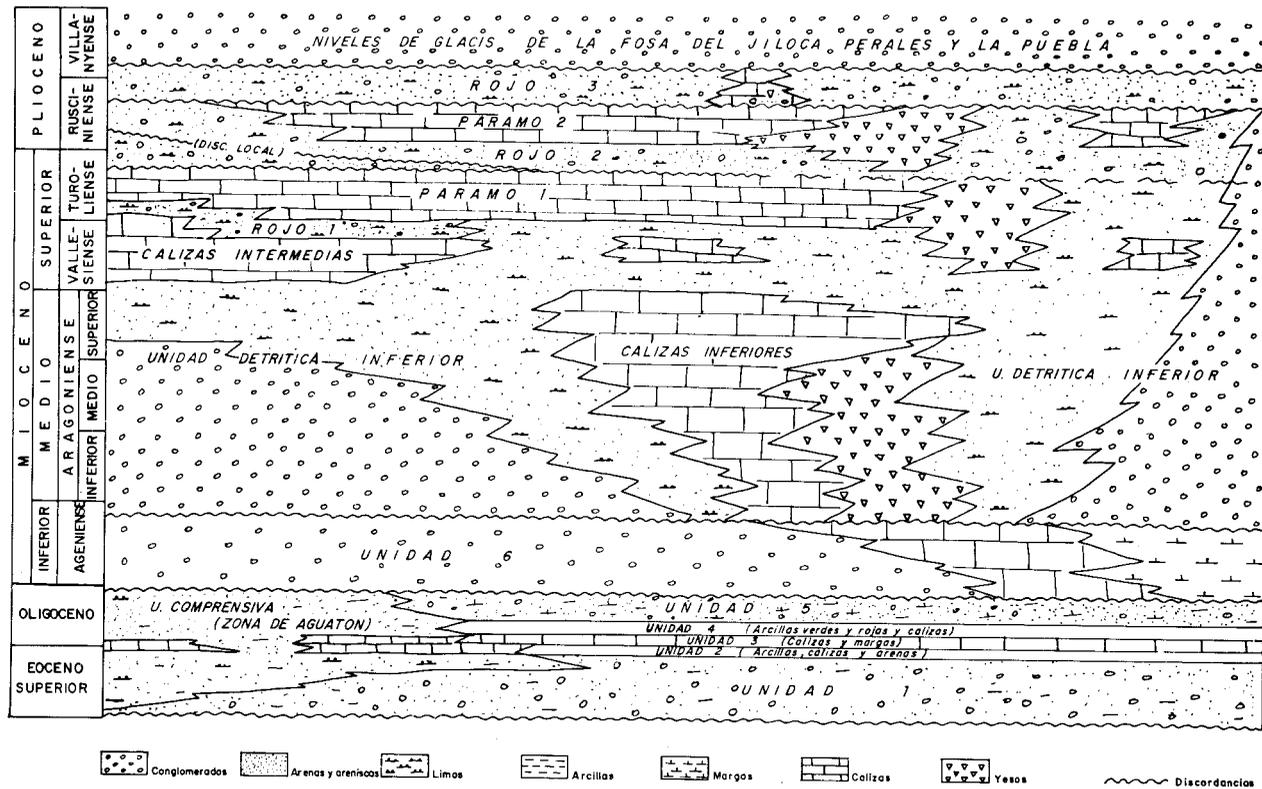


Fig. 2.— Distribución esquemática de las facies del terciario continental en las cuencas de Calatayud (zona de Daroca-Calamocho) y (Teruel-Alfambra).

frecuentes los niveles con brechificación y hacia el techo otros con cantos negros, en ocasiones ambos parecen tener origen edáfico. Dominan las facies de biomicritas con Gasterópodos.

Por encima de estos tramos afloran más de 20 metros de brechas, con cemento calcáreo y clastos diversos de calizas como las infrayacentes.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna muy restringida, que incluso en ocasiones debía estar aislada del mar abierto con importantes aportes de agua dulce del continente.

Las láminas contienen: *Rotorbinella scarsellai* TORRE, *Ophthalmidium*, Characeas, Gasterópodos y Ostrácodos. En las margas se ha reconocido *Porochara* y Gasterópodos.

Los fósiles carecen de valor cronoestratigráfico, pero por consideraciones regionales debe incluirse la unidad en el Coniaciense-Santoniense.

## 1.5 Terciario

En la hoja de La Puebla de Valverde afloran materiales pertenecientes al Neógeno, localizándose en dos amplias bandas al Oeste y Este de la hoja. Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos constituyentes del relleno de la Fosa de Teruel, al Oeste, y de la cuenca de Mora de Rubielos al Este (fig. 2).

Los trabajos de mayor interés sobre el Terciario de la región son los de GAUTIER, F. et al. (1972), DAAMS, R. et al. (1977), ADROVER, R. et al. (1976, 1978) y MOISSENET, E. (1979, 1980).

### 1.5.1 Conglomerados y limolitas rojas (17, 18 y 22). Aragoniense-Rusciense

Aflora ampliamente en el tercio occidental de la hoja, no presentando una morfología característica, apareciendo como relieves montuosos suaves surcados por barrancos de incisión lineal que, cuando predominan los materiales finos, presentan fenómenos de acarreamiento. Su estudio se ha realizado a partir de las secciones de Villel I y Villastar y en el cuadro esquemático de facies corresponde a la "Unidad detrítica inferior".

Se trata de una unidad comprensiva, en la que se han diferenciado dos facies (17 y 18) en función del porcentaje de términos detríticos gruesos. Las facies más groseras (17) aparecen adosadas a los bordes de la cuenca, cambiando lateralmente hacia el interior a facies más finas (18) e incluso, a

Pisos y Zonas		Formaciones	Yacimientos	Asociaciones características		
Villanyense	17	R3	LA PUEBLA DE VALVERDE	<i>Archidiskodon meridionalis</i> , <i>Dicerorhinus etruscus</i> , <i>Equus stenois</i>		
	16					
Rusciniense	15 <sub>c</sub>	P2	DESIVIO I y 2 COTA 1062	<i>Limomys occitanus</i> , <i>Trilophomys pyrenaicus</i> , <i>Pliopetaurista cf. pliocenica</i> <i>Castillonys crusafonti</i> , <i>Apodemus dominans</i> , <i>Stephanomys donnezani</i> , <i>Ruscinomys europaeus</i> .		
	15 <sub>b</sub>					
	15 <sub>a</sub>				AJDERUELA	<i>Atlantoxerus</i> , <i>Occitanomys brailoni</i> , <i>Faraethomys meini</i> , <i>Apodemus dominans</i> , <i>Hyaena donnezani</i> <i>Trilophomys cf. pyrenaicus</i> , <i>Blancomys</i> , <i>Stephanomys cf. donnezani</i> .
	14					
Turoliense	13	R2	VILLASTAR	<i>Prolagus wichauxi</i> , <i>Amblycoptus oligodon</i> , <i>Dipoides problematicus</i> , <i>Stephanomys ramblensis</i> , <i>Cricetus kormosi</i> , <i>Ruscinomys cf. schaubi</i> , <i>Blancomys neglectus</i> , <i>Apodemus gudrunae</i> , <i>Occitanomys adroveri</i>		
		P1	CASTELLAR DE CASTRALVO	<i>Ruscinomys schaubi</i>		
	12		TRAMACASTIEL PATRIMONIO FORESTAL	<i>Prolagus crusafonti</i> , <i>Occitanomys adroveri</i> , <i>Parapodemus barbarus</i> , <i>Valerymys turoliensis</i> , <i>Ruscinomys schaubi</i> .		
	11					
Vallesiense	10		CASCANTE/CUBLA	<i>Progonomys cf. hispanicus</i> , <i>Valerymys nov. sp.</i> , <i>Parapodemus lugdunensis</i> <i>Protozapus intermedius</i> , <i>Hispanomys peralensis</i>		
	9	R1	CORRAL DE VILLALEA	<i>Stenofiber jaegeri</i>		
Aragoniense	8	+ Yacis de Cascante				
	7					
	6					
	5					
	4		Calizas de Libros	LIBROS PUEBLO LIBROS CELENTERIO	<i>Galerix exilis</i> , <i>Prolagus major</i> , <i>Prolagus oeningensis</i> <i>Megacricetodon collongensis</i> , <i>Fahlbuschia cf. darocensis</i>	
3						
Ageniense	2 <sub>b</sub>	R0				
	2 <sub>a</sub>					
	1					

Distribución estratigráfica de yacimientos de microvertebrados según P. MEIN, R. ADROVER y E. MOISSENET.

términos yesíferos y carbonatados que serán descritos en apartados sucesivos. En ocasiones, y en esta zona de cambio de facies, las unidades infra y suprayacentes han podido ser datadas con precisión, permitiendo adjudicar una edad Turolense al detrítico intermedio habiéndose, en este caso, diferenciado en la cartografía (22).

La potencia total de la unidad puede rebasar los 150 m. Los conglomerados, que se disponen en cuerpos con geometría de canal, son dominantes en las zonas de borde y van admitiendo términos más finos a techo conforme nos alejamos del mismo. Las direcciones de aporte son, en general, perpendiculares al eje de la cuenca, coincidente en líneas generales, con el actual cauce del río Turia.

