



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



IGME

567

27-22

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TERUEL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TERUEL

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

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

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

Sedimentología detríticos del Mosozoico: 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.).

Cartografía previa de Mosozoico y Terciario: L. Jerez Mir (ENADIMSA).

Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

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

Macropaleontología Terciario: M.T. Alberdi (C.S.I.C.).

Sedimentología carbonatos Mesozoico: J. Giner (Univ. Barcelona).

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

Laboratorios: C.G.S. y Estratigrafía de 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. 28.465 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-213-7

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

INTRODUCCION

La hoja de Teruel se encuentra situada en la Cordillera Ibérica y administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia del mismo nombre.

Topográficamente, se caracteriza por un relieve medio, con cotas de 1.200 metros, dividido en dos por el cauce del río Alfambra, con cotas más bajas y una franja de relieve alto, al Este de la hoja, con cotas máximas de 1.758 m en el Alto de Castelfrío y 1.641 m en Cabezo Alto.

Los únicos cursos fluviales permanentes son el río Alfambra y el Guadavivar. El primero atraviesa la hoja de N a S y uniéndose ambos a la altura de la ciudad de Teruel, para formar un solo cauce que toma el nombre de río Turia.

La densidad de población es baja (Teruel es la provincia de menor población absoluta y relativa de España) destacando como principal núcleo urbano Teruel, capital de la provincia del mismo nombre, que con un crecimiento lento pero regular ha pasado de 10.000 habitantes en 1900 a 19.726 en 1960 y a 20.900 habitantes en 1980.

En esta provincia se aprovecha sólo un 24% del suelo para la agricultura y dedicándose la mayor parte a pastos, por lo que la ganadería lanar alcanza gran importancia. Un 10% 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 (al 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 (Dirección 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 (Dirección Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados, entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientadas según la directriz Ibérica y la NNE-SSO, y que dividen 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 (CAPOTE et al. 1982).

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 completado 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-tamizado de grandes masas de sedimentos.

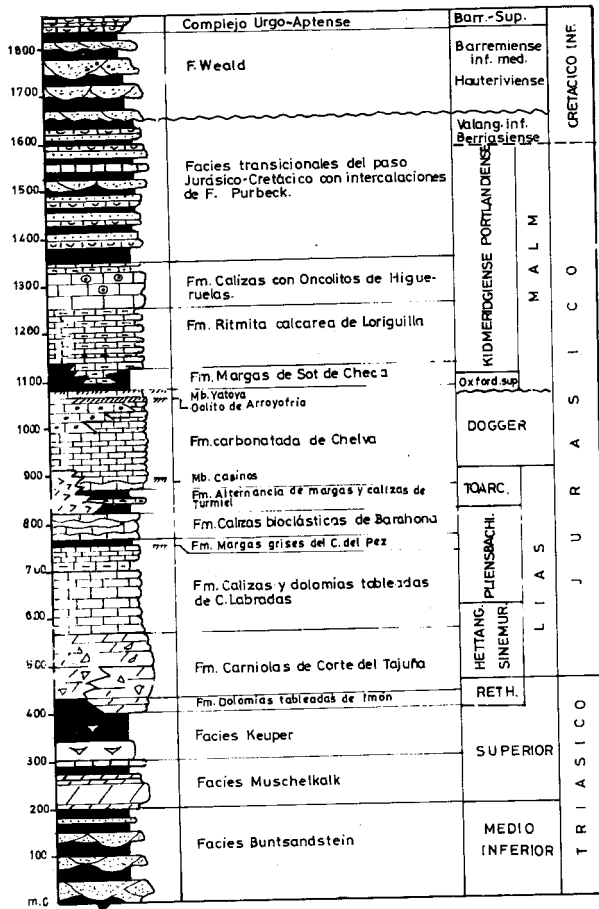
Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de características generales a escala 1:50.000 del que se incluye en la presente memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Teruel afloran sedimentos pertenecientes al Triásico, Jurásico, Cretácico (inferior), Paleógeno y Neógeno (figs. 1 y 2).

1.1 TRIASICO

No existen trabajos detallados sobre el Triásico de la hoja de Teruel. So-



LEYENDA

- | | | | |
|--|---------------------|--|--------------------------------|
| | Yesos | | Calizas arcillosas |
| | Dolomías | | Lutitas o margas |
| | Brechas calcáreas | | Areniscas |
| | Carniolas | | Sup. ferruginosa o conc. fauna |
| | Calizas | | Ostreidos |
| | Calizas oncolíticas | | Discordancia |
| | Calcarenitas | | Vulcanitas |

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

Sobre zonas próximas de la Cordillera destacan los trabajos de RIBA (1959), en la Sierra de Albarracín, VILLENA (1971), en la zona de El Pobo-Molina de Aragón. GARRIDO y VILLENA (1977) realizan una síntesis del Trásico Ibérico. RAMOS (1979), estudia el Pérmico, Buntsandstein y Muschelkalk inferior en el área de Molina. HINKELBEIN (1969) estudia el Muschelkalk de la Sierra de Albarracín.

El Triásico de la hoja de Teruel se presenta en Facies Germánica.

1.1.1 Areniscas, limolitas y arcillas (1). Facies Buntsandstein

Afloran en dos extensas áreas anticlinales situadas al Oeste en el Alto de Castelfrío y en el Frontón (Carretera de Teruel a Cedrillas), así como en el borde occidental de la hoja. Se encuentra normalmente cubierto en vertientes afectadas por procesos periglaciares.

Ha sido estudiado en la sección de Peña Parda en la que afloran 230 metros sin que se llegue a la base, encontrándose el techo cubierto (30 m) y en contacto mecánico con materiales del Lías inferior.

De techo a muro se han distinguido: 85 metros (cubiertos a techo) predominantemente de arcillas rojas con niveles de areniscas de 0,2 a 2 metros de potencia, de colores claros y 145 metros de alternancia de areniscas rojas y claras con niveles de lutitas rojas con intercalaciones delgadas de areniscas en ritmos arenisca/lutita de 5 a 20 metros de espesor.

En general son arcosas de grano medio a fino e incluso limolíticas, de grano predominantemente subanguloso de cuarzo (40-55%), feldespato potásico (15-30%), más o menos alterado, biotita muy oxidada y moscovita, llegando en algún nivel al 10%, y fragmentos de rocas volcánicas y pizarrosas. Todos estos granos están cementados por matriz sericítica (10%-25%) e impregnada de óxidos de Fe. Como accesorios destacan el circón, turmalina, rutilo y apatito. Puede haber cemento ferruginoso en algunas muestras.

En niveles más superiores, las areniscas tienen base ligeramente canaliforme o plana y presentan estratificación cruzada y *ripple marks*. Hacia el techo con niveles planares muy continuos y poco potentes y aparece estratificación ondulada, *flaser* y lenticular. Hay niveles dolomíticos y encostramientos ferruginosos. Representan las facies más distales del Bunt en relación con llanuras mareales.

En el tramo inferior de la sección de Peña Parda se observan secuencias granodecrecientes arena/arcilla. El término arenoso tiene espesores entre 1 y 10 m y presenta base erosiva con cantos blandos y a veces restos vegetales, estratificación cruzada tabular o en surco, estratificación paralela, a veces deformación hidrolástica, cicatrices erosivas y estratificación cruzada de

pequeña escala. Las lutitas son masivas y suelen estar bioturbadas y presentar delgados niveles de areniscas de *ripples*, contienen niveles de nódulos carbonatados o suelos calcimorfos que posiblemente constituyen el techo de una secuencia completa. Se interpretan como depósitos correspondientes a ríos *braided* distales y llanuras aluviales.

Regionalmente la base de la unidad es fuertemente diacrónica entre el Pérmico superior y Triásico inferior, situándose el límite superior en el Anisiense o Tadiniense superior (HINKELBEIN, 1969, RAMOS 1979, IGME 1980).

1.1.2 Dolomías, calizas dolomíticas y margas a techo (2). Facies Muschelkalk

Aflora en la zona central y centro-oriental de la hoja (Masía de la Atalaya) dando lugar a franjas de dirección próxima a la Norte-Sur y en las estribaciones de Sierra Palomera al Oeste. Origina relieves estructurales frecuentemente de tipo cuestras.

Está constituido por una potente serie de dolomías, estratificadas en bancos hacia la base, dolomías tableadas y alternancia de calizas dolomíticas, calizas y margas hojosas grises en el techo. Su espesor total es del orden de los 100 metros. Normalmente son dolomías y microdolomías fuertemente recristalizadas y biomicritas más o menos dolomitizadas.

En la hoja no se han efectuado observaciones que permitan una precisa atribución de ambiente sedimentario. Regionalmente estos materiales se han depositado en una plataforma somera, reconociéndose facies de barras submareales con estratificación cruzada en las dolomías inferiores, facies intermareales con laminación de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación y facies intermareales altas e incluso supramareales a techo.

La edad de la unidad se atribuye al Ladiniense y Carniense (HINKELBEIN, 1969), en virtud de las faunas encontradas en Royuela (Sierra de Albarracín).

1.1.3 Arcillas y margas variladas, yesos (3). Facies Keuper

Sus principales afloramientos se sitúan en los alrededores de Teruel y Masía de la Atalaya. Se encuentra normalmente bastante recubierto por derrubios de ladera. Frecuentemente está laminado tectónicamente (Peña Parda), poniéndose directamente en contacto la Facies Buntsandstein y el Lías inferior.

Está constituida por arcillas y margas de variada coloración, grises, ne-

gruzcas, 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.

1.2 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

Los trabajos más interesantes sobre los materiales de esta edad en la hoja de Teruel y zonas próximas son los de RIBA (1959), GAUTIER (1967, 1968), FELGUEROSO Y RAMIREZ (1971) GOY et al. (1976), GOMEZ et al. (1979), GINER (1980) y MELENDEZ et al. (1980).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al. (*op.cit.*) se han definido las diferentes unidades litoestratigráficas del Jurásico en un amplio sector del Sistema Ibérico, las cuales convenientemente agrupadas dan lugar a las unidades cartográficas distinguidas en la hoja.

Los principales afloramientos se sitúan en la zona, centro-oriental de la hoja y estribaciones meridionales de Sierra Palomera al Oeste. Ha sido estudiado en las columnas de Castelfrío y Cedrillas ya descritas por FELGUEROSO y RAMIREZ (1971).

1.2.1 Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Carniolas y brechas. Dolomías tableadas en la base (4). Rethiense-Hettangiense y Sinemuriense inferior medio

Dado el carácter fuertemente mecanizado del contacto con el Keuper o con el Buntsandstein (por laminación total del primero y del Muschelkalk), faltan en superficie los términos inferiores de dolomías tableadas de Imón, estando representados tan sólo términos correspondientes a la parte alta de la Fm. Carniolas. Sin embargo no puede descartarse la posibilidad de que existan en profundidad razón por la cual se describen en este epígrafe.

La Fm. Dolomías tableadas de Imón en la vecina hoja de la Puebla de Valverde está constituida por 30-35 metros de dolomías recristalizadas tableadas con niveles de dolomías vacuolares en la base.

La Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña viene definida por dos miembros que regionalmente se presentan en cambio lateral: "Carniolas" constituidas por dolomías vacuolares masivas de aspecto brechoide de colores amari-

lentos y rojizos y "Brechas" calcáreo dolomíticas masivas. El espesor aflorante no sobrepasa los 80 metros.

Los niveles superiores en tránsito a la Fm. de Cuevas Labradas, presentan una textura muy fina, pequeños cristales de dolomita (10-20 μ) "flotando" en una masa de calcita poikilotópica. En conjunto la textura es brechiforme. Existen también micritas con recristalizaciones en forma de "nódulos" aislados o agregados (0,5-1 mm) con trazas de ostrácodos.

Las carniolas se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino que han sufrido procesos de disolución de anhidritas y transformaciones diagenéticas de gran importancia. GINER (1980) sugiere un origen para estos términos 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 lugar a colapsobrechas o a auténticas brechas sedimentarias.

La unidad es totalmente azoica. Se supone que el límite Rethiense-Hettangiense debe situarse hacia la base de la Fm. Carniolas.

1.2.2 Fm. Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (5). Sinemu-riense superior-Pliensbachiense (Carixiense)

En la columna de Castelfrío se han distinguido de muro a techo 56 metros con predominio de calizas microcristalinas (*mudstones*) gris oscuras tableadas y en bancos y 64 metros de calizas (*mudstones-wackstones*) y calcarenitas (*grainstones*) estratificadas en bancos y hacia techo más masivas. Son micritas laminadas y de cristalización fina con escasos restos de Crinoides y Ostrácodos, y calcarenitas formadas por oolitos bien desarrollados y cemento drusiforme de calcita (con cuarzo autigénico en oolitos y cemento) e intraclastos micríticos peletoides.

Por encima de los niveles más masivos en la sección de Cedrillas se reconocen 14 metros de calizas (*wackstones, wackstones-packstones, mudstones* y pasadas de *grainstones*) normalmente bioclásticas con algunos bancos con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. Dominan las micritas y biomicritas.

Siguen 26 m de calizas normalmente arcillosas (*mudstones*) en capas decimétricas, con intercalaciones de margas grises más abundantes en la parte media del tramo. Hacia la base hay pasadas de *wackstones-packstones* bioclásticos. Acumulaciones de *grainstones* bioclásticos en forma de *ripple* en las micritas e intercalaciones de calcarenitas (*grainstone-packstone*) con laminación paralela en la parte media y techo, terminando el tramo con un nivel con grandes *burrows, ripples* y cantos blandos. Dominan las biomicritas y biomicroruditas.

20 metros con predominio de calizas grises (*mudstones-wackstones*), estratificadas en capas decimétricas. Las microfacies son de biopelmicritas, con Moluscos, Crinoides y Foraminíferos. Hacia el techo aparecen niveles con estromatolitos e intraclastos oncolíticos y se reconocen ciclos formados por *wackstones* con Bivalvos en la base y base erosiva y estromatolitos a techo con láminas rotas (*flat-pebble conglomerate*).

Termina la unidad con 15 metros de calizas grises y ocreas (calcarenitas con intraclastos micríticos y bioclastos o con oolitos y micritas y biomicritas). A techo se sitúa un nivel ferruginoso con Ostreidos, Lamelibranquios y abundante bioturbación. Este nivel es muy constante en toda la Ibérica y en él finaliza la secuencia inferior del Lías.

Se interpretan en conjunto como depósitos de *lagoon*, reconociéndose en algunos niveles sedimentos correspondientes a la zona intermareal (a veces intermareal alto).

Las microfacies, dan una asociación de especies semejante a la de hojas próximas: *Pseudopfenderina* cf. *butterlini* (BRUN), *Mayncina* cf. *termieri* HOTT, *Lituosepta* aff. *recoarensis* CATI, *Lingulina* gr. *pupa* (TERQ) y *Praevidalina* sp. En las intercalaciones margosas existentes se ha reconocido: *Lingulina pupa* (TERQ), *Astacolus matutina* D'ORB, *A. radiata* (TERQ), e *Isobryocypris unispinata* APOST.

Las asociaciones citadas tanto de Lituólidos como de Lagénidos, así como el Ostrácodo mencionado en los niveles margosos son características del Sinemuriense superior y Pliensbachiense inferior (Carixiense) que es la edad asignada regionalmente a la Formación.