La secuencia más completa observada constaría de los siguientes términos: a) en la base conglomerados con geometría de canal, estratificación cruzada de surco y cicatrices internas; b) niveles arenosos que, en algunas ocasiones, presentan estratificación cruzada de pequeña escala, c) limolitas y arcillas sin estructuras notables y d) niveles de concentración de carbonatos más o menos generalizados. Las areniscas son heterogranulares normalmente de grano medio a limolíticas, formadas por granos subangulosos a subredondeados de cuarzo (30-55%), trazas de feldespato potásico (0-5%), fragmentos de rocas calizas (15-30%), fragmentos de cuarcitas (0-10%) y granos de sílex (0-5%) y cemento de calcita, poikilítico en algunos niveles, en otros sucio por óxidos de hierro. Como accesorios: turmalina, circón, moscovita y glauconita muy oxidada. En algunos niveles se aprecia microestratificación paralela gradada y en otros un cierto bandeado con bandas ricas en carbonatos.

Con frecuencia, estas secuencias se presentan truncadas sobre todo en las zonas más próximas al borde, donde pueden llegar a aparecer los términos conglomeráticos directamente superpuestos sin intercalaciones finas.

En conjunto esta unidad responde a un sistema deposicional de abanicos aluviales, procedentes de los bordes montañosos de la cuenca, pudiendo reconocerse una gradación de ambientes desde las correspondientes a la zona proximal o media representada por el dominio conglomerático hasta las zonas medias distales (*flood plain*) con dominio de los términos finos de llanura de inundación e intercalaciones de materiales gruesos correspondientes, posiblemente, a descargas esporádicas. La existencia de zonas carbonatadas, asimilables a paleosuelos, desarrollados principalmente a techo de los términos más finos implicaría períodos más o menos prolongados de exposición subaérea dentro de un ambiente general semi-árido.

La atribución cronológica de esta unidad se ha hecho en base a la de los términos a los que pasa lateralmente en los que ha sido posible establecer una datación así como a consideraciones de tipo regional.

### 1.5.2 Calizas y margas (19). Aragoniense

Aflora exclusivamente en una serie de pequeñas manchas localizadas en el ángulo SO de la hoja, estando afectados por una serie de deslizamientos y fallas que complican la observación.

Se trata de calizas arcillosas, blancas, bien estratificadas en bancos de 0,50-1 m de potencia, con intercalaciones margosas y con una potencia total de 30/40 m.

La datación de la unidad se ha realizado por correlación con niveles similares en la hoja situada al Sur, en las proximidades de Libros, donde se ha localizado fauna del Aragoniense.

### 1.5.3 Yesos y arcillas (20). Vallesiense

Se localizan en las proximidades de Cascante del Río, al SO de la hoja donde constituyen afloramientos de apreciable extensión. Ha sido estudiada en parte a partir de la sección de Villel II. No presenta una expresión morfológica característica, estando constituida por una sucesión de relieves más o menos suaves con acarcavamientos locales.

Aunque la litología dominante son los yesos y las arcillas yesíferas, la unidad también incluye calizas, margas y limolitas, alcanzando una potencia superior a los 100 m.

La secuencia más frecuentemente observada es la de arcillas grises, verdosas en ocasiones, con Gasterópodos y que se van cargando a techo de yeso hasta constituir un nivel exclusivamente yesífero.

En algún punto, se ha observado una secuencia más completa constituida por calizas en la base, y sobre ellas arcillas con clara influencia edáfica que, en ocasiones, llegan a constituir un *pseudogley* y yesos a techo, que empiezan a aparecer en forma de venillas muy ramificadas a techo de las arcillas. Es frecuente la presencia de Gasterópodos más o menos fragmentados.

En conjunto se interpreta como depósitos correspondientes a un ambiente de playa salina relacionados con aportes episódicos de agua a la cuenca y con interrupciones notables entre ellos que facilitan la formación de niveles edáficos y la concentración de sales a techo por capilaridad.

La datación de esta unidad se ha hecho por correlación con niveles similares en la zona de Libros que indican una edad Vallesiense.

### 1.5.4 Margas y yesos (21). Vallesiense-Turolense

Se localiza esta unidad en la zona central de la hoja y no posee una

expresión morfológica característica apareciendo generalmente cubierta por coluvionamiento de las unidades suprayacentes.

Las malas condiciones de afloramiento no permiten una observación detallada del tramo, pudiendo indicar que se trata de unos 40-50 m de margas y limolitas, junto con niveles yesíferos y algunas calizas. Contiene Characeas (*Rhabdochara* sp), Ostrácodos, Gasterópodos y Algas cianofíceas. El conjunto presenta tonos grisáceos y rojizos.

Su edad se ha atribuido al Vallesiense-Turolense debido a la localización de unos yacimientos en su techo, en la zona de Cascante-Cubla, que indican la base del Turolense (MOISSENET, E com. per.).

#### **1.5.5 Calizas y margas (24). Limolitas y areniscas amarillentas (23). Yesos (25). Turolense**

Se han incluido en este apartado una serie de unidades relacionadas entre sí por cambios laterales de facies y localizadas en un mismo nivel cronoestratigráfico. Afloran en el tercio occidental de la hoja, fundamentalmente en la margen izquierda del río Turia. Su morfología no es característica, excepto en el caso de los niveles calizos (24) que, generalmente, dan lugar a una morfología de mesas o relieves estructurales con escarpes netos en ocasiones. Se ha estudiado en parte, en la sección de Villel II.

La unidad de calizas y margas (24) se ha denominado en el esquema de facies como "Páramo 1" y está constituida por calizas blancas (biomicritas con matriz recristalizada por acción algácea) bien estratificadas en bancos de hasta 1 m de potencia con intercalaciones de niveles margoso y arcillosos. Contienen Ostrácodos, Characeas, Gasterópodos, Algas cianofíceas y raíces en posición de vida. La potencia es muy variable pudiendo alcanzar los 100 m en la zona SW de la hoja.

Sus características son muy variables, pudiendo presentar también en la zona SW, una intercalación de limolitas y arcillas, en ocasiones lignitíferas (23) que puede alcanzar los 40 m de potencia. Al Oeste del Turia este nivel de "Páramo 1" se presenta como una cornisa de caliza arcillosa finamente estratificada y con un encostramiento ferruginoso al techo.

Lateralmente, el "Páramo 1" (Zona de Castalvo), pasa a una masa de yesos muy potente que puede alcanzar los 100 m. Se trata de una sucesión de niveles yesíferos blanquecinos alternando con tramos arcillo-margosos (25) que incluyen cristales de yeso de gran tamaño.

En conjunto, las unidades definidas en este apartado corresponderían a sedimentos de tipo palustre-lacustre con emersiones locales (costras ferruginosas) y depósitos evaporíticos relacionados con ambientes de playa o

centrales de cuenca.

La datación de esta unidad se ha hecho en función de varios datos obtenidos en zonas vecinas (Mansuetos, Conclud,...) así como por el yacimiento de Corral de Villalba en la presente hoja que, clasificados por ADROVER, R. y MOISSENET, E. indican una edad Turolense.

#### 1.5.6 Limolitas y areniscas rojas (26). Turolense-Rusciniense

Se describe en este apartado una unidad en todo similar a la descrita en el apartado 1.5.1 pero que al situarse entre dos tramos perfectamente dados permite caracterizarla cronológicamente. En el esquema general de facies corresponde al "Rojo 2" y no posee expresión morfológica característica.

En la sección de Villastar está constituida por unos 20 m de limolitas y arcillas rojas con intercalaciones de paleocanales de conglomerados y areniscas. Se sitúa sobre el "Páramo 1" y a su vez es recubierta por el "Páramo 2" que se describirá a continuación.

Correspondería a facies medio-distales de un depósito de abanico aluvial como se describió en el apartado 1.4.1.

La datación se ha realizado por correlación con niveles similares en la hoja de Teruel (Celadas 9) así como por el yacimiento de Villastar, en la presente hoja, que indica una edad Turolense alto (MOISSENET, E. com. per.).

#### 1.5.7 Calizas y margas (27). Rusciniense

Se localiza en el cuadrante nor-occidental de la hoja dando lugar a una serie de mesas y relieves estructurales tabulares con escarpes bien definidos. Se ha estudiado en la sección de Villastar. En el esquema de facies corresponde a "Páramo 2".

Su potencia puede alcanzar los 50 m como máximo, tratándose de niveles de calizas y calizas arcillosas, travertínicas en ocasiones, y margas y arcillas grises y blanquecinas. Contienen abundantes Gasterópodos, restos vegetales, estructuras algales y presentan, en ocasiones, una base irregular que puede ser algo erosiva, apareciendo en estos casos estratificaciones cruzadas no muy bien definidas. Localmente se han observado estructuras de karstificación más o menos contemporánea a la sedimentación. Las calizas son biomicritas con un contenido entre 10 y 40% de Ostrácodos (*Ilyocypris gibba* RAMD, *Candona recta* LIEN y *Candona suevica* STRAUB) Characeas (*Chara* cf. *molassica* STRAUB y *Rhabdochara* sp.) y Gasterópodos (*Planorbis* sp, *Hydrobia* sp, y *Bythinia* sp.). Se aprecia disolución de bioclastos y

ferruginización irregular de éstos y de la matriz. En ocasiones hay cristales de calcita pseudomorfos de yeso y señales de disolución de sulfatos con recristalización fina en calcita.

Corresponden a sedimentos depositados en ambiente palustre-lacustre que sufriría aportes extraordinarios esporádicos que provocarían la movilización de parte del propio fango carbonatado autóctono (bases erosivas y estratificación cruzada en algunos niveles) posiblemente correspondientes a tormentas, así como etapas de gran tranquilidad, e incluso exposición sub-aérea del sedimento, que explicaría las karstificaciones observadas.

La datación de esta unidad aparte de la correlación con tramos similares en zonas próximas (hoja de Teruel) se ha realizado en función de los datos obtenidos en el yacimiento de Aldehuela.

En este punto ADROVER, MEIN y MOISSENET (1970) publicaron una lista faúnica con las siguientes determinaciones:

*Ruscinomys europeus* DEPERET, *Stephanomys donnezani* (DEPERET), *Occitanomys brailloni* MICHAUX, *Heteroxerus* indet. *Trilophomys pyrenaicus* DEPERET, *Prolagus michauxi* LOPEZ y *Desmanella?* que indican una zona MN 15 (Rusciniense) de la biozonación de MEIN.

En el curso del presente estudio ALBERDI, M.T. ha realizado una excavación del yacimiento habiéndose obtenido un gran número de piezas de macro y micromamíferos que una vez estudiado ha permitido identificar la siguiente fauna:

Macromamíferos: *Felis issiodorensis*, *Hyaena pyrenaica*, *Nycterentes donnezani*, *Machairodus* sp., *Hipparion* sp. II (n. morfo), *Dicerorhinus* cf. *etruscus*, *Croizetocerus ramosus* y *Gazella borbonica*. Micromamíferos. *Stephanomys* sp., *Castillomys crusafonti* MICHAUX, *Paraethomys* cf. *meini* (MICHAUX), *Trilophomys pyrenaicus* DEPERET, *Eliomys intermedius* FRIANT, *Atlantoxerus adroveri* (BRUIJN y MEIN) y *Prolagus* cf. *michauxi* LOPEZ. Todo este conjunto indica asimismo una zona MN 14 y MN 15 (Rusciniense).

### 1.5.8 Conglomerados, Areniscas y Limolitas. (28 y 29). Mioceno superior Plioceno

Se localizan estos afloramientos en la zona oriental de la hoja habiéndose diferenciado dos unidades (28 y 29) en función de la mayor o menor proporción de niveles conglomeráticos.

Se trata de un conjunto de color rojo constituido por limolitas arcillas y areniscas y paleocanales conglomeráticos. Correspondería a depósitos de abanicos aluviales que, con procedencia septentrional, constituyen la zona

borde de la cuenca terciaria de Rubielos, localizándose facies más proximales (28) con dominio de los sedimentos gruesos y facies medias distales con abundancia de términos de llanura de inundación.

La datación se ha realizado por correlación con facies de la fosa de Teruel.

#### **1.5.9 Areniscas, arcillas, arenas amarillentas y conglomerados (30). Rusciense-Villanyense**

Aparece esta unidad en la margen oriental de la fosa de Teruel próxima al margen mesozoico y en ocasiones fallada con él y discordante sobre otras unidades anteriores. Presenta una morfología plana a techo a modo de glacis degradados. En el esquema de facies corresponde al "Rojo 3".

La potencia en la sección de Aldehuela es de 50 m si bien puede alcanzar en otros puntos los 100 m. Está formado por limolitas rojas con intercalaciones de paleocanales conglomeráticos y arenosos con estratificación cruzada de surco y laminación de *ripples* a techo en muchos casos. Correspondería a zonas de aporte de tipo abanico aluvial más o menos localizado y quizás relacionado con actividad tectónica de los bordes y más o menos penetrativo en la cuenca según las zonas.

No se han localizado restos fósiles en el tramo, por lo que su datación se ha realizado en base a la de las unidades infrayacentes y suprayacentes.

#### **1.5.10 Gravas, arenas y arcillas (31). Villanyense**

Discordante sobre la unidad anterior y aflorando en la misma zona se localiza un conjunto de gravas arenosas, limos blanquecinos y arcillas con morfología de glacis más o menos degradados. Igualmente en la zona oriental de la hoja se localizan términos asimilables a esta unidad con clara morfología de glacis.

Se trata de secuencias grava-arena-arcillas, en ocasiones incompletas, erosivas unas sobre otras y progradantes hacia el centro de la cuenca, con aportes desde el Este en la zona de la fosa de Teruel y del Norte y Oeste en la de la Puebla de Valverde. Es frecuente la presencia de cantos aplanados (gelifractos?) así como las cementaciones por carbonatos. Posiblemente el mecanismo de deposición esté en relación con sedimentos de abanico aluvial con otros, debidos a formaciones de ladera.

La datación se ha hecho en base a los datos obtenidos en el yacimiento de La Puebla de Valverde en el que distintos autores (CRUSAFONT (1969), CRUSAFONT et al. (1974), AGUIRRE et al.) han citado fauna atribuible al paso Plioceno-Pleistoceno.

## 1.6 CUATERNARIO

### 1.6.1 Gravas y limos. Terrazas (32, 33 y 36). Pleistoceno

Se han localizado tres niveles de terrazas constituidas por gravas, arenas y limos y situadas aproximadamente a 80 m y 50 m y 15-20 m sobre los cauces actuales.

Se localizan preferentemente en el Valle del Turia y afluentes y no poseen un desarrollo muy importante excepto en el borde septentrional de la hoja.

### 1.6.2 Conglomerados, arenas y limos (34). Glacis. Pleistoceno

Se incluyen en este apartado todos los depósitos que, con morfología de glacis, y compuestos litológicamente por gravas y limos se localizan en el ámbito de la hoja.

Se sitúan de forma discontinua en ambas márgenes del río Turia, así como en la zona oriental al Este de La Puebla de Valverde.

Si bien es posible que se trate de más de un nivel de glacis ha sido preciso agruparlos en una sola unidad cartográfica debido a encontrarse bastante dispersos y no existir una relación clara entre ellos.

### 1.6.3 Cantos, calizas y arcillas (35). Abanicos. Pleistoceno

Se han cartografiado como tales unos depósitos, generalmente próximos a los relieves mesozoicos de borde, constituidos por cantos más o menos angulosos de calizas y que presentan morfología de abanicos. Su extensión es reducida tratándose de formaciones muy locales y en las cuales existe además un proceso de coluvionamiento posterior sobreimpuesto.

### 1.6.4 Gravas, arenas y limos (37). Fondos de valle. Holoceno

Comprende a unos depósitos localizados en las proximidades del Puerto de Escandón con un origen posiblemente mixto coluvial-aluvial y compuestos por cantos bastante redondeados de calizas en una matriz arenolimsa.

### 1.6.5 Gravas, arenas y arcillas (38). Aluviales. Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales acumulados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja. Son generalmente de poca extensión destacando únicamente el correspondiente al río Turia.

## 2 TECTONICA

### 2.1 TECTONICA REGIONAL

El área estudiada 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 (volcanismos 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 anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo 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 considerarla 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 el área de la hoja 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 esa misma área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpina (JULIVERT 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 localiza 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 HOFFMANN et al. (1974) para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

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

2.— **Etapla 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 HOFFMANN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

3.— **Etapla 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 hundieron y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuartejan la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

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

Al final del Jurásico, y durante el Cretácico inferior se produjo un período de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO et al. 1978). Dos épocas de movimientos tectónicos inten-

tos (movimientos Neokimméricos y movimientos Austrícos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos. 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 (VIALARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otra que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

En la zona se aprecia como en detalle las fallas normales neógenas se adaptan a dos direcciones principales NO-SE y NNE-SSO. Las fosas de Catalunya, del 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 juntas 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 La Puebla de Valverde están representadas las unidades

tectónicas siguientes: Nivel de despegue del Keuper, Cobertera Jurásica y Cobertera terciaria postorogénica.

Los materiales del Muschelkalk presentan una estructura peculiar "cabalgando", con direcciones caóticas los materiales del Keuper entre los que constituyen "isleos" de variadas dimensiones. Probablemente esto sea debido a la existencia de un nivel plástico intermedio de la Facies Muschelkalk, similar al Keuper. Así la barra carbonatada superior (que es la única observable en la hoja) entre dos niveles plásticos responde a las sucesivas compresiones alpinas "desenraizándose" y cobijando materiales más modernos.

El Keuper presenta localmente un cierto carácter diapírico laminando series del Triásico superior y Lías inferior.

La cobertera jurásica se caracteriza por una intensa tectónica de fracturación. Las estructuras de plegamiento se encuentran fuertemente compartimentadas en bloques. Se reconocen estructuras NO-SE de directriz ibérica con vergencia fundamentalmente hacia el NE y pliegues cruzados NE-SO y NNO-SSE que interfieren con los anteriores. La hoja se sitúa en una zona con actividad tectónica de fracturación desde los tiempos muy antiguos (desgarres tardihercínicos) con direcciones dominantes NO-SE y NE-SO reactivadas en régimen distensivo (vulcanismo jurásico), compresivo (fases alpinas) y nuevamente distensivo a partir del Mioceno medio. En la hoja se sitúa la zona de falla de Caudiel (GOMEZ et al. 1979) que la cruza con dirección NO-SE de gran repercusión paleogeográfica durante el Jurásico.

En la cobertera terciaria postorogénica destacan los siguientes elementos principales:

#### – **Falla de Teruel**

La mayor parte de la fosa de Teruel en su sector meridional, se encuentra afectada por la falla de hundimiento de Teruel que, si bien en la hoja de Teruel (falla de Teruel y del Alfambra) ocupaba una posición marginal, pasa a partir de esta zona a ocupar una posición axial en la fosa.

El accidente principal se ve acompañado por fallas de salto pequeño pero del mismo sentido.

#### – **Fosa de Cascante**

Constituye un valle de dirección aproximada E-O, con un origen tectónico muy acentuado. Al Norte de Cascante del Río se localiza una importante falla de dirección E-O, acompañada de accidentes secundarios presenta un salto de unos 200 m. En la margen izquierda del valle las calizas y yesos se encuentran fuertemente flexados hacia el Norte con acompañamiento de fallas paralelas a las citadas anteriormente, constituyendo pues, en conjunto,

una fosa o "*graben*" que por argumentos paleontológicos puede localizarse como formada en el Plio-Pleistoceno.