1.2.3 Fm. Margas grises del Cerro del Pez. Fm. Calizas bioclásticas de Bahona. Calizas bioclásticas, calizas arcillosas y margas en la base (6). Pliensbachiense (Domeriense)

La Fm. Margas Grises del Cerro del Pez tiene un espesor de 8 m en la zona oriental y 10-12 metros en la occidental. Está formada por una alternancia de margas grises y calizas algo arcillosas (*mudstones-wackstones*) y bioclásticas. Las microfacies son de biomicritas con Lagénidos, Foraminíferos, Ostrácodos.

Se presentan en ritmos de margas en la base y calizas a techo. Contienen fauna abundante y diversificada de Ammonites, Belemnites, Braquiópodos, Bivalvos, etc. Se interpretan como depósitos de *shelf-cuenca*.

En los levigados se han reconocido *Lingulina pupa* (TERQ), *Involutina liassica* (JONES) y *Procytheridea* sp. E (APOST). También se han recogido Braquiópodos: *Plesiothyris verneuili* (DESL), *Zeilleiria* (*Zeilleiria*) sp, *Lo-*

bothyris punctata (SOW) y *L. subpunctata* (DAVIDSON), que pertenecen al Domeriense inferior.

La Fm. Calizas bioclásticas de Barahona tiene un espesor de 57 metros en Cedrillas, reduciéndose hacia afloramientos de Sierra Palomera. En Cedrillas está definido por calizas bioclásticas (*packstones* y *packstones-wackstones*), de colores gris oscuro o pardo, a veces fétidas, potentes en la base y estratificadas en capas decimétricas hacia el techo con ocasionales juntas margosas. Predominan las biopelmicritas ricas en bioclastos (25-40%), ocasionalmente ferruginizadas y silicificadas.

Son frecuentemente nodulosas y lumaquélicas. Contienen nódulos de sílex en la base y abundante fauna de Braquiópodos, Belemnites, Gasterópodos y Bivalvos (a veces silicificados) y Crinoideos. Hay numerosos niveles intensamente bioturbados y superficies ferruginosas hacia la parte media.

Se interpretan como depósitos de plataforma con episodios de barras del margen de plataforma (dominantes en Sierra Palomera). Constituyen junto con la Fm. Cerro del Pez una secuencia de tipo *shoaling upward*.

En las láminas se han observado secciones de *Lenticulina*, *Lingulina*, *Ammodiscus*, *Glomospirá* y *Previdalina*. Los Braquiópodos recogidos se han clasificado como: *Spiriferina alpina falloti* CORROY, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON) y "*Rhynchonella*" *dumbletonensis* DAV. que indican una edad Domeriense superior.

1.2.4 Fm. Alternancia de margas y calizas de Turmiel. (7). Toarciense

Constituyen un tramo blando entre los resaltes morfológicos originados por las Formaciones de Barahona y Chelva. Se encuentra normalmente muy recubierta.

En la zona centro-oriental faltan los términos superiores debido a que el contacto con la Fm. Chelva suprayacente se encuentra mecanizado habiendo sido laminados gran parte de los términos superiores de la unidad.

Así en Castelfrío sólo se reconocen los primeros 10 metros. En la zona de Sierra Palomera el espesor total es de 60-80 metros. (94 metros en Aguatón, hoja 26-21. Sta. Eulalia).

Está constituida por una alternancia de margas grises y calizas arcillosas (*mudstones-wackstones*) en capas decimétricas. Los términos inferiores en la serie de Cedrillas son *wackstones-mudstones* bioclásticos gris negros alternando con calizas margosas negras. Predominan las biomicritas, con Crinoideos y Foraminíferos, a veces ferruginizados.

Contienen fauna abundante y diversificada de Cefalópodos, Braquiópodos, Equinodermos, Bivalvos, etc.

Las secuencias elementales están constituidas por ritmos de marga en la base y caliza a techo.

Se interpretan como depósitos de *Shelf*-Cuenca.

Las margas contienen principalmente Lagénidos y Ostrácodos:

Lenticulina munsteri (ROEM), *L. acutiangulata* DEECKE, *L. subalata* REUSS., *L. minuta* BORN., *Nodosaria fontinensis* TERQ, *N. obscura* REUSS., *Cytharina longuemari* (TERQ), *Procytheridea bucki* BIZON, *P. sermoisensis* APOST. y *Citherella toarcensis* BIZON. Los Ammonites y Braquiópodos recogidos se han clasificado como: *Orthildaites* sp, *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *H. cf. lusitanicum* MEISTER, "*Terebratula*" *jauberti* DESL., "*T*" *pérfida* CHOFFAT', *Homoeorhynchia batalleri* (DUBAR), *H. meridionalis* (DESL.) y *Stolmorhynchia bouchardi* (DAVIDSON). La microfauna es típica del Toarciense y la macrofauna pertenece al Toarciense medio (Zona Bifrons).

1.2.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas de nódulos de sílex, calizas oolíticas (8). Toarciense superior. Dogger y Oxfordiense superior

Constituyen un fuerte resalte morfológico entre las margas de Turmiel y Sot de Chera.

Los afloramientos de la zona centro-oriental (Cedrillas) se encuentran laminados en su base y en contacto mecánico con la unidad antes descrita. Por esta razón no puede afirmarse que en dicha zona exista el miembro inferior de "Calizas nodulosas de Casinos". Sin embargo, está presente en la zona occidental de Sierra Palomera, donde está constituido por 10-15 m de calizas y calizas arcillosas nodulosas en capas decimétricas, con juntas margosas. En la zona de Aguatón (hoja 26-21 Sta. Eulalia) presenta a techo un nivel de concentración de fauna fosfatada que condensa todo el Aalenense. Representan sedimentos de *shelf*, más someros que los de la Fm. Turmiel, constituyendo ambas una secuencia de carácter *shoaling-upward*, menos acusada que la formada por la unidad descrita en el apartado anterior.

A continuación vienen 100 metros de calizas (*wackstone-packstones*) con sílex en nódulos o en capas. Son biomicritas con abundantes microfilitamentos que se asimilan a depósitos de plataforma abierta (*shelf*). Siguen 35 metros de calcarenitas oolíticas y bioclásticas (*grainstones*) con estratificación cruzada y morfología de barras que representan depósitos de *shoals* de margen de plataforma. En Sierra Palomera se ha reconocido la existencia del nivel de oolitos ferruginosos de Arroyofrío (0,80 m).

En el sector de Cedrillas, se han reconocido 25 m de alternancia de

calizas y calcarenitas gris rojizas (*packstone-grainstones*) estratificadas en capas decimétricas, con abundante sílex en nódulos y niveles estratificados. Son biopelmicritas y oobiomicrocritas.

Los *grainstones* presentan estratificación cruzada de gran escala. Se interpretan como depósitos de plataforma con episodios de barras de margen de plataforma.

Siguen 57 metros de calcarenitas oolíticas, bioclásticas (oobiosparitas) estratificadas en capas de 0,2 a 1 metro de espesor. Presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular y en surco, reconociéndose la morfología de barras. Se interpretan como depósitos de *shoals* de margen de plataforma; constituyen junto con el tramo inferior de calizas con sílex una nueva secuencia *shoaling upward*, limitada a techo por la discontinuidad Callovo-Oxfordiense.

En la zona de Cedrillas no se ha observado la presencia del oolito ferruginoso, existiendo un contacto irregular entre el miembro Yátova, y las facies de calcarenitas.

Las Calizas con Esponjas de Yátova tienen un espesor del orden de 10 m en Sierra Palomera y de 5 m en Cedrillas, en donde puede faltar la parte superior por laminación tectónica. Vienen definidas por calizas (*wackstones*) gris beige rojizas, con estratificación irregular ondulada en capas de 0,2 a 0,5 metros. Son biomicrocritas con un 25% de bioclastos de Crinoides y Foraminíferos y pisolitos mal definidos. Contienen abundantes Esponjas planas y suelen estar muy bioturbadas. En Sierra Palomera terminan con una superficie ferruginosa con concentración de fauna.

La edad del miembro Casinos es Toarciense superior (presencia a techo de un nivel de concentración de todo el Aalenense). Los niveles por debajo de las Calizas de Yátova contienen *Protopenneroplis striata* WEYNSCH, *Trocholina alpina* LEUP. y *Pfenderina* cf *salernitana* SART y CRESC. que definen al Bathoniense. El nivel de oolitos de Arroyofrío representa la condensación de gran parte del Calloviense y Oxfordiense inferior y medio (?), su ausencia en la zona de Cedrillas puede indicar la falta de sedimentación durante estos tiempos para dicho sector.

En los términos superiores (Mb. Yátova) se han recogido: *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatus* (QUENST), *Ochetoceras* sp., *Glochiceras* sp. y *Taramelliceras* sp. Las microfacies contienen *Protoglobigerinas*, *Epistomina* (*Brotzenia*), *Astacolus*, *Lenticulina*, *Nubecularia*, *Spirillina*, *Eothrix alpina* LOMB, *Ammobaculites*. Los delgados niveles de margas intercaladas entre las calizas nodulosas, dan por levigación: *Lenticulina* cf *audax* LOEBL y TAPP, *L. munsteri* (ROEM), *L. quenstedti* GUMB, *Astacolus tricarinella* REUSS y *Guttulina* cf *pygmaea*. Las microfacies y microfaunas citadas jun-

to a los Ammonites observados definen claramente al Oxfordiense superior.

1.2.6 Fm. Margas de Sot de Chera (9). Oxfordiense superior

Se encuentran normalmente muy recubiertas.

Esta unidad se encuentra regionalmente en cambio lateral con la suprayacente (Fm. Ritmita calcárea de Loriguilla).

En el sector de Sierra Palomera afloran 50-65 metros de margas arenosas gris azuladas con intercalaciones de areniscas (Litarkosas) con marcas basales de corriente y calizas arcillosas más frecuentes hacia el techo.

En La zona de Cedrillas su base está laminada a partir de un contacto mecanizado que afecta de modo general a la base de la Formación. Se reconocen como máximo los 10 m superiores de margas grises hojosas con intercalaciones de calizas algo arcillosas (biomicritas, con cuarzo y glauconita como accesorios).

Se interpretan como depósitos de *shelf*, si bien los caracteres de la microfauna indican condiciones más restringidas. (*lagoon*).

Las calizas contienen *Spirillina*, *Ammobaculites*, *Astacolus* y *Eotrixalpina* LOMB. La edad es Kimmeridgiense (inferior).

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

En la sección de Cedrillas se han medido 130 metros de alternancia de calizas algo arcillosas grises oscuras sublitográficas, a veces fétidas estratificadas en capas de 30-40 cm y calizas margosas y arcillosas hojosas en capas más finas. Son micritas con trazas de Ostrácodos, limo de cuarzo (5%) y matriz arcillosa (10%) y biomicritas con peletoides algáceos. Hacia el techo hay intercalaciones de niveles bioclásticos con base erosiva que pasan gradualmente a la matriz que está bioturbada.

En la zona de Sierra Palomera los espesores son algo menores.

GINER (1980) interpreta estos materiales como depósitos de taludcuenca. Las características de la microfauna indican condiciones más restringidas (*lagoon*).

Contienen *Epistomina* (*Brotzenia*), *Pseudocyclamina lituus* (YOKOY), *Spirilliná*, *Ophthalmidium*, *Eothrix alpina* LOMB. y espículas. La edad Kimmeridgiense inferior se da en virtud de la de las unidades infra y suprayacentes.

1.2.8 Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas (11). Calizas oncolíticas y pisolíticas. Intercalaciones arenosas. Kimmeridgiense

Constituyen un cierto resalte morfológico entre las unidades infra y suprayacentes.

El paso hacia la unidad inferior no es neto conservándose a muro algunas intercalaciones de facies "ritmita". En la columna de Cedrillas se han medido 100 m de calizas y calcarenitas oolíticas y pisolíticas con intercalaciones más margosas y arenosas. Se estratifican en bancos hacia la base y son más tableadas a techo. Son *pakstones* pisolíticos con proporciones variables de pisolitos, oolitos, gravels y bioclastos cementados irregularmente por esparita con micrita o solamente matriz micrítica. También biomicritas y biopelmicritas con Ostrácodos, Gasterópodos y Foraminíferos, enriquecidos en granos de cuarzo de tamaño arena (15%) y oolitos (20%) algo ferruginosos.

MELENDEZ et al. (1980) distinguen un tramo inferior de 31-35 m de calizas microcristalinas en bancos con tres niveles oolíticos o pisolíticos (biointramicritas *packstones* con intercalaciones de ooesparitas-*grainstones*). El superior de 65 m formado por calizas microcristalinas biodetríticas, oolíticas y pisolíticas con niveles de calizas arenosas y calcarenitas y frecuentes niveles con algas incrustantes. (biointramicritas, biointraesparitas, ooesparitas pisolíticas y oncolíticas *packstone-grainstones* con algunos *boundstones* de algas).

Se interpretan como facies restringidas asimilables a un *lagoon*.

Contienen: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY), *Nautiloculina oolítica* (MOHL), *Ammobaculites coprolithiformis* SCHW, *Alveosepta jaccardi* (SHRODT), *Cornicospirillina basiliensis* (MOHLER), *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH, *Pfenderina*, *Everticyclammina virguliana* (KOECHL) (en parte superior), *Pseudocyclammina* gr *parvula-maluchensis* HOTT, (en parte superior), *Kurnubia palastiniensis* HENSON, *Actinoporella*, *Salpingoporella annulata* CAR y *Cayeuxia piaë* FROLLO, que caracterizan el Kimmeridgiense medio y superior.

1.3 TRANSITO JURASICO-CRETACICO

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

Afloran en una amplia banda situada al Este de la hoja.

1.3.1 Areniscas y arcillas. Intercalaciones de calizas y margas (12). Kimmeridgiense superior? -Portlandiense-Berriasiense-Valanginiense Inferior

Afloran extensamente en el tercio oriental de la hoja. En la sección de Cedrillas tiene 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 posibles *herring-bone*. 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 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).

Los términos inferiores contienen: *Cyprinotus (Cetacella)*, *Darwiula leguminella* (FORBES) y *Clavator cf. reidi* GROVES. Las intercalaciones de calizas contienen *Rectocyclammina arrabidensis* RAMALHO, *Everticyclammina virguliana* (KOECHL), *Pseudocyclammina gr. lituus* (YOKOY), *Ps.*, gr. *parvula-maluchensis* HOTT, *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCH. y

Actinoporella. Los niveles intermedios han proporcionado: *Anchispirocyclus lussitanica* (EGGER), *Pseudocyclamina* gr. *lituus* (YOKOY), *Everticyclamina virguliana* (KOECHL), *Cylindroporella*, y *Macroporella*. En las arcillas se han reconocido Ostrácodos y Characeas semejantes a los niveles inferiores. La edad de la unidad se extiende tentativamente hasta el Valanginiense inferior, por ser ésta la edad máxima del ciclo sedimentario a que pertenece y por situarse discordante sobre ella la F. Weald. (Hauteriviense-Barremiense inferior-medio).

1.4 CRETACICO INFERIOR

Sobre el Cretácico inferior de la zona situada al Este y Norte de Teruel destacan los trabajos de GAUTIER (1968), FELGUEROSO Y RAMIREZ (1971) y MELENDEZ et al. (1980).