#### — Fallas marginales de la Fosa de Teruel

En la zona central de la hoja el contacto entre los sedimentos de la Fosa y el Jurásico se hace por medio de varias fallas siendo las más importantes la de Aldehuela, claramente distensiva y con basculamiento del conjunto neógeno hacia el borde de la Fosa y en la que se aprecian distintas reactivaciones durante el Plio-Pleistoceno, y la de Cubla y el Masijo, paralela a la anterior y que al Norte de la Rambla del Carbonero se desdobra y complica llegando a conectarse con la falla de Teruel.

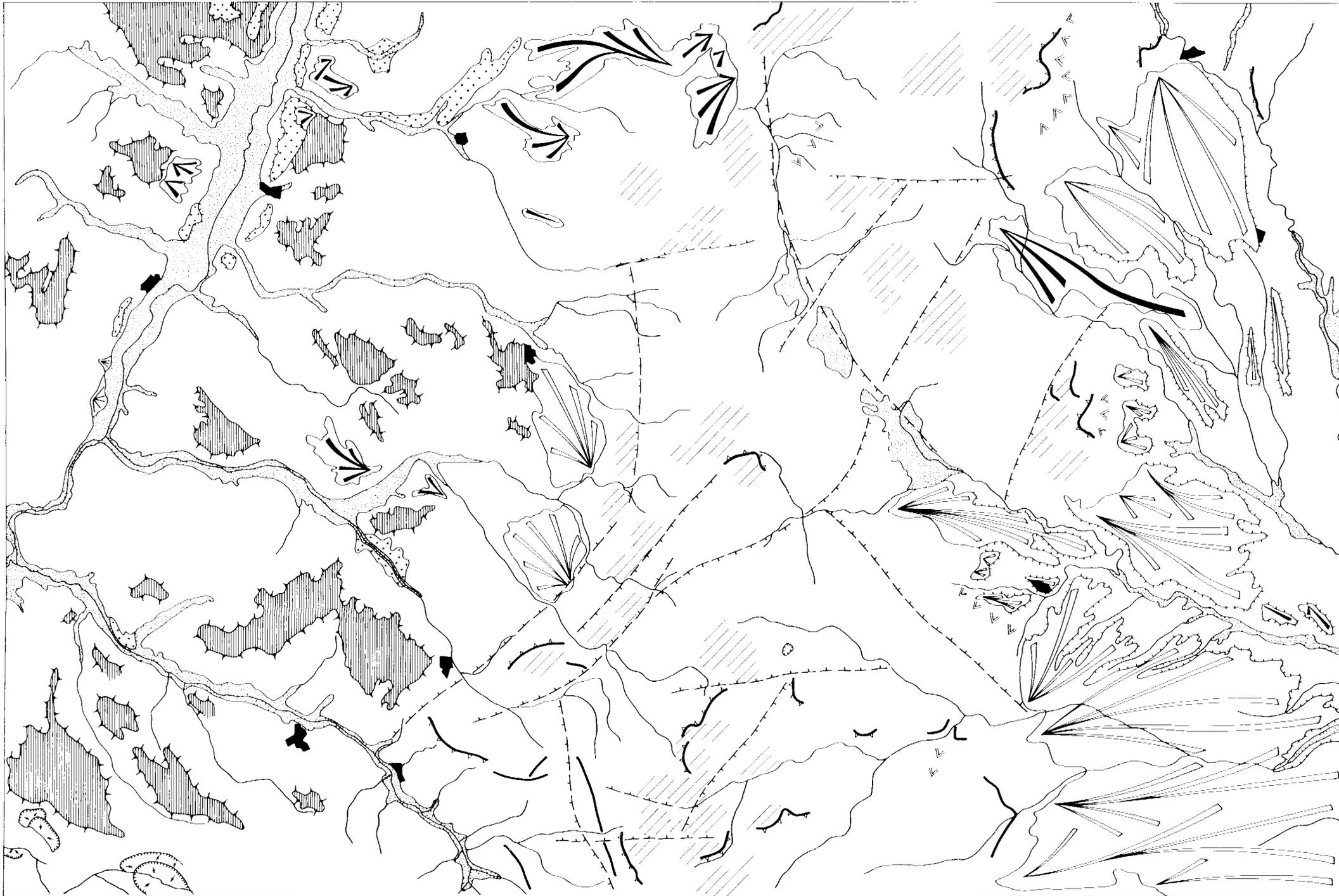
### 3 GEOMORFOLOGIA

En la hoja de La Puebla de Valverde pueden distinguirse dos dominios geomorfológicos claramente diferenciables. El primero está constituido por la zona de afloramientos mesozoicos, correspondiendo el segundo al ámbito de los materiales neógenos.

En el primero de ellos se reconoce una morfología bastante alomada en la que no destacan formas estructurales expresivas. Se han diferenciado *líneas de capa dura*, así como zonas de *cuestas y hog-backs* que, frecuentemente, presentan en su reverso *chevrons*.

De forma discontinua y en diversos puntos del área de afloramientos mesozoicos se reconoce una *superficie de erosión* que en muchos casos aparece degradada; esta superficie es observable regionalmente alcanzando, en otras zonas, un gran desarrollo y continuidad. La edad de la misma es difícil de precisar, pero por comparación con otras áreas y en base a estudios realizados en zonas próximas permite indicar una edad pliocena para la misma. En el ámbito de la hoja se localizan una serie de *fallas que deforman la superficie de erosión* que no presentan una dirección dominante y que compartimentan la superficie, basculándola en algunos casos.

Con posterioridad a la generación de esta superficie de erosión tiene lugar una importante fase de karstificación, no muy desarrollada en el ámbito de esta hoja, pero reconocible, sin embargo, por la existencia de algunas dolinas. La edad de esta fase principal de karstificación la consideran GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1979) como del Plioceno superior en base a dataciones paleontológicas.



### LEYENDA

#### MODELADOS ESTRUCTURALES

- Cuestas y hog-backs
- Chevrans
- Linea de capa dura
- Relieves tabulares (gradas, mesas)

#### SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosión sobre Mesozoico (fundamentalmente Pliocena)
- Fallas que deforman la superficie de erosión

#### MODELADOS DEPOSICIONALES

- Glacia Villanyense
- Glacis
- Terrazas fluviales
- Valles de fondo plano. Terrazas bajas y/o llanura de inundación
- Conos de deyección

#### RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas, hoces con depósitos de grezes luteas

#### VERTIENTES

- Deslizamientos rotacionales

#### FORMAS KARSTICAS

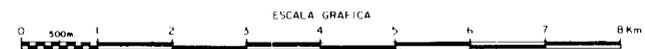
- Dolinas

#### ESCARPES

- Escarpe en relieves tabulares
- Escarpe en terrazas y glacis

#### MODELADO ANTROPICO

- Núcleos urbanos



Es notable en este dominio la existencia de una extensa regularización de vertientes, que no se ha cartografiado debido a la generalización de la misma. Sin embargo, en las zonas en que los materiales son de elevada resistencia o bien presentan un diaclasado amplio las vertientes son de tipo desnudo.

La red fluvial principal en este dominio mesozoico está constituida fundamentalmente por barrancos de incisión lineal que, en ocasiones, es particularmente importante, dando lugar a la existencia de *gargantas*.

Los materiales neógenos se localizan a ambos lados del dominio mesozoico descrito anteriormente y presentan una morfología de relieves suavemente alomados en los que destacan típicos relieves tabulares que, en ocasiones, presentan *escarpes* de borde modelados en *mesas* acompañados de *gradas* en las vertientes, que son producto del resultado de la erosión diferencial sobre materiales de diferente resistencia, en este caso calizas y materiales detríticos más o menos finos.

Al igual que en el dominio mesozoico existe una regularización de vertientes apreciándose, en ocasiones, deslizamientos rotacionales, y la red fluvial que, en las zonas de cabecera, es fundamentalmente de incisión lineal, evoluciona en las zonas bajas de los cursos principales a *valles de fondo plano*.

Hay que resaltar en este dominio la existencia de abundantes morfologías de *glacis* que presentan a veces *escarpes* en sus bordes habiéndose distinguido dos niveles, uno más antiguo de edad Villanyense y otros más modernos cuya datación es imprecisa pero que, en cualquier caso, debe situarse en el Pleistoceno. Se trata de glacis por derrame de potencia variable pero que, en el caso del más antiguo, puede alcanzar los 5 m de potencia.

Aunque ya han sido señaladas las características de la red fluvial de la hoja conviene señalar que la arteria principal está constituida por el río Turia que, con dirección aproximada N-S transcurre por la zona occidental de la hoja, desarrollando una llanura aluvial que puede alcanzar 1 Km de extensión. Tanto en este cauce como en el de los principales afluentes se han localizado niveles de *terrazas*, así como conos de deyección de reducida extensión. Las fases de incisión lineal más recientes evacúan parte de los materiales de las vertientes dando lugar a extensas áreas de cárcavas que no han sido cartografiadas.

Lógicamente las diferentes formas existentes en la hoja responden a la acción de un conjunto de procesos que se suceden en el tiempo y dejan impresa su acción sobre el modelado. Establecer una historia geomorfológica para esta hoja no es fácil si únicamente se tiene en cuenta la extensión de la misma, por ello acudiremos a los conocimientos y experiencias geomorfoló-

gicas regionales.

Con posterioridad a la generación de la superficie de erosión pliocena tuvo lugar una importante etapa tectónica en la que se produjo la deformación de esta superficie y la generación de la fosa del Jiloca en la zona situada al NO y la reactivación de la de Alfambra-Teruel. Esto trajo como consecuencia la aparición de áreas elevadas y deprimidas. Después de esta etapa tectónica se produce una karstificación importante en los materiales carbonatados de la región.

Las áreas elevadas generadas como consecuencia de la anterior etapa tectónica fueron sometidas a erosión depositando los productos en las depresiones en forma de glacis continuos.

Las etapas climáticas que tuvieron lugar en el curso del Cuaternario motivaron la acción, para las épocas frías, de la crioclastia que tapizó junto con la movilización en vertiente las laderas del área imprimiendo una extensa regularización a las vertientes. Acompañando a la misma se desarrollaron valles de fondo plano con concavidad de enlace con las vertientes que alimentaban a los mismos. Posteriormente las circunstancias climáticas se modificaron y la red varió su funcionalidad hacia una incisión lineal muy generalizada.

De cara a una planificación territorial es interesante señalar qué procesos son activos en la actualidad. Por un lado destaca las constantes reactivaciones tectónicas que han tenido lugar durante el Cuaternario que hay que tener muy presentes de cara a la instalación de grandes obras de ingeniería civil. Otro proceso de actividad acelerada es el arramblamiento e intensa erosión en cárcavas existentes en algunas partes del área estudiada.

#### **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).

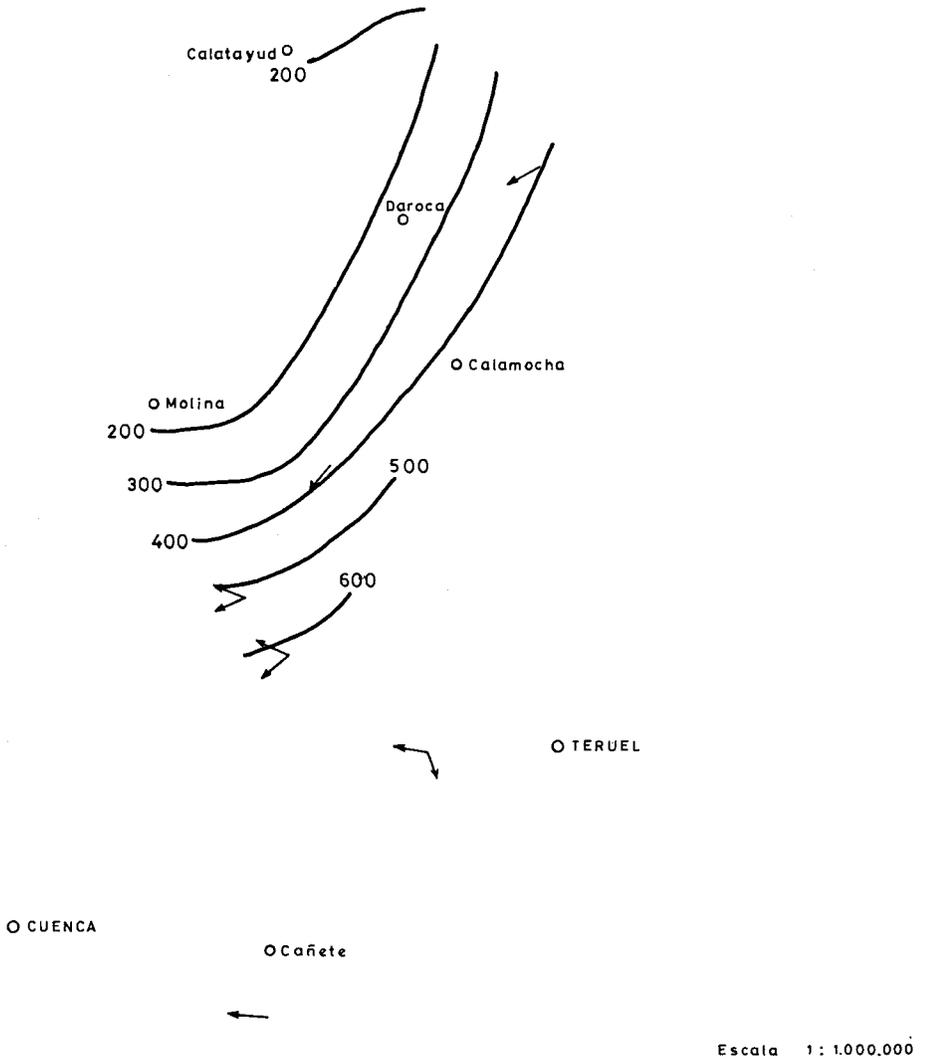


Fig. 3.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

Los afloramientos ordovícico-silúricos se limitan a las Hojas de Sta. Eulalia (S<sup>a</sup> 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 ashgillense, 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 Llandoveryense. 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 pueden diferenciar ámbitos paleogeográficos distintos en la zona de estudio, que únicamente abarca una pequeña parte de la cuenca sedimentaria.

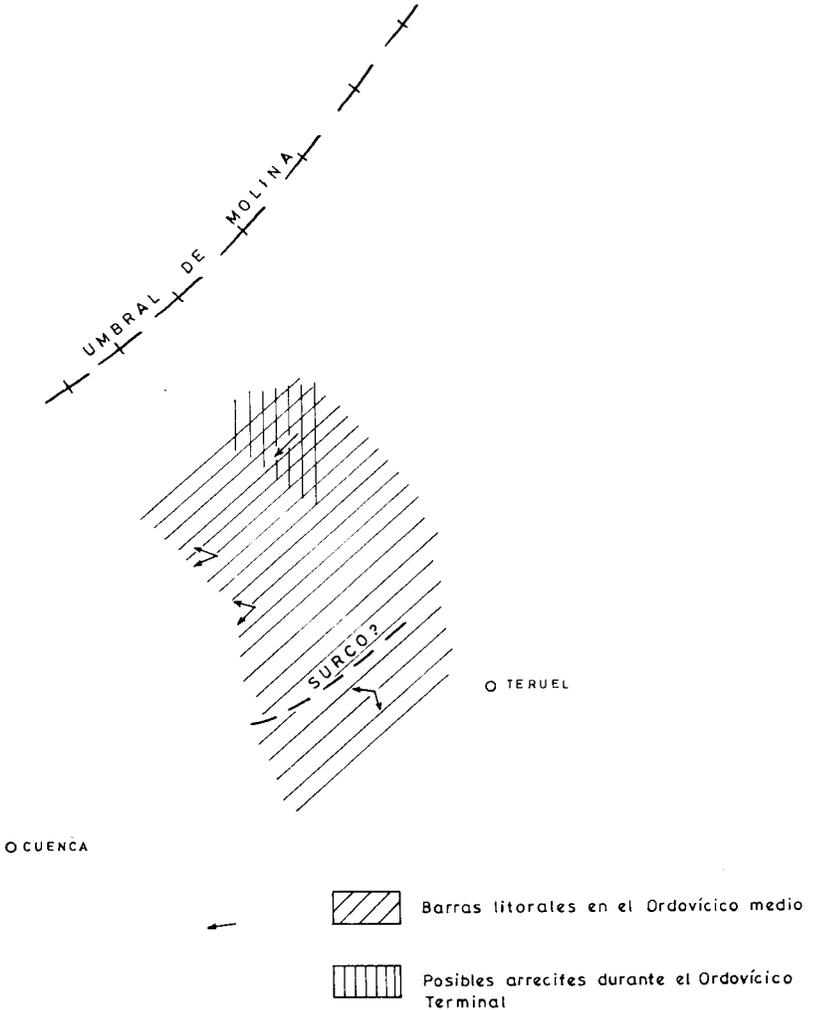
De acuerdo con las paleocorrientes el área de erosión quedaría al NE de la zona, y el mar profundo al SO, sin que se pueda estimar a qué distancia. En este sentido el "Macizo del Ebro" de CARLS no puede ser confirmado como área fuente, puesto que desconocemos si se encuentra a 100 o a 1.000 km de distancia.

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. 3).

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. 4).

Durante el Silúrico más inferior se observa la misma tendencia de

O ZARAGOZA



Escala 1:1.000.000

Fig. 4.— Esquema paleogeográfico.

aumento de espesores y direcciones de corriente que la indicada para el Ordovícico medio superior (fig. 5).

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.

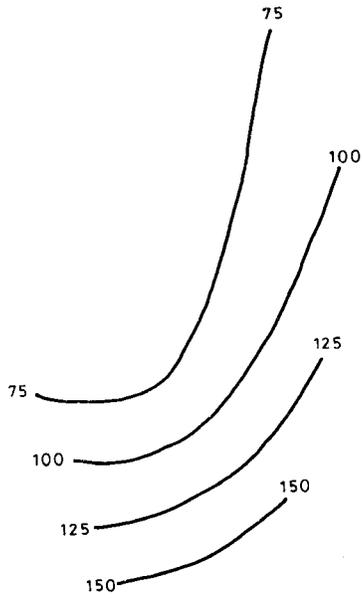
Tal y como se ha indicado en el capítulo de Tectónica regional (2.1) a partir del Pérmico y hasta facies del Jurásico el Sistema Ibérico evoluciona según un esquema de tipo aulacógeno.

El inicio de la sedimentación del Permotrás y Facies Buntsandstein es correlativa 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 Tremedal (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. 6).

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 del surco de Castellar de la Muela-Cerro de San Cristóbal 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.

○ ZARAGOZA



○ TERUEL

○ CUENCA

Fig. 5.— Ciclo III. Mapa de Isopacas.

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 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).

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.