Aflora exclusivamente en la zona de Cedrillas.

1.4.1 F. Weald. Areniscas y arcillas rojas (13). Hauteriviense-Barremiense inferior-medio

En el corte de Cedrillas se han medido 200 metros (290 m según MELENDEZ et al. 1980) de lutitas rojas con intercalaciones potentes de cuerpos canalizados de areniscas gruesas conglomeráticas con abundantes feldespatos rosados. Reposan mediante suave discordancia sobre los términos antes descritos. Son arcosas de grano subredondeado formadas por cuarzo (30-50%), feldespato potásico (15-30%) y plagioclasas (0-10%), generalmente alterados y en paso a caolinita. En algún nivel hay granos de cuarcitas (hasta 10%).

Se organizan en secuencias grano-decrecientes con un término inferior de arena canalizada de 2 a 9 metros de espesor, estratificación cruzada de surco y tabular, cicatrices internas y *sets* de estratificación horizontal. Las lutitas pueden contener nivelitos de arenisca de *ripples*. La tendencia general de la formación es estrato y granocreciente. Las direcciones de corriente medidas indicarían aportes hacia el E (entre N 40° y N 140° E).

Se interpretan como depósitos fluviales de baja sinuosidad (potentes *sets* de estratificación cruzada planar y estratificación horizontal hacia la base). Los canales se han rellenado en varios episodios de agradación, que erosionan en parte a los anteriores, siendo la acreción lateral limitada. (MELENDEZ et al. 1980).

La unidad es azoica, situándose bajo sedimentos marinos del Barremiense superior, lo que justifica la edad asignada a su techo.

1.4.2 Calizas arcillosas y margas con intercalaciones de areniscas (14). Barremiense superior

Aflora exclusivamente en las inmediaciones de Cedrillas (castillo).

Está constituido por 35 metros de margas y calizas arcillosas grises con intercalaciones de areniscas y calcarenitas. Todo el conjunto presenta estratificación tableada, con un banco más masivo a techo. Son frecuentes los niveles lumaquéllicos de ostreidos. Predominan las biomicritas y biomicroarruditas arenosas (5-15%), formadas por fragmentos de Ostreidos y Gasterópodos (Ostrácodos hacia la base del tramo). Bioclastos en proporción 20-30%. Hacia el techo hay un banco de intraoosparitas, cuyos intraclastos son de micritas fosilíferas, y fragmentos de Algas, Bivalvos y Equinodermos. El cemento es de esparita syntaxial y drusiforme. Las intercalaciones de arenisca son de grano grueso, microconglomerático, rico en feldespatos potásico (20%) y con fragmentos de areniscas carbonosas y piritosas (10%) y cemento de calcita (40%).

Las areniscas presentan estratificación cruzada de pequeña escala. Se interpretan como depósitos litorales de carácter mixto detrítico carbonatado.

Contienen: *Choffatella decipiens* SHLUMB, *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Marinella*, *Halimeda* y *Munieria baconica* DEECKE. En las margas se han reconocido los Ostrácodos: "*Clithrocytheridea*" aff *brevis* (CORN), *Marcrocypris horatiana* (JONES y SHERB), *Protocythere* y "*Cypris*" *henfieldensis* ANDERSON, que caracterizan al Barremiense superior.

1.5 Terciario

En la hoja de Teruel afloran materiales pertenecientes al Paleógeno y Neógeno, localizándose fundamentalmente en la zona occidental de la misma.

Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos en régimen continental constituyentes del relleno de la Fosa de Alfambra-Teruel (fig 2).

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

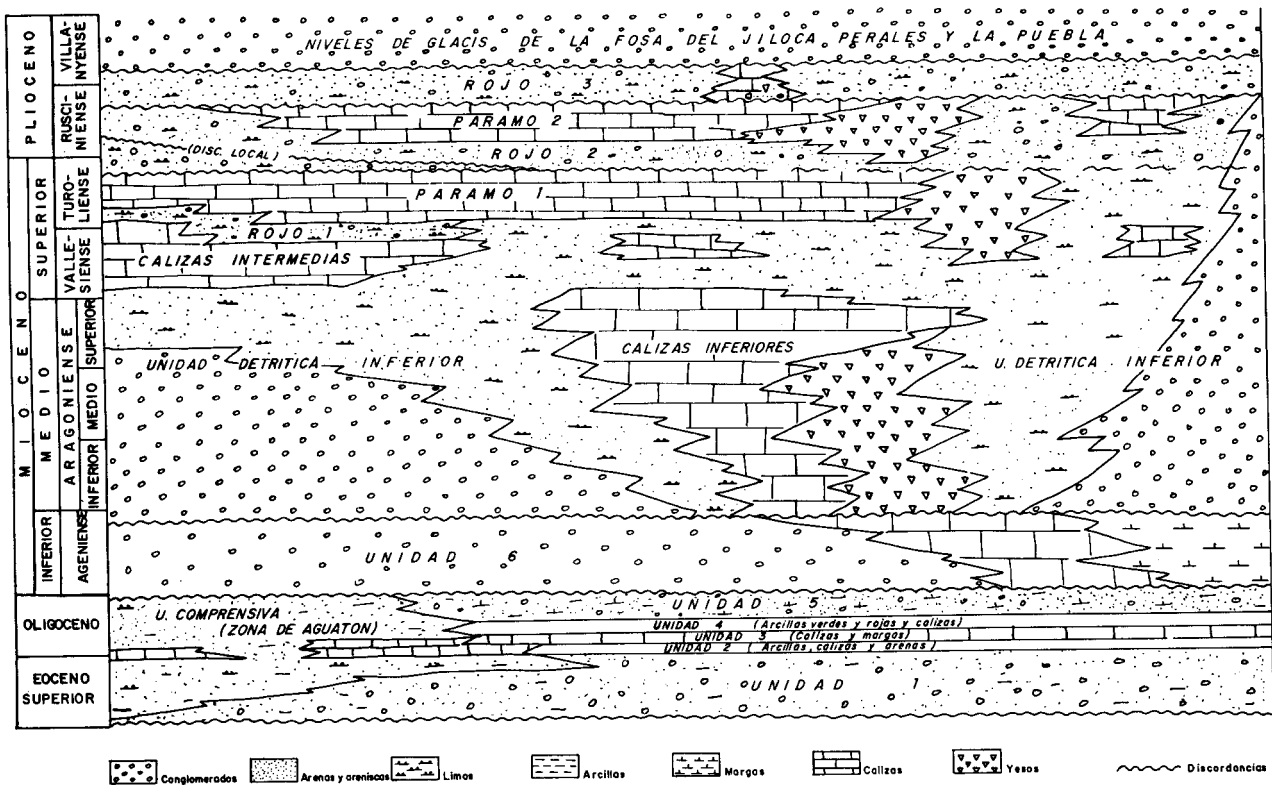


Fig. 2.— Distribución esquemática de las facies del terciario continental en las cuencas de Calatayud (zona de Daroca-Calamocho) y (Teruel-Alfambra).

1.5.1 Conglomerados, arcillas arenosas, calizas y yesos (15). Paleógeno

Corresponde exclusivamente a una mancha situada en la zona centro septentrional de la hoja en el Barranco del Peral. No posee expresión morfológica característica.

Se apoya discordantemente sobre formaciones blandas de facies Weald y es, a su vez, recubierta en discordancia por los conglomerados neógenos.

Su composición litológica es muy variada. En la parte inferior afloran calizas finamente estratificadas gris blanquecinas con restos de Gasterópodos y pequeñas intercalaciones de sílex negro. Por encima aparecen limolitas blanquecinas, margas verdosas y grisáceas y un lentejón de yesos. Por último aflora un conjunto detrítico de 20/30 m de potencia compuesto por areniscas, arcillas arenosas y conglomerados.

Se trata por tanto de un conjunto comprensivo en el que se agrupan facies relacionadas con ambientes fluviales con otras de influencia palustre y/o lacustre no pudiéndose llegar a una mejor interpretación del medio dadas las malas condiciones de afloramientos.

Debido a la ausencia de resto fósiles la atribución cronológica se ha realizado por posición estratigráfica y asimilación a facies parecidas localizadas en las hojas de Sta. Eulalia y Alfambra.

1.5.2 Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas rojas (16 y 17). Calizas (18) Yesos (19). Mioceno-Plioceno inferior

Aflora en toda la unidad occidental de la hoja así como en una pequeña zona en el ángulo NE, y se agrupan en estas unidades cartográficas un conjunto de formaciones detríticas, y en ocasiones carbonatadas y yesíferas, discordantes sobre el Mesozoico y el Paleógeno.

La potencia máxima visible sobrepasa los 200 m y según su naturaleza litológica dominante presenta una morfología en lomas cuando dominan los conglomerados y en cárcavas y *bad lands* cuando la litología se hace más fina.

En el esquema general de facies corresponde a "Unidad detrítica inferior", habiéndose diferenciado dos unidades (16 y 17) en función de la mayor o menor presencia de conglomerados. Esta unidad, como se aprecia en el esquema, cambia lateralmente, hacia el interior de la cuenca, a multitud de términos de distinta naturaleza y que se describirán más adelante. De cualquier modo se han incluido en este apartado las unidades 18 y 19 por constituir afloramientos muy localizados y aparecer como peculiaridades locales no correlacionables con el resto de unidades existentes en la cuenca.

Pisos y Zonas		Fciones	Yacimientos	Asociaciones características	
P L I O C E N O	Villanyense	17	R3		
		16 ^b 16 ^a		GEA 1y2 GEA 0, CONCUD PUEBLO TRANSFORMADORES POBLADO IBÉRICO	<i>Mimomys polonicus</i> <i>Stephanomys minor</i> , <i>Mimomys aff. cappettai</i> , <i>Mimomys stehlini</i> <i>Mimomys cf. gracilis</i> , <i>Rhagapodemus frequens</i>
	Rusciniense	15 ^c	P2	LA GLORIA 2 ARQUILLO 3 CEMENTERIO PERALEJOS E LOMAS DE CASARES MUELA DE VILLALBA CELADAS 12	<i>Mimomys occitanus</i> , <i>Apodemus dominans</i> , <i>Blanomys neglectus</i> <i>Trilophomys pyrenaeicus</i> , <i>Stephanomys donnezani</i> , <i>Fliopetaurista pliocenica</i> <i>Castillomys crusafonti</i> , <i>Occitanomys brailioni</i>
		15 ^b		PLAZA DE TOROS LOS ARCOS LA JUDERIA LA GLORIA 3 CELADAS 6	<i>Trilophomys pyrenaeicus</i> , <i>Occitanomys brailioni</i> , <i>Ruscinomys europaeus</i> <i>Paraethomys nov. sp.</i> , <i>Paraethomys meini</i> , <i>Apodemus jeanteti</i> , <i>Apodemus dominans</i> <i>Stephanomys aff. donnezani</i> , <i>Paraethomys anomalus</i>
		15 ^a		CELADAS 3 4 5 8 PERALEJOS F CELADAS 1 9	<i>Prosomys insuliferus</i> , <i>Sminthozapus janossyi</i> , <i>Castillomys crusafonti gracilis</i> , <i>Micromys</i> <i>Prosomys insuliferus</i> , <i>Prolagus michauxi</i> , <i>Apodemus dominans</i> , <i>Paraethomys cf. anomalus</i>
		14			
M I O C E N O	Turoliense		R2		
		13	P1	CERRO GORDO ARQUILLO CELADAS 2 VALDECERO 3 MASADA DEL VALLE 7 LA GLORIA 1 BUNKER	<i>Prolagus michauxi</i> , <i>Stephanomys ramblensis</i> , <i>Ruscinomys schaubi</i> <i>Apodemus gudrunae</i> , <i>Paraethomys miocaenicus</i> , <i>Valerymys turoliensis</i> <i>Trischizolagus</i> , <i>Ruscinomys lasallei</i>
		12		CELADAS 7 CONCUD CERRO DE LA GARITA LOS MANSUETOS LOS ALJEZARES MASADA DEL VALLE 1 6 LAS PEDRIZAS	<i>Prolagus crusafonti</i> , <i>Occitanomys adroveri</i> , <i>Parapodemus barbarae</i> <i>Valerymys turoliensis</i> , <i>Atlantoxerus adroveri</i> , <i>Ruscinomys schaubi</i> <i>Allilepus turoliensis</i>
	11	VIVERO DE PINOS TORTAJADA LOS BAÑOS LOS AGUANACES	<i>Prolagus crusafonti</i> , <i>Occitanomys sondaari</i> , <i>Parapodemus lugdunensis</i> , <i>Valerymys vireti</i> , <i>Hispanomys freudenthali</i> , <i>Protorapus intermedius</i> <i>Kowalekia fahlbuschi</i> , <i>Dipoides problematicus</i> <i>Progonomys hispanicus</i> , <i>Hispanomys peralensis</i> , <i>Prolagus crusafonti</i>		
	Vallesiense	10	R1	MASIA DEL BARRO A B LA SALLE	<i>Progonomys hispanicus</i> , <i>Hispanomys peralensis</i> , <i>Prolagus crusafonti</i> <i>Progonomys cathalai</i> , <i>Crusafontina exultus</i> , <i>Tempestia hartenbergeri</i> <i>Spermophilinus aff. bredai</i> , <i>Heteroxerus</i> , <i>Postpalaeinacosus</i> , <i>Galerix</i>
		09			

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

En parte ha sido estudiada a partir de las secciones de Mansuetos y Barranco del Rubio.

Se trata de un conjunto de paleocanales conglomeráticos, más abundantes hacia las zonas de borde, donde constituyen la litología dominante (19) y limolitas, areniscas y arcillas rojas más desarrolladas hacia las zonas internas de la cuenca (17). Las areniscas son de grano medio a grueso, subangulosas o subredondeadas, formadas por cuarzo (50%), feldespato potásico (10%) y fragmentos de rocas calizas (15%) con cemento incompleto (dejando porosidad) de calcita. Los accesorios más comunes son turmalina y fragmentos de rocas cuarcíticas.

Los paleocanales, de potencia y extensión variable, están constituidos por cantos, principalmente calizas, cementados en ocasiones, provenientes de los bordes de la cuenca, como se confirma por las direcciones de aporte medidas, con frecuentes cicatrices internas y estratificación cruzada de surco. En ocasiones, presentan a techo niveles carbonatados de potencia, generalmente centimétrica. No se han observado estructuras en los términos finos de la serie.

Al Norte de Corbalán y sobre la margen izquierda del Barranco de Castil de Cabras aparecen unos 40 m de calizas finamente estratificadas, con laminación paralela posiblemente de origen algal, con abundantes Gasterópodos de pequeño tamaño así como intercalaciones de arcillas y margas gris-verdosas (18). Aproximadamente en la misma zona se localizan una serie de pequeños afloramientos yesíferos (19), que aparecen intercalados en la serie detrítica.

En conjunto se pueden interpretar estas unidades como depositadas por un mecanismo de abanicos aluviales dirigidos hacia el interior de la cuenca diferenciándose facies proximales medias (16) y medias-distales (17) con la posibilidad de la existencia de zonas con sedimentación lacustre y de playas (18 y 19) relacionadas con períodos de interrupción local en los aportes o bien localizados en las zonas de interlóbulo de abanicos.

Si bien la presencia de fauna en estas unidades detríticas no es notable, sí en cambio es muy abundante en otras unidades a las que, como ya hemos indicado, cambian lateralmente las primeras y que será descrita en detalle en apartados sucesivos. Esto justifica la atribución cronológica efectuada que, forzosamente, ha de ser muy amplia al tratarse de una unidad comprensiva de la mayoría de las presentes en la cuenca.

1.5.3 Calizas y margas. (20). Vallesiense

Solamente aflora en el valle del río Alfambra, justo en el borde norte de

la hoja, determinando un pequeño resalte topográfico más o menos cubierto por los depósitos recientes del río. En el cuadro esquemático de facies corresponde a las "Calizas intermedias".

Formada por calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de arcillas y margas arcillosas negras, lignitíferas. Contiene abundantes fragmentos de Gasterópodos, vegetales y micromamíferos. Algunos niveles presentan restos de cañas y raíces en posición de vida y la bioturbación es intensa en todo el tramo. La potencia puede alcanzar los 40-50 m.

Correspondería a zonas lacustres o de charcas más o menos efímeras y su datación ha podido establecerse con precisión gracias al yacimiento de La Roma II que, clasificado por ADOVER, R., ha proporcionado: *Hispanomys peralensis*, *Progonomys* cf. *cathalai*, *Prolagus crusafonti* y *Galerix* sp. que indican la zona MN 10 de la biozonación de MEIN (Vallesiense).

1.5.4 Calizas y margas (21) Tuoliense

Aflora en la zona de Teruel, así como en ambos márgenes del río Alfambra en la parte Norte de la hoja. Es frecuente que de lugar a relieves estructurales tabulares con escarpes bastante netos. En el cuadro esquemático de facies corresponde a "Páramo 1". Se ha estudiado en las Secciones de Barranco del Rubio y Mansuetos.

Puede alcanzar los 40 m de potencia y está formada por calizas blancas, bien estratificadas en bancos que no superan el metro de potencia separadas por niveles margosos o arcillosos blancos y grises y lignitíferos en ocasiones. Se trata de micritas con "grumos" de actividad algácea y vacuolas de disolución rellenas de micrita vadosa con la misma polaridad (relleno vadoso de microkarst) y biomicritas (20-30% de fósiles) con matriz muy modificada por acción algácea. Contienen abundantes Gasterópodos, *Bythinia* sp, *Hydrobia* sp, y *Limnaëea* sp, fragmentados en ocasiones, raíces en posición de vida, restos de cañas, etc. Son frecuentes las estructuras debidas a escape de fluidos, así como las bases irregulares de los estratos que si bien en ocasiones pueden atribuirse a deformaciones de carga en otros casos parecen claramente erosivas, apareciendo en este caso, generalmente, estratificaciones cruzadas muy difusas en el nivel. Hay que resaltar la excepcional riqueza de la zona en yacimientos de vertebrados fósiles.

Se trata de sedimentos palustres y/o lacustres depositados en facies distales de abanicos aluviales, existiendo niveles que corresponderían a zonas localmente canalizadas con movilización de material autóctono posiblemente relacionados con entradas excepcionales de agua a la cuenca seguramente relacionadas con tormentas.

Como ya hemos indicado la riqueza de yacimientos de vertebrados es enorme lo que permite una datación muy precisa pudiendo diferenciar incluso un Turolense inferior, medio y superior (zonas 11, 12 y 13 de la biozonación de MEIN). A continuación citaremos los yacimientos más característicos con indicación cuando ello es posible, de la zona a la que corresponden: Rambla de las Calaveras (Concud clásico), Cerro de la Gaviota, Barranco de Las Pedrizas (12), Los Baños, Tortajada (11), Masada del Valle (12-13), Peña de Macho, Vivero de Pinos (11), Valdecebro, Arquillo de la Fontana (13) y Los Mansuetos (12), Las Pedrizas (12) Cueva de las Tres Puertas (12) y Los Aguanaces (11).

En estos yacimientos ADROVER, R. ha determinado entre otros la siguiente microfauna:

Ruscinomys schaubi, *Hispanomys freudenthali*, *Valerymys turoliensis*, *Occitanomys adroveri*, *Parapodemus barbarae*, *Valerymys vireti*, *Occitanomys sondaari*, *Parapodemus lugdunensis*, *Kowalskia fahlbuschi*, *Prolagus crusafonti*, *Desmana pontica*, *Desmanella crusafonti*, *Petenyella repeningi*, *Talpa minuta*, *Protozapus intermedius* y *Dipoides problematicus* aparte de abundante macrofauna en muchos de ellos.

1.5.5 Margas y arcillas yesíferas (22). Turolense

Aflora esta unidad en la margen derecha del Alfambra al Oeste de Tortajada no presentando una expresión morfológica característica.

Está constituida por unos 50 m de margas y calizas margosas blanquecinas, arcillas, arcillas yesíferas y niveles lignitíferos. Corresponden a un cambio lateral de la unidad "Páramo 1" descrita en el apartado anterior.

Su datación es clara gracias a los dos yacimientos de Villalba Baja, en la que ADROVER, R. ha determinado:

Ruscinomys schaubi fr., *Occitanomys adroveri*, *Parapodemus barbarae*, *Valerymys turoliensis*, *Atlantoxerus adroveri*, *Prolagus crusafonti* y *Desmana pontica*, que indican la zona MN 12 de la biozonación de MEIN (Turolense).

1.5.6 Yesos (23). Turolense-Rusciniense

Afloran en dos zonas de la hoja, la primera al Norte de Teruel, a la altura de Tortajada en ambas márgenes del Alfambra, fundamentalmente en la izquierda; la segunda al Sur de Teruel y prolongándose en la hoja de Terriente, al Sur, en la zona de Los Aljezares. Dan lugar a relieves suavemente alomados en los que es frecuente observar fenómenos de karstificación.

Ambos son equivalentes laterales del "Páramo 1" e, incluso, en su parte alta, del "Páramo 2" que se describirá más adelante.

Los yesos de Tortajada están constituidos por una potente acumulación, superior a los 150 m, de niveles mal definidos de yesos sacaroideos blanquecinos con intercalaciones, más frecuentes hacia el techo de la formación, de niveles carbonatados y arcillosos, en los que se ha determinado *Ilyocypris gibba* RAMD y *Candona* cf. *suevica* STAUB.

Los yesos de Los Aljezares están formados por unos 30-50 m de yesos masivos separados por niveles arcillosos y limolíticos. En conjunto podrían interpretarse como sedimentos depositados en ambientes de playa. En esta unidad se localizan los famosos yacimientos de Los Aljezares con peces fósiles (*Leuciscus pachecoi*) y en donde ADROVER, R. ha determinado la siguiente microfauna: *Ruscinomys schaubi*, *Valerymys turoliensis*, *Occitanomys adroveri*, *Parapodemus barbarae*, *Prolagus crusafonti*, *Desmana pontica*, *Desmanella crusafonti*, *Petenya dubia* y *Talpa minuta*. Este conjunto indica la zona MN 12 de la biozonación de MEIN (Turoliese).

1.5.7 Limolitas rojas, arcillas y conglomerados (24). Turoliese-Rusciniense

Corresponde esta unidad a una intercalación detrítica situada entre los niveles de "Páramo 1" y "Páramo 2" y que en el cuadro esquemático de facies se denomina como "Rojo 2". El hecho de que los "Páramos" cambien lateralmente de facies a los detríticos de borde hace que esta unidad, "Rojo 2", sólo sea cartografiable donde éstos se encuentran en facies carbonatadas, y además aislados, puesto que de no ser así el "Rojo 2" aparece como una indentación de los detríticos de bordé entre ambos páramos.

Se trata, por tanto, de una intercalación, de entre 30 y 50 m de potencia, constituida por areniscas, limolitas y arcillas rojas y esporádicas intercalaciones de paleocanales conglomeráticos, correspondientes a momentos de predominio de los aportes a la cuenca y, consiguiente interrupción de la sedimentación carbonatada lacustre. Las areniscas son de grano medio, a veces heterométricas, con granos de cuarzo (30-40%), feldespato potásico (5-15%), fragmentos de rocas calizas (15-20%) y fragmentos de cuarcita (5%), con cemento de calcita. Como accesorios biotita y glauconita oxidada y turmalina.

La datación de la unidad se ha hecho en base a los datos de los yacimientos de Celadas 1 (Turoliese superior, zona MN 13 de MEIN) y Celadas 9 (Rusciniense inferior, zona MN 14) donde se han determinado entre otros:

Prosomys insuliferus, *Prolagus michauxi*, *Apodemus dominans* y *Paraethomys cf anomalus* (MOISSENET, E. com. per.).

1.5.8 Calizas y margas. (25). Rusciniense

Se encuentran ampliamente representada en toda la unidad occidental de la hoja constituyendo generalmente, morfologías de relieves estructurales planos tipo mesa con escarpes bastante bien marcados. Su estudio se ha realizado a partir de la sección de Barranco del Sanatorio y San Blas. El cuadro esquemático de facies corresponde al "Páramo 2".

La potencia máxima puede alcanzar los 80 m disminuyendo, al igual que la mayoría de las unidades, hacia los bordes llegando a desaparecer, estando representada por facies detríticas.

Se trata de un tramo predominantemente calizo compuesto por niveles de 0,50 a 1 m de calizas y calizas arcillosas y con intercalaciones de arcillas y margas negras y grises. Esporádicamente se localiza algún nivel de paleocanal conglomerático. Son biomicritas (10-35% de fósiles) con vacuolas de disolución de bioclastos, algunas tapizadas por óxidos de hierro y dismicritas con granos de cuarzo (15%) tamaño arena y modificación algácea de la matriz.

Son frecuentes los niveles con restos de cañas, raíces en posición de vida, Gasterópodos (*Planorbis*, sp, e *Hydrobia* sp) normalmente fragmentados, restos vegetales, Ostrácodos (*Candona cf. suevica* STRAUB) y Characeas (*Ch. molassica* STRAUB y *Ch. lagenalis* STRAUB).

El medio sedimentario correspondería a una zona de encharcamiento generalizado, en zonas distales de abanicos aluviales, con aparición de ambientes palustres y lacustres con un notable desarrollo de vida animal y vegetal. Esporádicamente se aprecian depósitos relacionados con aportes excepcionales de agua, posiblemente relacionados con tormentas, que provocan la removilización y en ocasiones, la entrada de materiales a la cuenca.

La datación de esta unidad ha podido realizarse de forma precisa gracias al abundante número de yacimientos de fauna existentes. De forma general el "Páramo 2" corresponde al Rusciniense, si bien los últimos datos obtenidos en las proximidades de Teruel indican que, localmente, podría prolongarse la sedimentación carbonatada hasta la parte inferior del Villanyense. Efectivamente, en el yacimiento de Transformadores ADROVER, R. ha determinado: *Mimomys stehlini*, *Apodemus* aff. *sylvaticus*, *Slephanomys thaleri*, *Castillomys crusafonti*, *Trischizolagus* y *Blarinoidea mariae* que indican la zona MN 16 (Villanyense inferior).

De cualquier modo la mayor abundancia de datos indica edad Rusciniense citándose a continuación los principales yacimientos expresando en-

tre paréntesis la zona a que pertenecen (ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E.): Peralejos F y Celadas 3, 4, 5 y 8 (zona MN 14); Celadas 6, La Gloria 3, La Judería, Los Arcos y Plaza de Toros (Zona MN 15 a) y Celadas 12, Muela de Villalba, Lomas de Casares, Peralejos E, Cementerio, Arquillo 3 y La Gloria 2 (Zona MN 15 b).

De entre ellos la fauna más característica determinada es la siguiente: *Mimomys occitanus*, *Apodemus dominans*, *Blancomys neglectus*, *Trilophomys pyrenaicus*, *Stephanomys donnezani*, *Pliopeturista pliocaenica*, *Occitanomys brailloni*, *Ruscinomys europeus*, *Paraethomys meini*, *Apodemus jeanteti*, *Paraethomys anomalus*, *Prosomys misuliferus*, *Sminthozapus janssonyi* y *Castillomys crusafonti gracilis*.

1.5.9 Calizas y margas con algún nivel de limolitas rojas (26). Turoliese-Rusciniense

Se ha cartografiado esta unidad en los casos en los que no ha sido posible diferenciar las unidades "Páramo 1" (1.4.4) y "Páramo 2" (1.4.8) correspondiendo a un tramo comprensivo de ambas y del "Rojo 2" (1.4.7).

Se produce esta situación en la zona Centro septentrional de la hoja así como en algunos afloramientos dispersos en las proximidades de Teruel.

Como es lógico su descripción y características corresponden al conjunto de las unidades que abarca.

1.5.10 Conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas (27). Rusciniense-Villanyense

Aflora en distintos puntos del área estudiada si bien la zona en que se encuentra mejor representada es en el ángulo suroccidental. Se ha estudiado a partir de la Sección de San Blas y en el cuadro esquemático de facies corresponde al "Rojo 3".

Se sitúa de forma discordante y extensiva sobre otros términos más antiguos y está compuesto por unos 10 m de serie detrítica con paleocanales conglomeráticos, areniscas, limolitas y arcillas rojas presentando, en conjunto, una tendencia estrato y granodecreciente. Localmente (zona de Concud), presenta una litología peculiar compuesta por arenas amarillentas y arcillas arenosas con algún nivel conglomerático y margas y calizas blancas con abundantes huellas de raíces y Gasterópodos.

Se trata de aportes dirigidos aproximadamente en sentido perpendicular al eje de la cuenca, correspondientes a zonas medias de abanicos aluviales, quedando alguna zona aislada en la que se mantendrían por más tiempo las

condiciones de sedimentación palustre-lacustre como continuación de los depósitos de "Páramo 2".

Su atribución cronológica se ha efectuado por posición estratigráfica.

1.5.11 **Gravas, arenas y limos (28). Villanyense**

Corresponden a esta unidad unos depósitos localizados en la zona Sur Occidental de la hoja, modelados con morfología de glacis y que se encuentran más ampliamente representados en la hoja de Cella. En el cuadro esquemático de facies corresponde al nivel de glacis de la Fosa del Jiloca.

Su potencia se sitúa alrededor de los 5-10 m y está compuesta por un conjunto de paleocanales, soldados en ocasiones, de gravas, y tramos arenosos y limolíticos, apareciendo encostramientos carbonatados locales.

Se aprecian abundantes cicatrices internas en los canales correspondientes a superficies de reactivación, estratificación cruzada de tipo *troug* y barras de gravas. Las direcciones de aporte medidas indican procedencia del NW.

En conjunto se interpreta como sedimentos de tipo *braided* depositado en facies medias distales de abanicos aluviales.

Su atribución cronológica se hace por correlación con procesos similares en las hojas de Alfambra y La Puebla de Valverde.

1.5.12 **Gravas encostradas (29) y gravas blancas (30). Villanyense**

Corresponden a los afloramientos, no muy extensos, de dos unidades cartografiadas en la zona oriental de la cuenca de Teruel.

Al Este de Valdecebro se extiende un conjunto bastante importante de glacis encostrados (29). Son glacis de acumulación formados por gravas y cantos, donde abundan los cantos planos, y gravas arenosas similares a la unidad descrita en el apartado anterior. A techo comienzan a aparecer carbonatos, primero dispersos en forma de nódulos para culminar con una costra bandeada de 1 m de potencia.