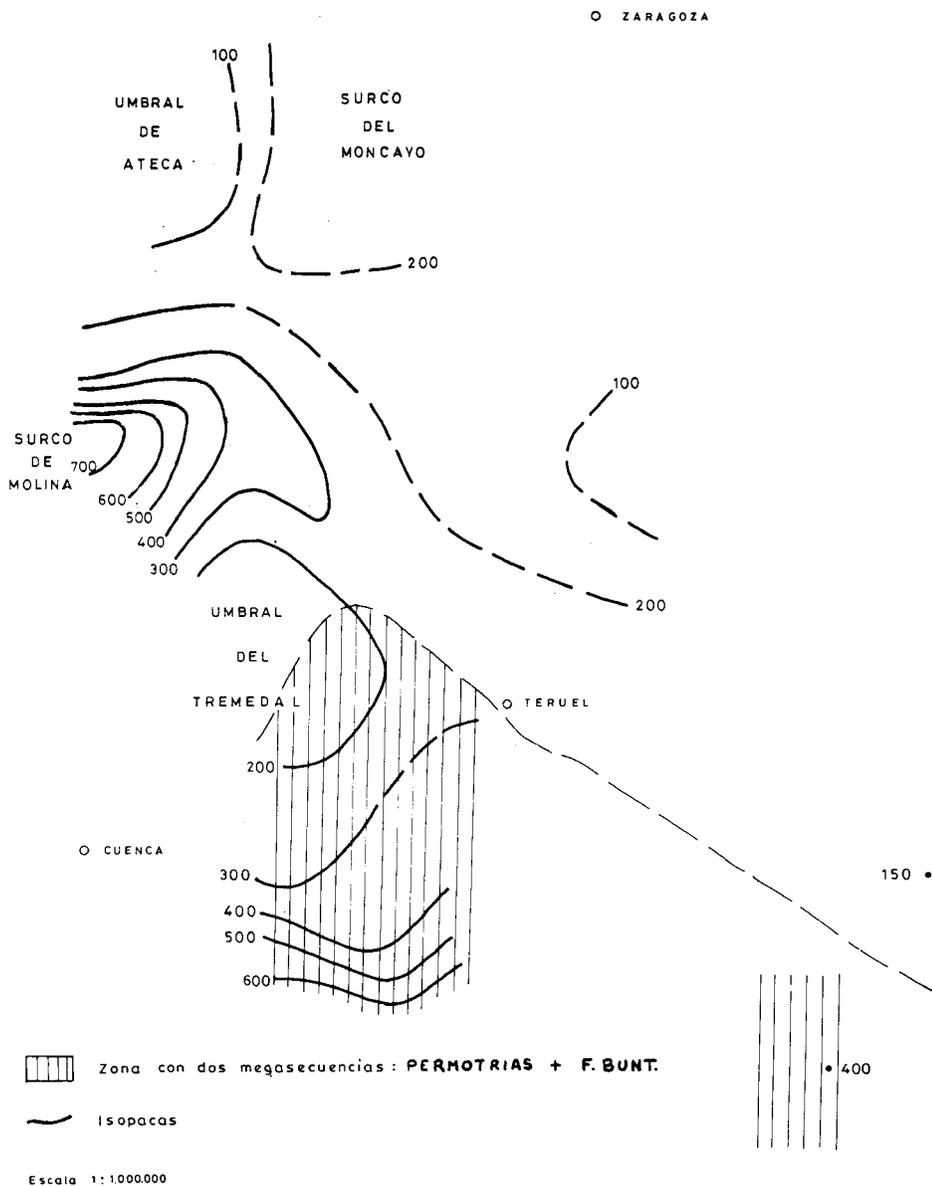


Fig. 6.— Mapa paleogeográfico.

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 tardihercénicas, 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) (fig. 7).

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 movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y África, 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 que 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 (Seranía de Cuenca). Se distinguen dos cuencas principales, la del Maestrazgo Central con facies marinas en el centro y la de Cuenca-Requena esencial-

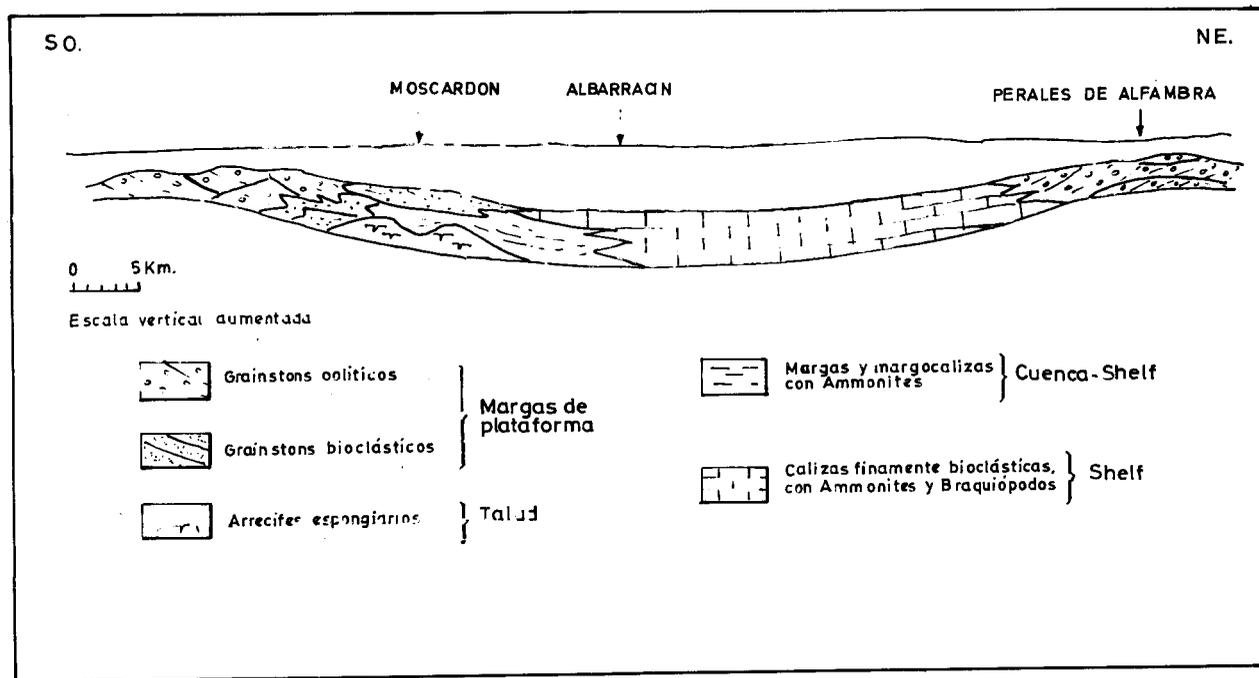


Fig. 7.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathonense.

mente continental, separadas por un umbral de orientación NO-SE en la zona de Teruel (figs. 8 y 9).

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 Fuentes-palda, que hacia el S pasan a facies fluviolacustres. 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, probablemente 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. 10) 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.

El aporte del sedimento era en general NE-SO, a lo largo de una extensa llanura fluvial o fluvio-deltaica, a la cual afluían aportes laterales procedentes de las zonas de umbral (fig. 11).

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 (Umbral de Utrillas). Al Este de dicha zona se encuentra una región que registra episodios car-

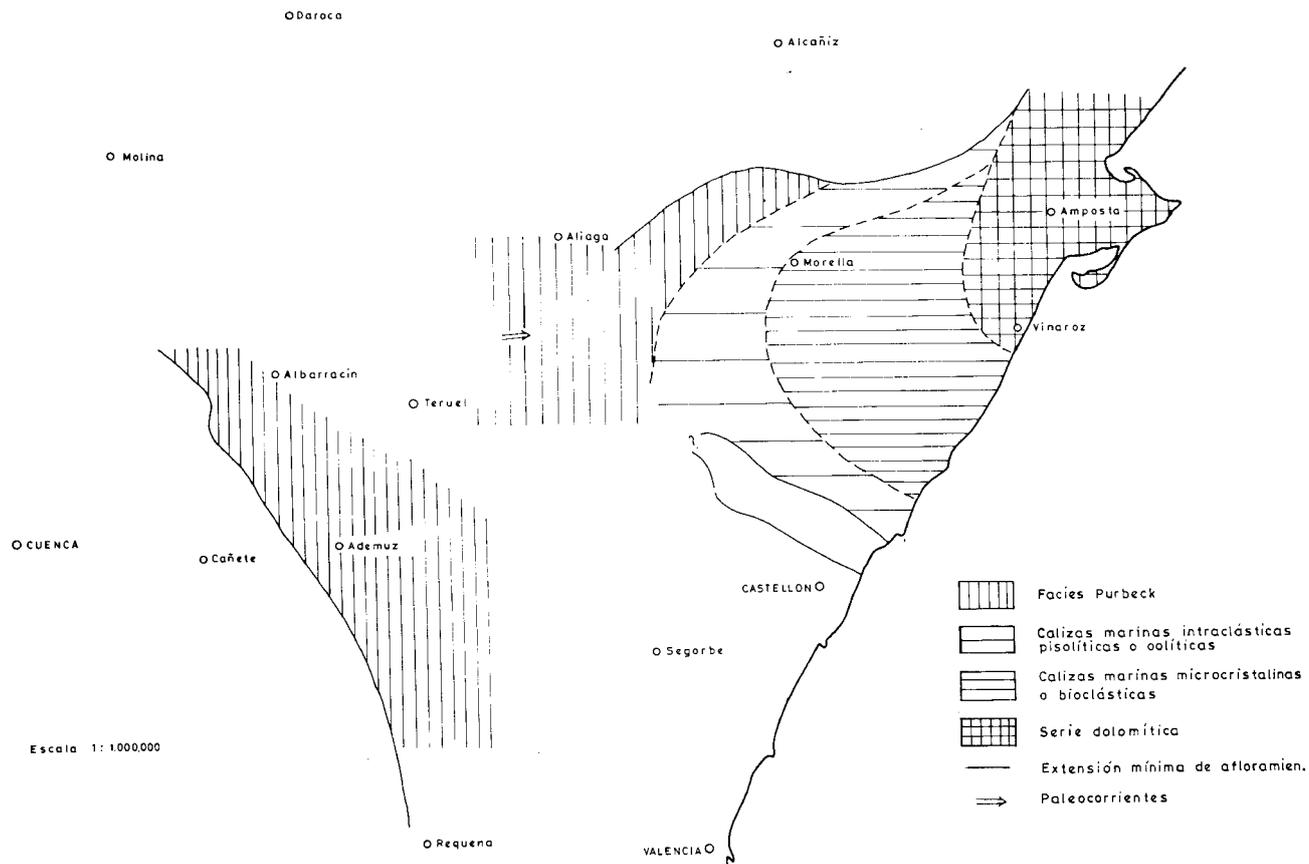


Fig. 8.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandien.-Cretac. Basal.  
 Datos de VIALLARD, CANEROT y propios.