Al Sur de la Ermita de la Virgen de Cilleruelos y al Este de la Masía del Castil de Cabras se localiza una formación detrítica blanca (30) de poca extensión compuesta por unos 10-15 m de gravas blancas con cantos aplanados en una matriz fundamentalmente arenosa.

Ambas unidades se han correlacionado por posición estratigráfica y similitud de procesos con la descrita en el apartado anterior.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 Gravas. Terrazas. (31, 33 y 34). Pleistoceno

La clasificación y cronología de las terrazas de Teruel no es fácil de establecer, debido a la escasa extensión de cada nivel, así como a la neotectónica existente que ha producido perturbaciones en el escalonamiento de los distintos niveles.

De cualquier modo, y con las reservas ya establecidas, se han diferenciado tres niveles de terrazas situadas a + 80 m, + 40 y + 10-15 m sobre el actual cauce y que se corresponden a los depósitos de los ríos Alfambra, Guadalaviar y Turia.

Se trata de depósitos de gravas que no sobrepasan los 10 m de potencia y que, en el caso del Alfambra son predominantemente calizas, en tanto los del Guadalaviar son fundamentalmente cantos silíceos. En los depósitos del Turia lógicamente existe una mezcla de ambos pero con dominio del elemento silíceo por ser más resistente. Hay que señalar la existencia, en la zona de Tortajada, de unos depósitos situados al nivel de la terraza media, similares a los de las terrazas pero que rellenan huecos en los yesos subyacentes, y que podrían interpretarse como rellenos de una karstificación contemporánea al proceso deposicional.

Como ya hemos indicado muchos de estos depósitos se encuentran afectados por neotectónica que produce ondulaciones y fracturas en los mismos.

1.6.2 Conglomerados, arenas y limos (32 y 35). Glacis. Pleistoceno

Se han diferenciado dos niveles de glacis en el ámbito de la hoja. Excepcionalmente se encuentran relacionados con algún nivel de terraza (generalmente la media) a la que pasan insensiblemente. De cualquier modo existe dificultad para establecer correlaciones precisas debido también a la influencia de fenómenos neotectónicos por lo que hemos preferido agrupar estos depósitos en sólo dos unidades una superior y otra inferior.

Se trata de acumulaciones de gravas, generalmente calcáreas, en matriz areno-limosa y cuya potencia puede alcanzar los 8-10 m.

1.6.3 Conglomerados, arenas y limos. (36) Abanicos. Pleistoceno

En la zona centrooccidental de la hoja y adosado a los relieves mesozoicos de Cerro Gordo, de los que proceden, se localizan unos depósitos de

cantos más o menos redondeados en matriz areno-limosa parda que, con morfología de abanicos, tapizan la vertiente sur de dichos relieves.

Su extensión es considerable y posiblemente se encuentren en relación con reactivaciones de la falla que limita los afloramientos mesozoicos con la terminación oriental de la Fosa del Jiloca.

1.6.4 Conglomerados y limolitas rojas. (37). Pleistoceno

Se han incluido en este apartado una serie de depósitos de reducida extensión localizados en la margen izquierda del río Alfambra, a la altura de Tortajada y que corresponden a rellenos antiguos de dolinas implantadas en yesos tanto neógenos como mesozoicos y que están constituidos por conglomerados y limolitas rojas posiblemente pertenecientes a la unidad detrítica inferior del Neógeno. Solamente han sido cartografiados los más importantes.

1.6.5 Gravas, arenas y arcillas. (38). Conos de deyección. Holoceno

A lo largo del curso del río Alfambra y sobre todo en su margen derecha se localizan unos depósitos de cantos, arcillas y limos con morfología de conos de deyección y que no alcanzan gran desarrollo.

1.6.6 Gravas, arenas y arcillas (39). Aluviales. Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos de origen aluvial acumulado en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja. Son generalmente de poca extensión destacando los correspondientes a los ríos Alfambra, Guadalaviar y Turia.

1.6.7 Conglomerados y brechas con matriz limo-arcillosa (40). Coluviones. Holoceno

Son frecuentes en la hoja los recubrimientos por coluvionamiento si bien solamente se han representado en los casos en los que éste es más importante, enmascarando el sustrato.

Su litología es la de cantos bastante angulosos en una matriz limo-arcillosa de tonos pardos.

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 aústricos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo 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 alpinas (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 HOFFMAM et al. (1974) para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

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

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

3.— Etapa de transición. Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se 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 cuarteaban la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

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

Los movimientos Neokiméricos 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 NO-SE, otra desde el NE-SW, y otra ENE-OSO. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975; CAPOTE et al. 1980).

En el área investigada son frecuentes las figuras de interferencia de pliegues cruzados y los afloramientos de calizas con más de una familia de juntas estilolíticas de orientación diferente, evidenciando también la existencia de, al menos, dos fases de plegamiento, una que da lugar a pliegues de dirección NO-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SO). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALLARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE) y otra que da lugar a fallas transversales (NNE-SSO), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

En 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 Calatayud, 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

De las unidades estructurales clásicas de la Cordillera Ibérica, están

presentes en la hoja de Teruel las siguientes:

Tegumento triásico (F. Buntsandstein y Muschelkalk), nivel de despeque del Keuper, Cobertera plegada jurásico-cretácica, Cobertera terciaria plegada (muy poco representada) y Cobertera terciaria postorogénica.

Por lo que respecta al Mesozoico los fenómenos tectónicos más interesantes son los de deslizamiento de la cobertera jurásico-cretácica: a favor del Keuper acompañado de importante laminación de materiales y a favor de los niveles margosos intermedios (Margas de Turmiel y Sot de Chera) con aparición de contactos frecuentemente mecanizados.

– Tegumento triásico

Se adapta a los pliegues de fondo del basamento dando lugar a antifor-mas con direcciones NNO-SSE y próximas a la Norte-Sur. El contacto con la cobertera jurásica está fuertemente mecanizado poniéndose en contacto la F. Buntsandstein con el Lías inferior en numerosos puntos.

– Nivel de despeque del Keuper

Ha sufrido importante laminación en los flancos de las estructuras anti-clinales (Peña Parda) y posteriores acumulaciones de carácter diapírico durante las fases alpinas y distensivas posteriores. (Norte de Teruel y Escri-che).

– Cobertera jurásico-cretácica

Está afectada por pliegues cuyas direcciones dominantes son las NO-SE (vergentes fundamentalmente al NE), NE-SO y NNO-SSE girada hacia el N-S, originados por las diferentes compresiones alpinas. Dan lugar a estruc-turas de interferencia entre las que destacan el sinclinatorio de Corbalán y anticlinorio de Escriche (al Sureste del anterior). Se caracteriza también por una intensa tectónica de fracturación, a base de fallas normales de direc-ciones dominantes NO-SE, N-S, NNO-SSE y ENE-OSO que han sido reactiva-dos durante las fases distensivas del Neógeno.

– Cobertera terciaria plegada

Muy poco representada. Sus materiales reposan discordantes sobre Me-sozoico y el Neógeno es a su vez discordante sobre ellos. Presentan buza-mientos de 15-20° hacia el eje de la Fosa del Alfambra.

– **Cobertera terciaria “post-orogénica”**

– *Fosa del Alfambra*

El valle del Alfambra tiene el carácter de una fosa disimétrica con basculamiento del contenido neógeno hacia el accidente tectónico del borde oriental. Este accidente de dirección NE-SO sólo es visible en la parte central de la hoja entre Cuevas Labradas y el Barranco Salobre, desdoblándose a la altura de Tortajada debido a la aparición del Triásico, desapareciendo más al Sur, al estar recubierto por depósitos recientes y prolongándose de nuevo hacia Teruel.

Esta falla ha debido tener varios momentos de actividad incluso hasta finales del Neógeno como lo prueba el hecho de que niveles de calizas del Turolense se encuentran fuertemente deformados en las proximidades de la misma (Barranco Salobre).

En la zona norte de la fosa se observa un basculamiento general de la serie neógena hacia el Este para, después de pasar el valle del Alfambra, presentar buzamientos al Oeste dibujando en conjunto un suave sinclinal asimétrico. Más al Sur, en la zona de la Estación de los Baños se observan buzamientos hacia el Norte que podrían corresponder a la existencia de un umbral en la cuenca, señalado por los afloramientos jurásicos en esa zona y contra los que se biselan los niveles neógenos.

Otras deformaciones observadas en los materiales neógenos de la cuenca son el pequeño sinclinal del Barranco de Las Gilochas en la misma zona de la estación de los Baños y la cubeta de Celadas, que aparece como un hundimiento neotectónico más o menos circular con un radio de unos 3 km.

– *Falla de Conclud y Fosa del Jiloca*

El accidente tiene una dirección NO-SE y en ocasiones no es visible debido a la presencia de los abanicos pleistocenos que han cubierto la falla y el bloque hundido. Constituye el límite septentrional de la Fosa del Jiloca, perpendicular a la del Alfambra y que alcanza mayor desarrollo hacia el Oeste y el Norte.

Al Este del Cerro Gordo el accidente se desdobra poniendo la rama septentrional en contacto Bunt con Jurásico en tanto la meridional sitúa sedimentos Mio-pliocenos contra Bunt. Más hacia el Este solamente es visible la rama Norte afectando sólo a sedimentos neógenos para, después de una interrupción de 2 km, volver a reaparecer el Mesozoico en la base del bloque levantado al Sur del Muletón.

En la zona de la estación de los Baños aparece sobre el bloque levantado un resto de terraza correlacionable con otro similar en el bloque hundido, con 30/40 m de desplazamiento vertical, lo cual indica actividad tectónica muy reciente para este accidente, circunstancia muy general en toda la zona estudiada en la que las fallas han jugado repetidas veces incluso hasta etapas muy modernas.

— *Falla de Valdecebro*

Tiene una dirección E-O y pone en contacto los materiales detríticos neógenos del borde con el Jurásico del bloque de Corbalán.

La diferencia de cotas entre la cumbre pliocena del Cerro de Los Mansuetos, al Sur y de los vertices del bloque de Corbalán al Norte, estimada en unos 150 m podría significar el salto de esta falla.

— *Falla de Teruel*

Se trata, seguramente de la prolongación de la falla del Alfambra hacia el Sur, y manteniendo aproximadamente la dirección N-S.

En el bloque hundido las calizas del Plioceno están afectadas por fuertes buzamientos. El salto del accidente es variable aunque si admitimos que antes del proceso erosivo las cumbres de Mansuetos se localizaban próximas a 1.200 m el salto puede estimarse en 200-250 m.

— *Afloramiento triásico de Teruel*

Se trata de un conjunto con una cierta actividad diapírica y que se extiende al Norte de Teruel constituyendo un afloramiento alargado de dirección aproximada NNE-SSO.

Se encuentra localizado en una zona de cruce de fallas y en su entorno son frecuentes las deformaciones de los sedimentos no solamente neógenos sino cuaternarios, lo cual indicaría una continuidad notable en su actividad hasta tiempos muy recientes.

— *Bloque de Los Mansuetos*

Aparece como un cerro testigo constituido por materiales del Mioceno Superior y Plioceno inferior y con apariencia de tranquilidad. Sin embargo, en su zona Norte los sedimentos aparecen afectados por un serie de fallas (de las que sólo se han representado algunas), con buzamientos de la serie

casi verticales en ocasiones y que están provocadas por los movimientos del Trías citado en el párrafo anterior.

El momento principal de la deformación se sitúa como posterior al Plioceno inferior y continuaría dentro del Pleistoceno relacionándose con los basculamientos y rupturas de las terrazas próximas.

Por su parte, el escarpe meridional del bloque de los Mansuetos está complicado por los movimientos halocinéticos de los yesos de los Aljezares situados al Sur.

3 GEOMORFOLOGIA

En la hoja de Teruel se pueden diferenciar dos ámbitos o dominios geomorfológicos que se corresponden con las áreas de afloramientos mesozoicos y neógenos respectivamente.

Los materiales mesozoicos fundamentalmente carbonatados, se sitúan preferentemente en la zona centro-oriental. Su característica fundamental es la existencia de una intensa regularización de vertientes muy generalizada que da origen a formas suaves y alomadas con un importante tapiz de gelifractos, incluso sobre formaciones rocosas duras favorecido por la presencia de una densa red de diaclasado en las mismas. En algunas zonas en las que los materiales son extremadamente resistentes o presentan un diaclasado amplio las vertientes son desnudas. En los bordes del macizo mesozoico, y en zonas donde la incisión cuaternaria ha sido más intensa, la alternancia de materiales blandos y duros provoca una erosión diferencial con desarrollo de formas estructurales típicas entre las que se han cartografiado *crestas*, *líneas de capa dura* y *cuestas y hog-backs* en cuyos reversos suele haber formas de tipo *chevron*.

Un elemento geomorfológico importante en este dominio es la presencia de una superficie de erosión que se encuentra muy degradada, pero que en otras zonas próximas adquiere gran significado y desarrollo. Algunos retazos de la misma se conservan entre las cotas de 1.200-1.300 m y 1.500-1.600 metros.

Por los datos obtenidos en la realización de hojas próximas se puede afirmar que dicha superficie es poligénica y su etapa final de elaboración es en parte equivalente de los depósitos del Páramo 2 de las cuencas terciarias, pudiendo asignársele una edad Plioceno medio. Con posterioridad a la génesis de la superficie se produce una importante fase de fracturación con

gran repercusión morfogenética que la deforma y desnivela con respecto a sus depósitos correlativos.

El dominio estructural neógeno se localiza fundamentalmente en la mitad occidental de la hoja y en él, sobre una morfología poco expresiva constituida por relieves suavemente alomados modelados sobre los materiales detríticos, destacan los relieves tabulares planos que en forma de *mesas* provocan los afloramientos carbonatados y que frecuentemente presentan un *escarpe* neto en sus bordes.

Igualmente también relacionado con el dominio neógeno destacan una serie de *fallas con expresión morfológica* constitutivas del borde de las depresiones de Alfambra-Teruel y del Jiloca y que limitan los dominios mesozoico y neógeno. En algunos casos (Fosa del Jiloca) existen claros indicios de reactivación de estas fallas que provocan al pie del escarpe de falla una serie de *abanicos* coalescentes. Es muy posible que hayan existido reactivaciones posteriores ya que el contacto entre el Mesozoico y los conos es muy neto no observándose penetración de los ápices en los afloramientos mesozoicos.

En el ángulo sur-occidental se localiza un extenso nivel de *glacis*, prolongación del existente en la Fosa del Jiloca y de edad Villanyense. Se trata de un glacis por derrame de potencia variable pero que no suele superar los 5 metros en las zonas frontales.

En los alrededores del valle del río Alfambra se localizan otros depósitos con morfología de glacis de escaso desarrollo y disectados por los barrancos de incisión lineal. Su datación es imprecisa pero en cualquier caso consideramos que son más modernos que el nivel Villanyense antes citado.

La principal arteria fluvial en la hoja está constituida por el río Alfambra, que en las proximidades de Teruel confluye con el Guadalaviar. A lo largo de ambos valles se han diferenciado distintos niveles de *terrazas* así como pequeños *conos de deyección* de reducida extensión.

De cara a una planificación territorial es interesante señalar qué procesos son activos en la actualidad. Por un lado destacan las constantes reactivaciones tectónicas que han tenido lugar durante el Cuaternario y que deben ser tenidas en cuenta de cara a la instalación de grandes obras de ingeniería civil. Otro proceso de actividad acelerada es el arrastramiento existente en algunas partes del área estudiada, así como la intensa erosión en cárcavas existentes en algunas zonas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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

II.— Episodio ordoviciense medio-superior. Empieza con facies finas e interrupciones sedimentarias en el Llanvirniense, pasando a facies de barras litorales en el Llandeilo-Caradoc, siguiendo con facies finas y terminando con un episodio carbonatado. En términos de transgresión-regresión este episodio puede representar dos secuencias transgresión-regresión; una primera terminando en el techo de la cuarcita caradociense y una segunda terminando en el techo de la caliza 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.



LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- Cuestas y hog-backs
- Chevron
- Línea de capa dura
- Crestas
- Relieves tabulares (gradas y mesas)
- Fallas con clara expresión morfológica ligadas a las fosas

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficie de erosión sobre Mesozoico (fundamentalmente Plioceno)

MODELADOS DEPOSITIVALES

- Glacis villanyense
- Glacis
- Terrazas fluviales
- Terrazas bajas y/o llanura de inundación. Valles de fondo plano
- Conos de deyección y/o abancos aluviales

RED FLUVIAL

- Red fluvial principal
- Gargantas y hoces con depósitos de grezes lietas

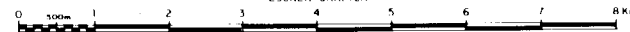
ESCARPES

- Escarpe en relieves tabulares
- Escarpe neto (glacis, terrazas)

MODELADO ANTROPICO

- Nucleos urbanos

ESCALA GRÁFICA



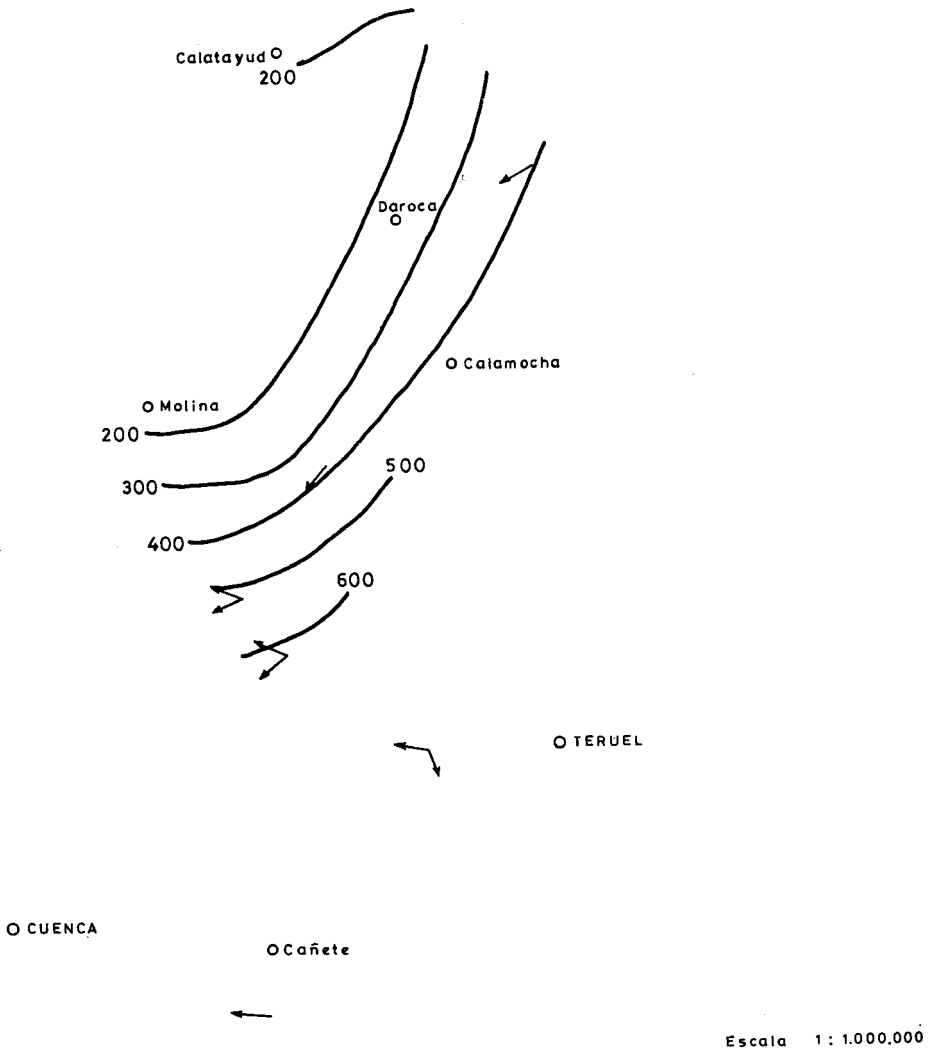
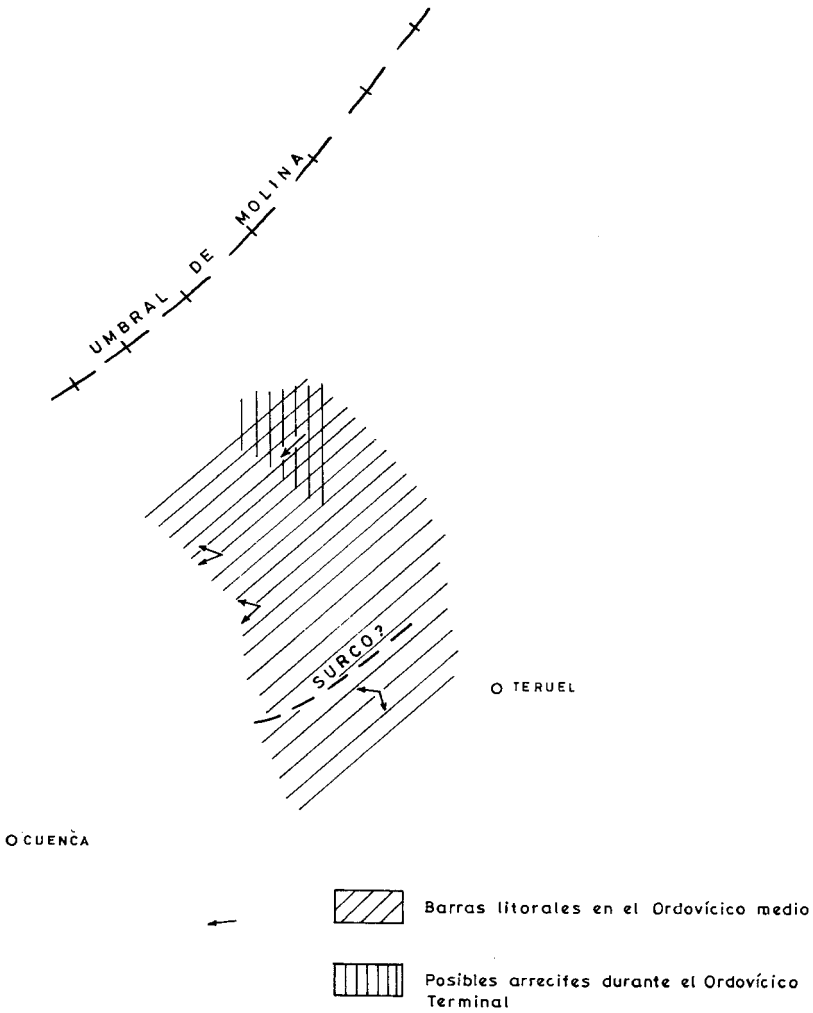


Fig. 3.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

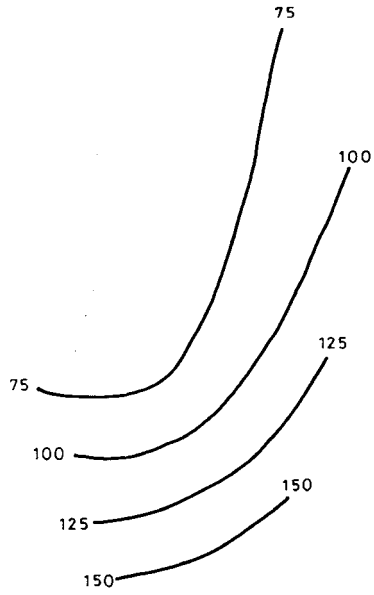
O ZARAGOZA



Escala 1 : 1.000.000

Fig. 4.— Esquema paleogeográfico.

○ ZARAGOZA



○ TERUEL

○ CUENCA

Fig. 5.— Ciclo III. Mapa de Isopacas.

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

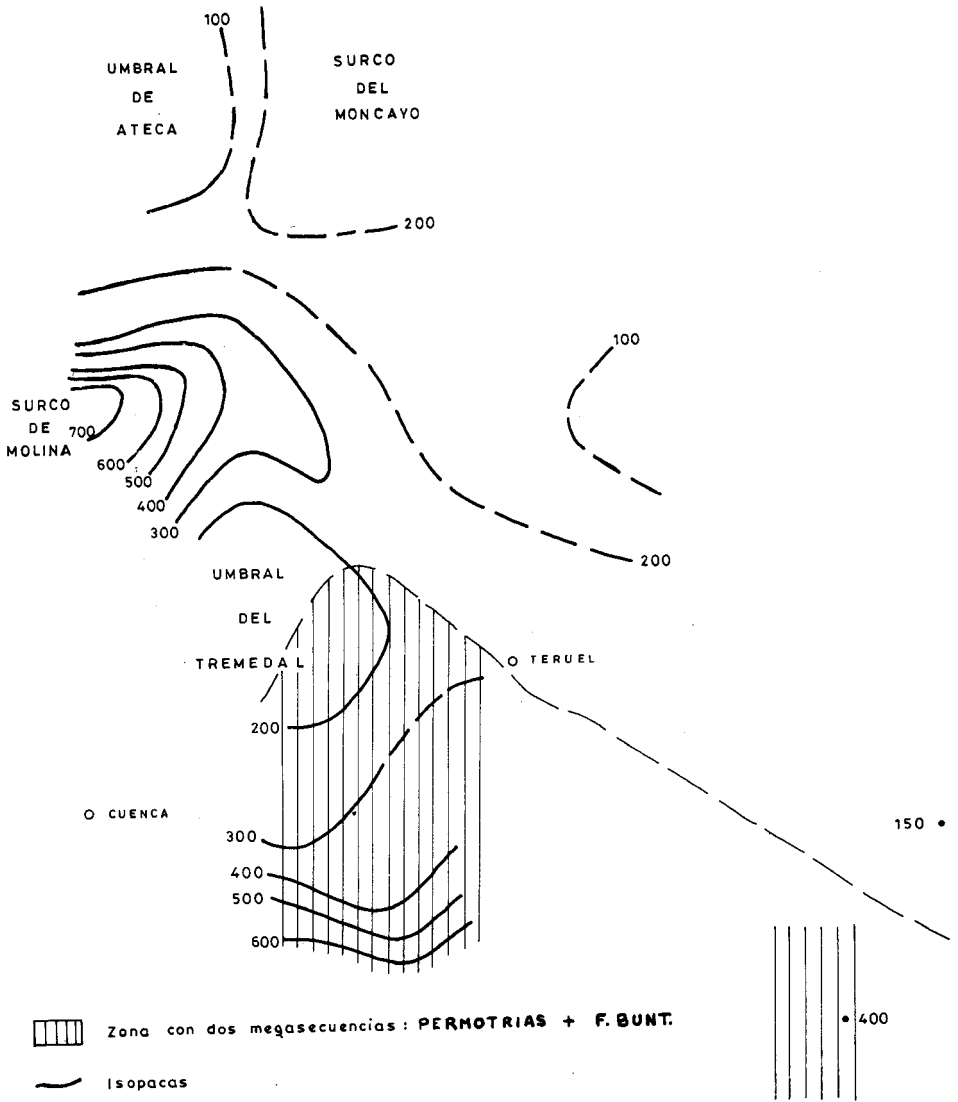
El plegamiento hercínico estructura las series ordovícico-silúricas, al que sigue un importante proceso de fracturación tardihercínica de edad permo-carbonífera, que se inicia con fallas de desgarre, posteriormente reactivadas en régimen distensivo y que se relacionan con los vulcanismos pérmicos presentes 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

O ZARAGOZA



Escala 1: 1.000.000

Fig. 6.— Mapa paleogeográfico.

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 Cristobal y el alto de Loma de la Tejería, con sedimentación exclusiva en este último, de sólo los términos superiores del Muschelkalk, situados en la hoja de Santa Eulalia.

Con la sedimentación del Muschelkalk termina la etapa graben del aulacógeno celtibérico, pasándose a la de transición con sedimentación expansiva de los materiales arcillo-evaporíticos del Keuper. El límite septentrional del magmatismo básico (ofitas) se sitúa en la región de Villel (hoja de Terriente). La etapa de flexura (*downwarping*) se corresponde con la sedimentación carbonatada jurásica (ver 2.1. Tectónica regional).

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

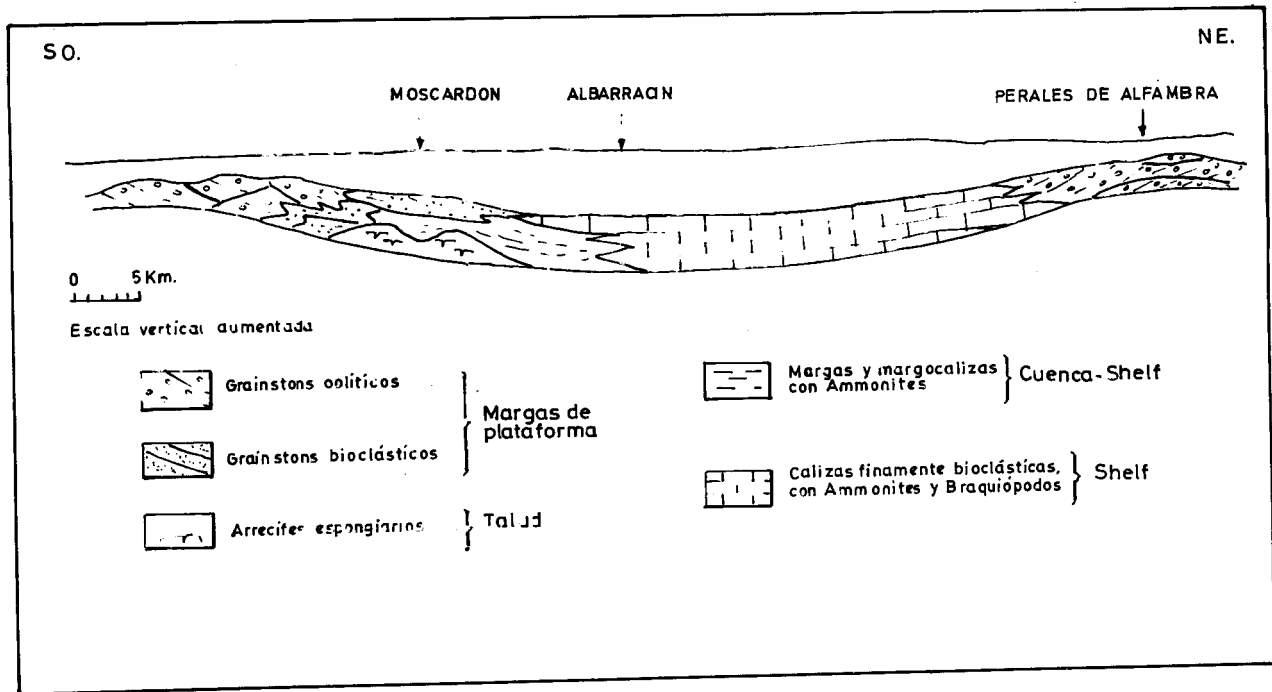


Fig. 7.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathonense.