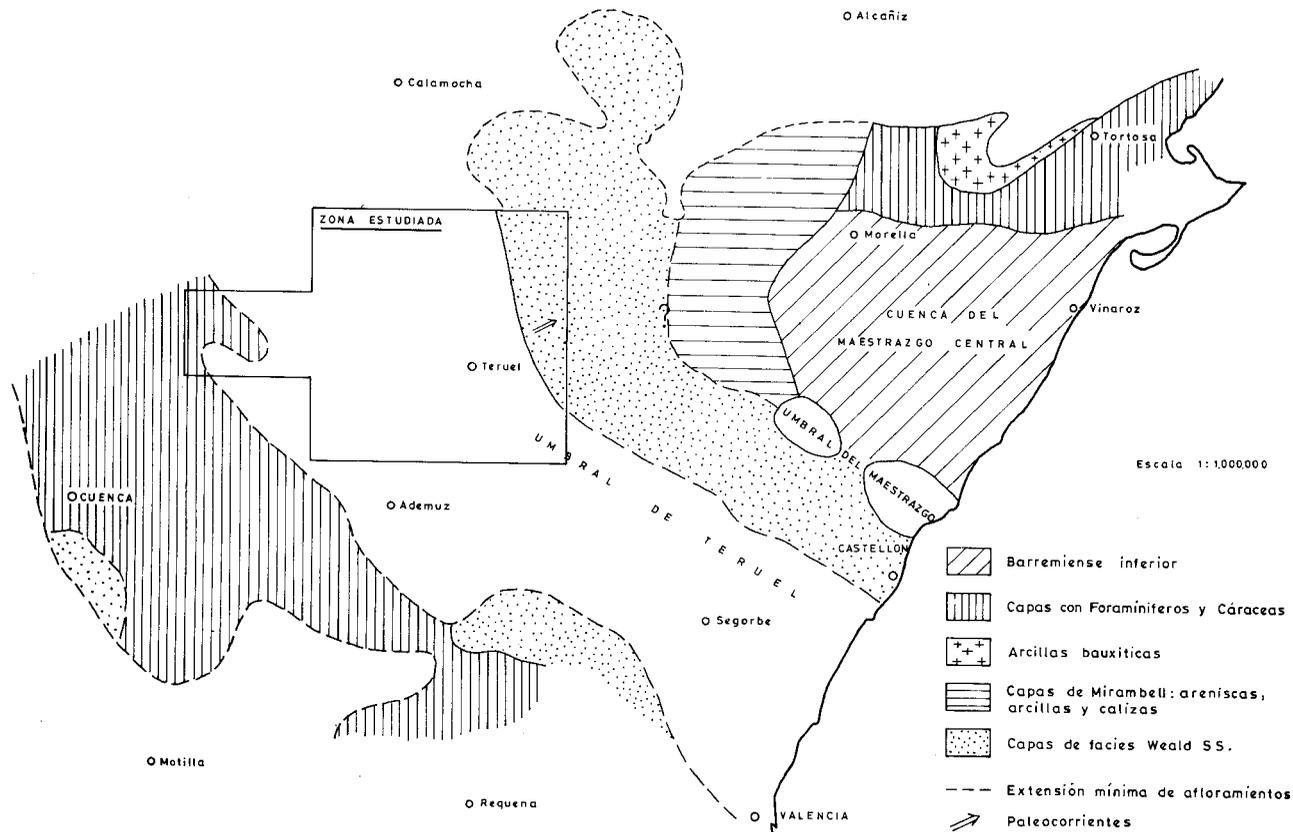


Fig. 9.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Inferior. Según CANEROT (1975), VIALARD (1972), modificado.

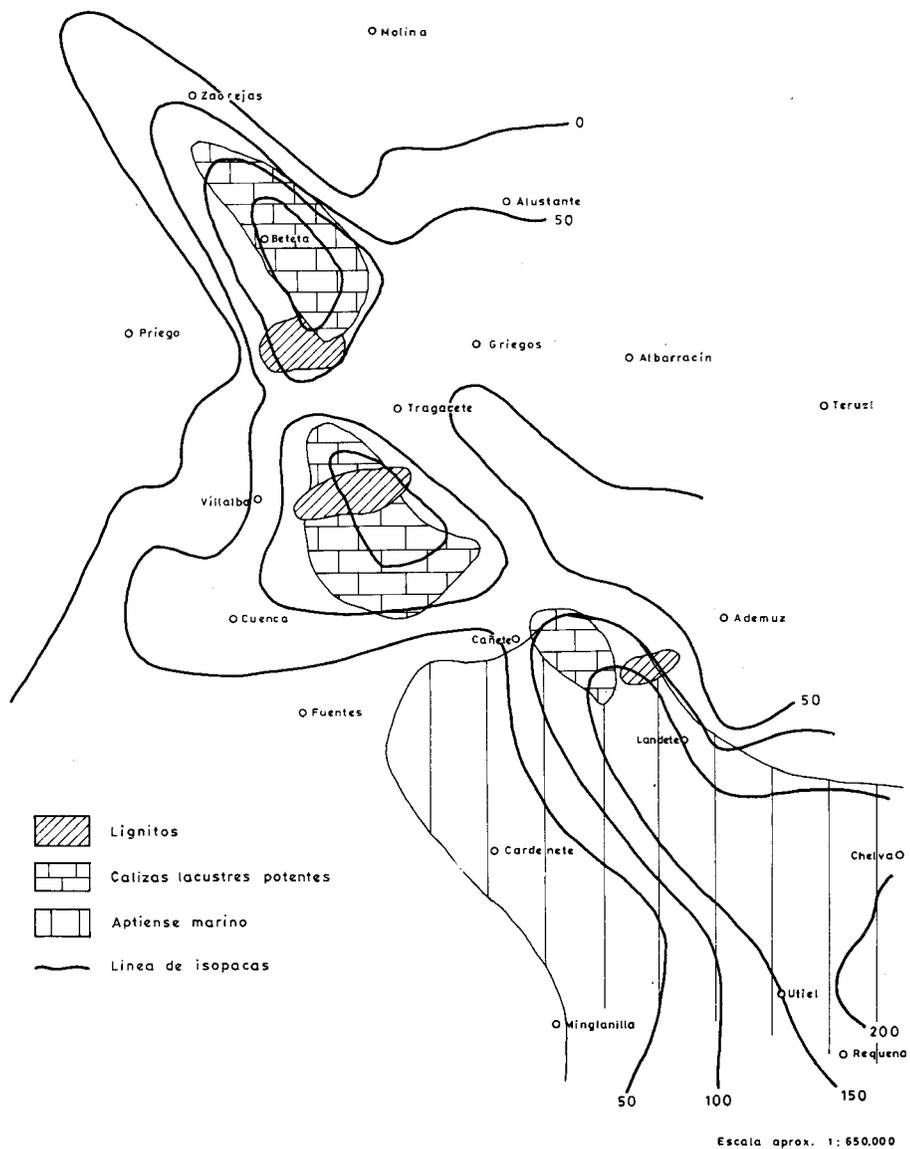


Fig. 10.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales (MELENDEZ et al 1974).

bonosos 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. 12) 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 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), *lagoon-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