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

Durante el Dogger se reconocen gran variedad de ambientes deposicionales: margen de plataforma (*grainstones* oolíticos), talud (arrecifes de espongiarios y facies asociadas) y *shelf*-cuenca (margas y margocalizas con Ammonites), asociadas a umbrales y surcos, que se han generado por la reactivación de las fallas tardihercínicas, como el alto de Guadalaviar-Cañete (flexión suroccidental) que limita las facies de *lagoon*-llanura de mareas hacia el Oeste, Cuencas de Teruel y Valencia, alto de Alfambra-Cedrillas (probablemente en relación con el umbral de Ateca-Montalbán) (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 Africa, lo que origina un cambio brusco en la evolución de la cuenca desapareciendo algunos de los elementos paleogeográficos existentes durante el Lías y Dogger, los márgenes de la cuenca emergen, desarrollándose el macizo del Ebro y aumentando la extensión del Macizo Ibérico. El mar abierto se encuentra hacia el Mediterráneo.

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

En la zona hay sedimentación terrígena durante el Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense (y probablemente Valanginiense inferior). Se reconocen depósitos de llanura de mareas, transicionales y fluvio lacustres. Estos terrenos se extienden al Sur de la línea Aliaga-Horta de San Juan y al Este de la alineación Molina de Aragón-Requena. Se desconoce hasta que punto los límites de los afloramientos corresponden a los bordes de cuenca o son simplemente límites erosivos. La distribución de facies registra

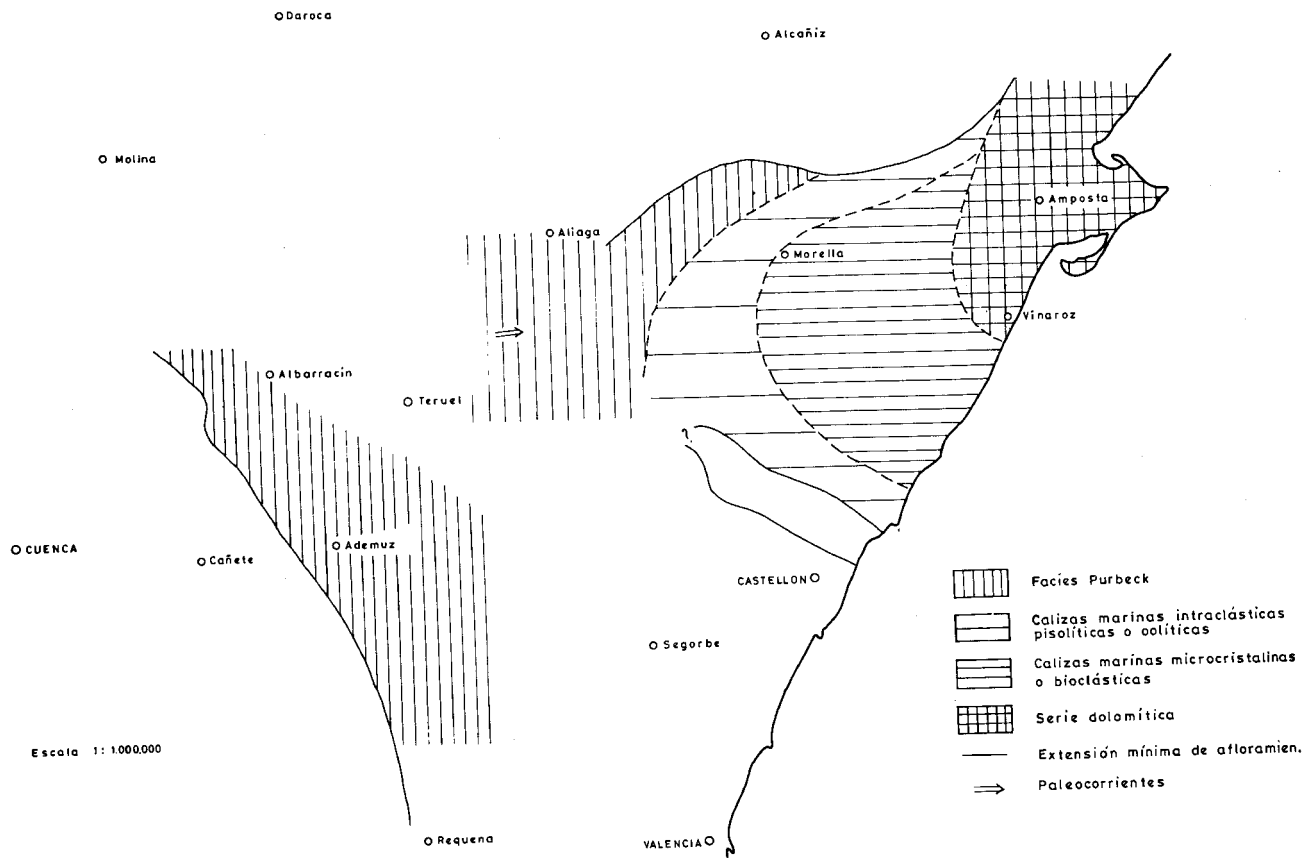


Fig. 8.— Mapa de facies y extensión mínima de los terrenos del Portlandien.-Cretac. Basal.
 Datos de VIALARD, CANEROT y propios.

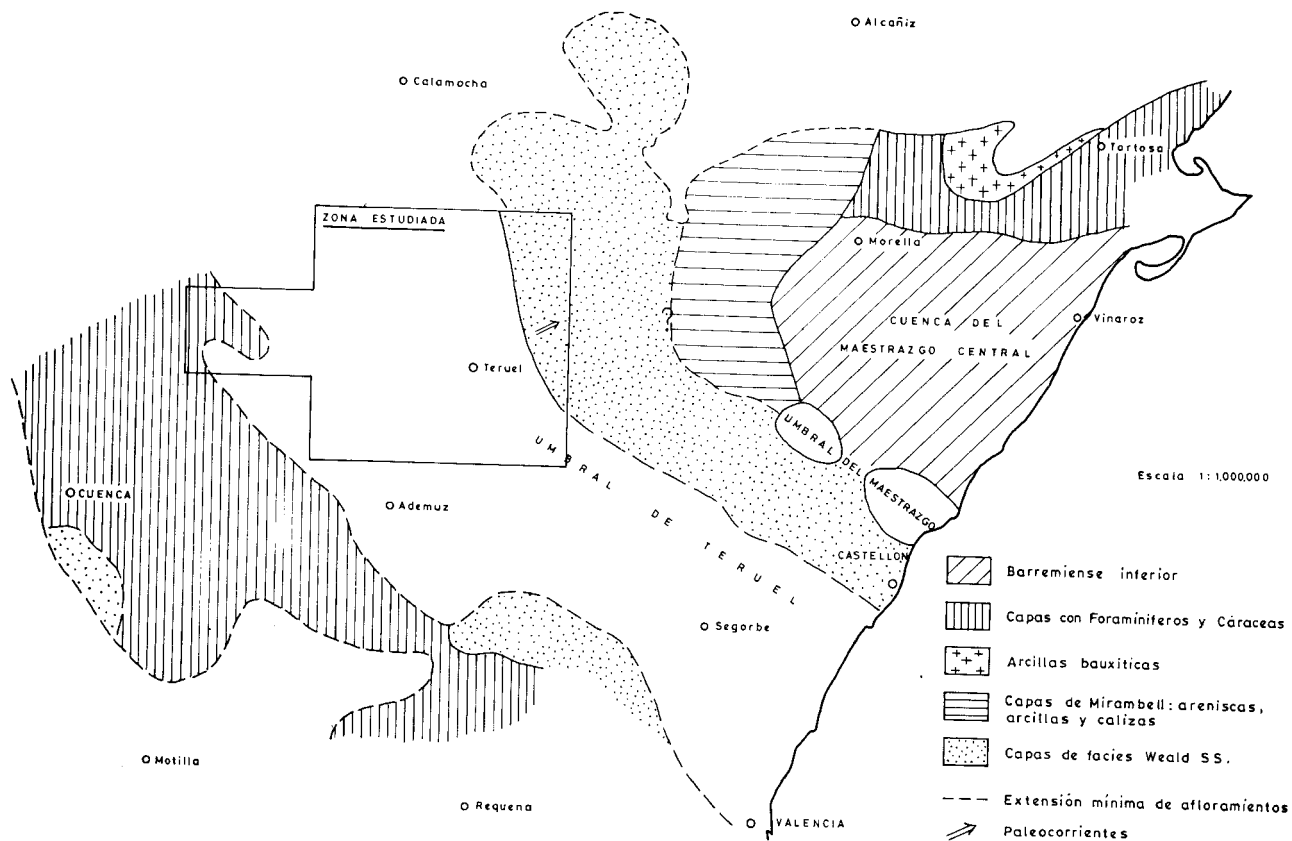


Fig. 9.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Inferior. Según CANEROT (1975), VIALARD (1972), modificado.

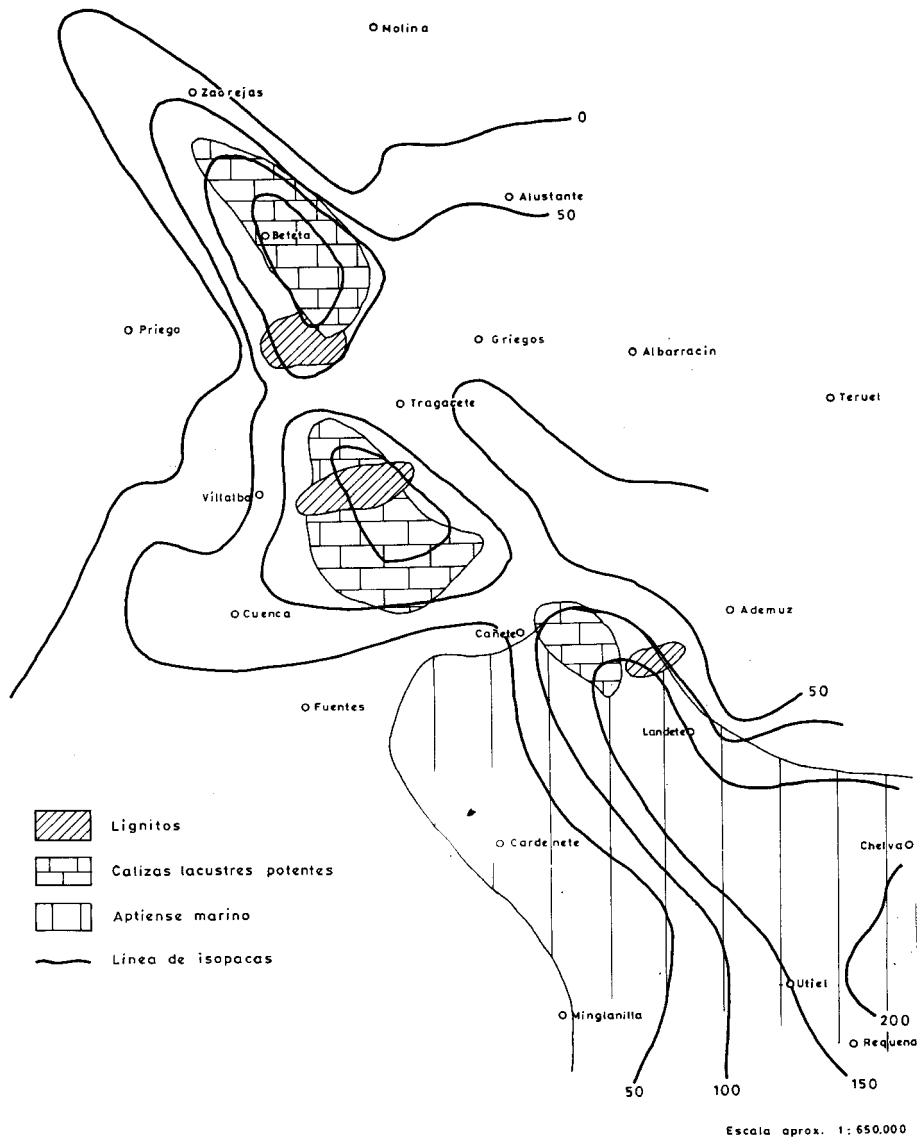


Fig. 10.— Barremiense-Aptiense. Isopacas y facies principales (MELENDEZ et al 1974).

una zonación entre facies continentales y transicionales al Oeste de las Ramas Castellana y Aragonesa y las facies marinas del Maestrazgo. Las direcciones de aporte en la zona de Cedrillas (hoja 27-22: Teruel) se dirigen hacia el Este.

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

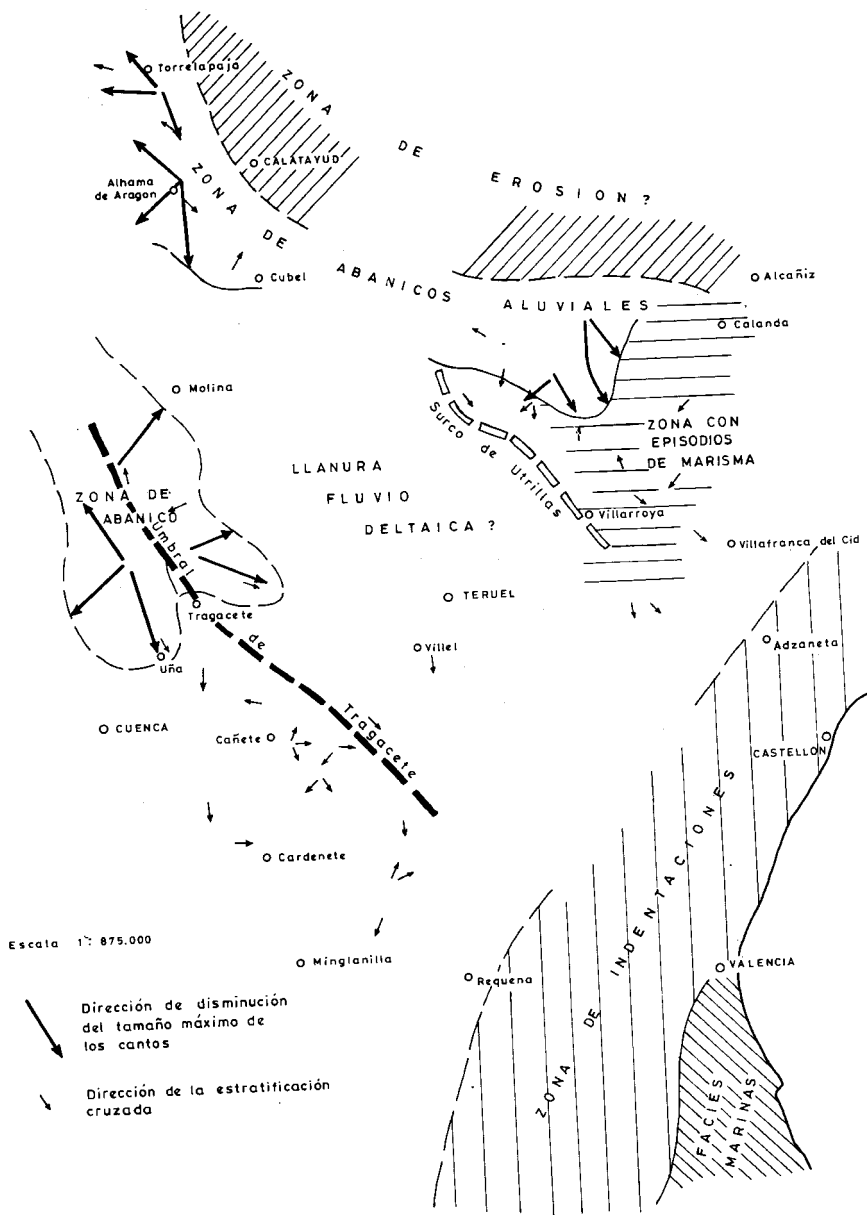


Fig. 11.— Mapa paleogeográfico durante el Albiense. Basado en datos de SAEF-TEL (1961).