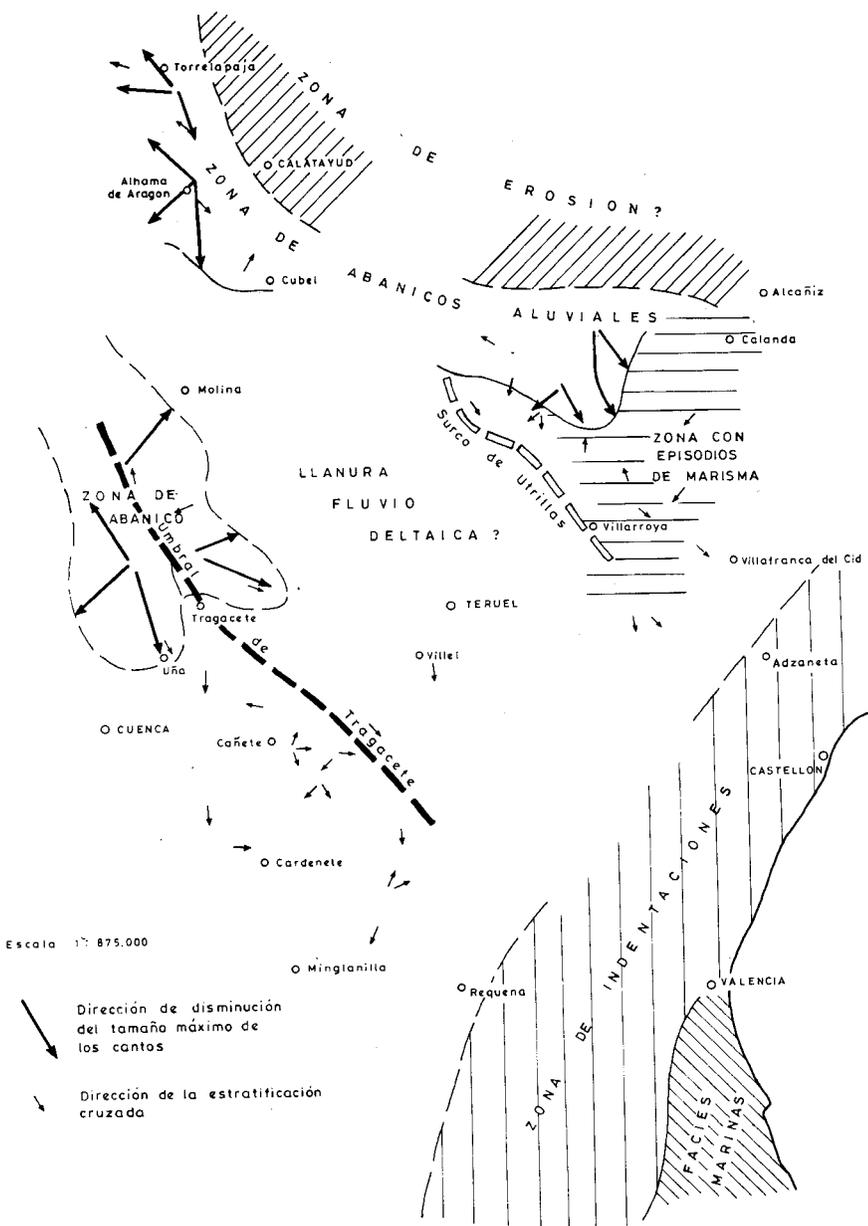


Fig. 11.— Mapa paleogeográfico durante el Albiense. Basado en datos de SAEF-TEL (1961).

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 intramontañosas 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 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.

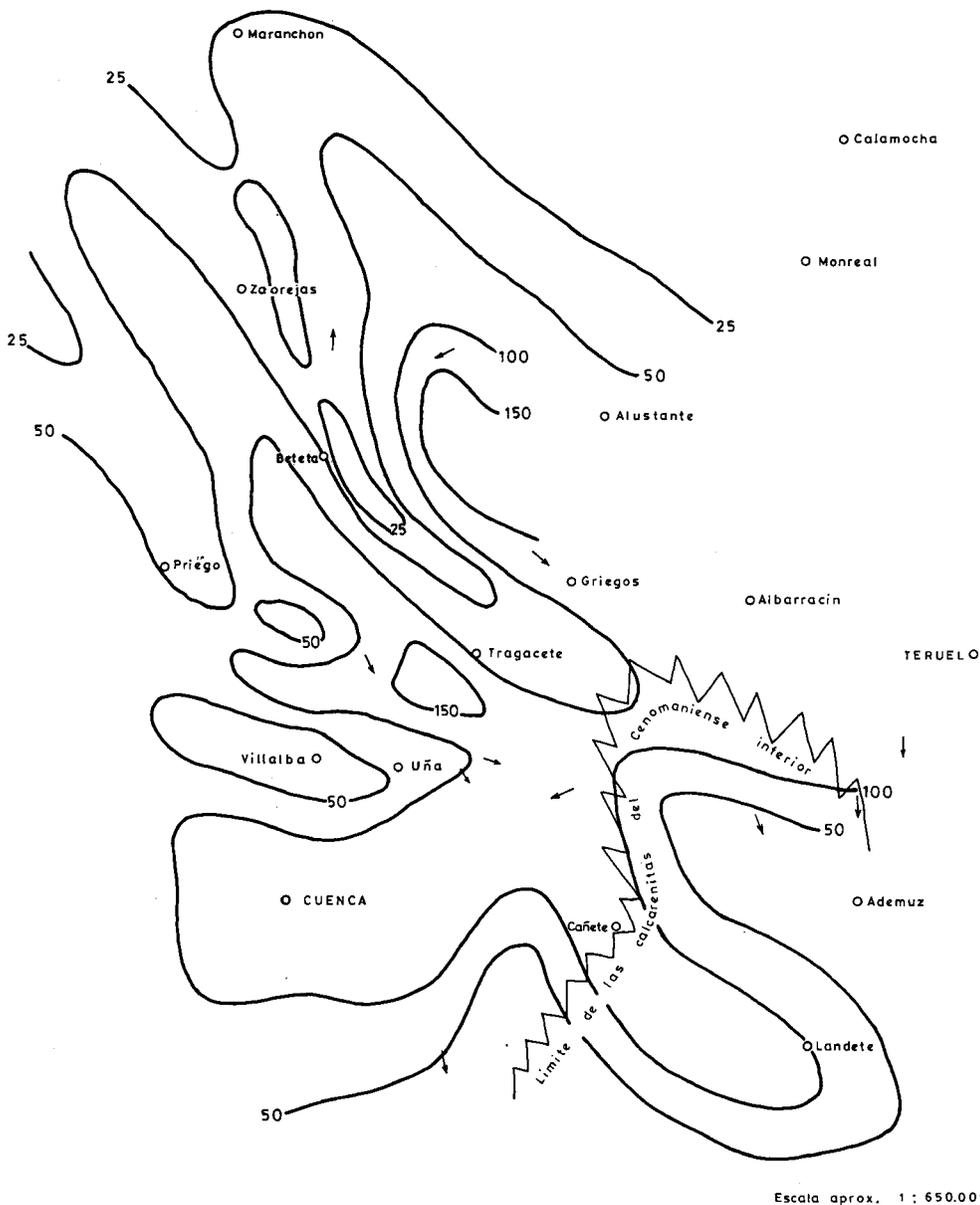


Fig. 12.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

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 Ateniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima semiárido 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 Mioceno 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 colmataron 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 Plioceno 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 Plioceno superior-Holoceno.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

Esta hoja presenta escaso interés minero. Las únicas explotaciones llevadas a cabo se sitúan en las proximidades del pueblo de Villel, junto al Alto de los Pinos, donde existen explotaciones a cielo abierto de caolín, actualmente abandonadas, pese a que en este sector las reservas pueden ser abundantes.

Hay constancia también, de indicios de óxidos de magnesio en el Jurásico del S de Valacloche, en el Cerro de los Rechones, y al E de Cobla, aunque se ignoran datos de reservas y permanecen inexploradas estas concesiones.

Las rocas industriales tampoco han sufrido en esta hoja una explotación intensa y actualmente la mayoría de las canteras están paralizadas. Las canteras que explotaban las calizas del Malm, en el Puerto de Escandón, pese a las reservas considerables, no se trabajan en la actualidad.

La única cantera de calizas activa, enclavada en el Mioceno, se encuentra en el ángulo NW de la hoja, a 1 Km al O de la Muela de Teruel, en la Rambla de Baraduna. El material se utiliza para áridos, y la producción anual se cifra en el orden de las 100.000 Tm.

Otros materiales que han sido objeto de explotación son los depósitos pliocuaternarios y los aluviales de las ramblas, fundamentalmente al N del Puerto de Escandón y junto al barranco de la Roza y S de la Puebla de Valverde, a 1 km del pueblo.

### 5.2 HIDROGEOLOGIA

Los materiales jurásicos de las Formaciones Carniolas de Cortes del Tajuña, calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, calizas tableadas

de la Fm. Carbonatada de Chelva y calizas con oncolitos de Higuieruelas presentan una excelente permeabilidad por fracturación y karstificación. Los acuíferos en ellos contenidos se recargan en extensas zonas del centro de la hoja fundamentalmente por nivación, estando interconectados por la intensa fracturación existente. La captación de los mismos, bajo los recubrimientos terciarios, aunque problemática, podría suministrar caudales importantes.

En el Terciario continental existen acuíferos en relación con las facies detríticas que se recargan en los bordes de las cuencas en donde las facies son más groseras.

## 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.
- AGUIRRE, 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-herci-niens 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 Albarracin. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1. pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— "Données nouvelles sur l'Ap-tien 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 VIALLARD, 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'Albarracín "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'epandages terrigènes Albo-Cénom-

- niens". *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 Escorial (Teruel). *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, núm. 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J. y GOY, A. (1978).— El Pliensbachiense 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 Pohlrig 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 VILLENA, 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 Espongiarios 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 Gerölltongschiefer. *Unveröffentlichtes Manuskript, Heilderberg.* 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 Villel (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, JL. (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.
- MELLENDEZ, 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.
- MELLENDEZ 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 formaciones 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'Albarracín (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 Albarracín. *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 Geología Práctica, Teruel. Memoria*, pp. 44-66, 2 figs.
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R. (1933).— Die Entwicklung der Keltiberischen ketten. *Beitr. zur Geol. Westl. Mediterraengebiete. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. kl. 3 Folge*, H.7, 118 pp. Berlin.
- SACHER, S. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Norwestlichen Hesperischen 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 Trías en Vilhel (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 VIALLARD, 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.
- TRURNIT, P. (1964).— Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische ketten (Spanien). *N. JB. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11 pp. 641-651.
- TRURNIT, P. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische ketten, Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115. pp. 679-681.
- TRURNIT, P. (1967).— Paläozoikum und mesozoischer kahmen im se-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paäeontol.* 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 Paleological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALLARD, 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.
- VIALLARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogènes de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans una tectonique polyphasée".
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogènes Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289. pp. 65-68.
- VIALLARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Mo-

- yen duplissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V.1. pp. 1-9.
- VILLENNA, 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.
- VILLENNA, 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.
- VILLENNA, J. (1980).— "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". (En prensa in HAMMAND, Geol. Soc. Am. Bull.).
- VILLENNA, 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 Ordovicium Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu. Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carnioles 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.