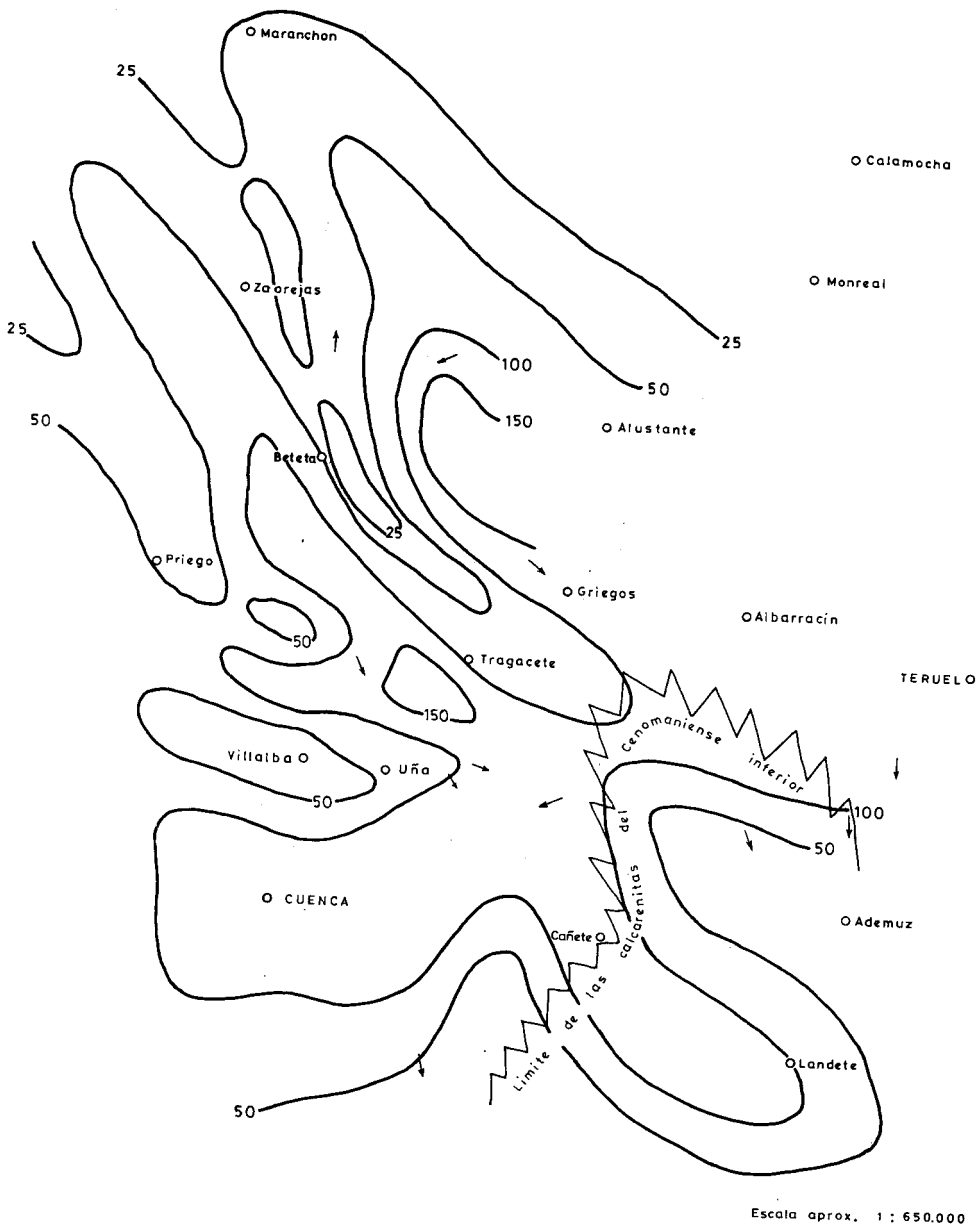


Fig. 12.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

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 aflúan 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 carbonosos de interés económico (zona de marismas), y que no contiene conglomerados, más al E se pasa finalmente a una zona con indentaciones marinas.

Al S de Molina de Aragón se encuentra el umbral de Tragacete, que suministra aportes detríticos en forma de abanicos aluviales. Para esta zona existe un mapa de isopacas (fig. 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 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 Paleógeno 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.

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

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio se rellenan las cuencas en un clima 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 Ibero-manchega I. AGUIRRE et al. 1976) con creación de fallas normales de gran salto NO-SE y NNE-SSE que en parte reactiva las fallas miocenas, o afecta a fracturas anteriores que no habían actuado en dichos tiempos. Es también

en este momento cuando se origina la Fosa del Jiloca al menos en su parte septentrional. Un nuevo impulso tectónico más débil (Fase Iberomanchega II, AGUIRRE et al. 1976) provoca que el relieve creado tienda a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

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

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

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

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las posibilidades mineras de la hoja de Teruel se reducen a los indicios de óxidos de magnesio que se encuentran en las formaciones miocenas, como ocurre el N del pueblo de San Blas (x: 812.800; y: 643.200) y en las cercanías de Tortajada (x: 819.700; y: 646.700) donde hay restos de antiguas labores abandonadas.

La extracción de rocas industriales tiene mayor importancia, fundamentalmente en lo que respecta a la explotación de las arcillas del Mioceno, para ladrillería y cerámica. En un radio de 2 km alrededor de Teruel, hacia el Cerro de Mansueto, se concentran las canteras, de las cuales hay por lo menos siete en activo, con producciones que oscilan entre las 6.000-18.000 Tm. anuales por cantera, lo cual totaliza un tonelaje aproximado de 70.000 Tm. al año. Las reservas son extremadamente cuantiosas.

También los yesos del Mioceno se explotan en la misma zona, aunque de forma más artesanal. Continúa en activo la cantera "Los Aljezares", con

producciones de unas 4.000 Tm anuales. Las reservas son asimismo, cuantiosas. En las cercanías de Cuevas Labradas, en el barranco de las Cabezas, se ubican otras explotaciones en estos niveles.

Canteras de gravas existen varias, situadas en los aluviones cuaternarios de la Rambla del río Seco, a unos 3 km al O de Valdecebras, aunque están sometidas a una explotación intermitente.

Por último, también existen abandonadas diversas canteras que explotaban las calizas del Lías para áridos, como las situadas junto a la Venta del Lobo y Loma del Chopo, en la carretera a Corbalán. Las reservas de estas calizas son cuantiosas.

5.2 HIDROGEOLOGÍAS,

Las formaciones susceptibles de contener acuíferos de interés en la hoja de Teruel son las siguientes:

— Fm. Carniolas del Tajuña y Fm. Calizas y dolomías tableadas de C. Labradas. Limitadas por el Keuper (o techo de Buntsandstein) y por las margas de Turmiel.

— Fm. Calizas tableadas y oolíticas de la Fm. Carbonatada de Chelva. En la base se sitúan las margas de Turmiel y a techo las de Sot de Chera o la Ritmita de Loriguilla.

— Fm. Calizas con Oncolitos de Higuieruelas. Limitadas por la Ritmita de Loriguilla y por los sedimentos arcillosos del tránsito Jurásico-Cretácico en el techo.

— También ofrecen buenas posibilidades las formaciones detríticas del Terciario continental, con importantes áreas de recarga en los bordes de las fosas, en donde son más gruesas.

— El acuífero detrítico del valle del Jiloca asociado a los depósitos del paso Plioceno-Cuaternario; se encuentra bastante drenado pero ofrece buenas posibilidades en el borde Oeste de la hoja.

Los aluviones del Alfambra y Turia proporcionan caudales pequeños en las vegas de dichos ríos.

BIBLIOGRAFIA

ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espag-

- ne). 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 PÉREZ 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. *Excursión en Espagne du Groupe Français du Trias. Edit. Dpto. Estratigrafía. Fac. Geo. Madrid*. P. 31-40.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-herciens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics*. V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— "Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Amb. Bull.* V. 88, pp. 1305-1320.
- BEHMEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Pa-

- läontologie 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).— "Doneés 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 VIALARD, P. (1971).— Identificación 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'ependages terrigènes Albo-Cénomaniens". *C.R. Ac. Sc. Paris.* T. 275. Vol. 4, pp. 527-530.
- CAPOTE, R. (1978).— "Tectónica Española". *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas.* Asociación Española de Ingeniería Sísmica, pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A. (1981).— Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPENA, 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 Escorihuela (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.; ELMÍ, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d'Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleiceras*. *C.R. Somm. S. Géol. Fr.* fasc. 5, pp. 162-163.
- ESTERAS, M. y AGUIRRE, E. (1966).— "Paralephas Trogontherii Pohlig en una terraza media de Teruel". *Rev. Teruel*. núm. 32, pp. 244-253. Teruel.
- ESTERAS, M. y ADROVER, R. (1974).— Nota sobre la existencia del Plioceno en los alrededores de Concul (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C. y RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNÁNDEZ 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.
- FERNÁNDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUÁREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica*.
- FERNÁNDEZ NIETO, C.; FERNÁNDEZ, 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 inferieur 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 ans 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 Espongarios del Bajociense superior de Moscardón (Teruel). *Acta Geol. Hisp.* t. 15, núm. 4, pp. 105-108.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Las construcciones recifales del Jurásico superior de la Sierra de Albarracín (Teruel). *Cuad. Géol. Granada*. 10, pp. 73-82.
- GOMEZ, J.J.; BRELL, A. y PEREZ, P. (1976).— Presencia y edad de Vulcanitas en el Jurásico del norte de Valencia. (Cord. Ibérica, España). *Acta Geológica. Hisp.* vol. 11, núm. 1, pp. 1-8.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— Las unidades litoestratigráficas del Jurásico Medio y Superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cord. Ibérica. *Est. Geol.* Vol. 35, pp. 569-598.
- GOY, A. (1974).— El Lías de la mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Tesis Doct. Univ. de Madrid. Paleontol. Madrid*. pp. 1-940.

- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y BARCELAR, V. (1973).— El Bathoniense Calloviense y Oxfordiense en facies de oolitos ferruginosos en el Límite SW del Rincón de Ademuz. *Est. Geol.* V. 29., pp. 355-366.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.
- GOY, A. y YEBENES, A. (1977).— "Características, extensión y edad de la formación Dolomías Tableadas de Imón". *Cuad. Geol. Iber.* V. 4. pp. 375-384. Madrid.
- GREILING, L. (1960).— Die Grenze Ordovizium/Silur im mediterranen Raum. 1 Die Gerölltonschiefer. *Unveröffentlichtes Manuskript, Heidelberg.* Op. cit. in. L. SACHER (1966).
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (1979).— El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 651-654.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, JL. (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, JL. (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, JL. (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.
- MELENDEZ, A.; PARDO, G.; PENDON, J.G. y VILLENA, J. (1981).— "Las facies terminales del Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 10, pp. 137-148.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1971).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". Tesis Doctoral. Univ. Madrid. pp. 1-245.
- MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El sinclinal Cretácico del Alto Tajo-Valdecabriel (Serranía de Cuenca)". *Bol. Geol. Min. IGME*. V. 83, núm. 3, pp. 211-220.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "Nuevos datos sobre el Cretácico Superior del extremo occidental de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. Min. IGME*. Vol. 83, núm. 5, pp. 1-15.
- MELENDEZ HEVIA, F. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "El Jurásico de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83, núm. 4, pp. 313-342.
- MELENDEZ HEVIA, F.; VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; PORTERO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974).— Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.
- MOISSENET, E. (1979).— Relief et tectonique récente: Quelques trans-

- versales 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 géologique 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'Albarracin (Chaîne Ibérique). *C.R. Somn. Soc. Bol. Géol. France*. pp. 74-75.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol y Min. IGME*. V. 83. núm. 5. pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83. núm. 6. pp. 569-581.
- RAMOS, A. y DOUBINGER, J. (1979).— Decouverte d'une microflore thuringienne dans les Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 289, Sér. D, pp. 525-528.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". *Sem. Estratig. Dep. Geolog. Econ. Univ. de Madrid*. núm. 6, pp. 1-317.

- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962).— Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Géol. France.* v. 1, 275-290.
- RIBA ARDERIU, O. (1949).— Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel. *Rev. Teruel.* t.I, núm. 2.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de 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. Mediterrangebiets. 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 Villed (prov. Teruel). *XV Curso Geol. Práctica Teruel, Col. Univ. Teruel,* pp. 195-202.
- SOLE SABARIS, L. y RIBA, O. (1952).— El relieve de la Sierra de Albarracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. *"Teruel".* pp. 7-22. núm. 7.
- TEMIÑO, J. (1982).— Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel) *Tesis de licenciatura.* Fac. C. Geol. Madrid.
- TINTANT, H. et VIALARD, P. (1970).— Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr.* fasc. 6, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* t. 80, pp. 409-482. Berlin.

- 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 Rahmen im se-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paläontol.* tomo 127. núm. 3. pp. 349-365.
- VAN DE WEERD, A. y DAAMS, R. (1978).— Quantitative composition of Rodent Faunas in the Spanish neogene and Paleogeological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio Turia et la Haute vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sc. Paris*. Tomo 262. pp. 1.996-1.997.
- VIALARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALARD, P. (1978).— "Tectogénese de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée".
- VIALARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogénese Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris*. V. 289. pp. 65-68.
- VIALARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Moyen duplissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France*. V.1. pp. 1-9.
- 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-Plioceno Continental Sediments of the Teruel-Alfambra Region Spain. *Utrecht Micropaleontological bull. Spec. Publ. Indet.* núm. 2. pp. 1-127.
- WIEDMANN, J. (1975).— Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas: *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966).— Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu. Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I. Simp. Cret. Cord. Iber.* pp. 99-111.
- YEBENES, A.; GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978).— "El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Grp. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica Univ. Madrid. Fac. Geol.* núm. 1. pp. 1-29.