

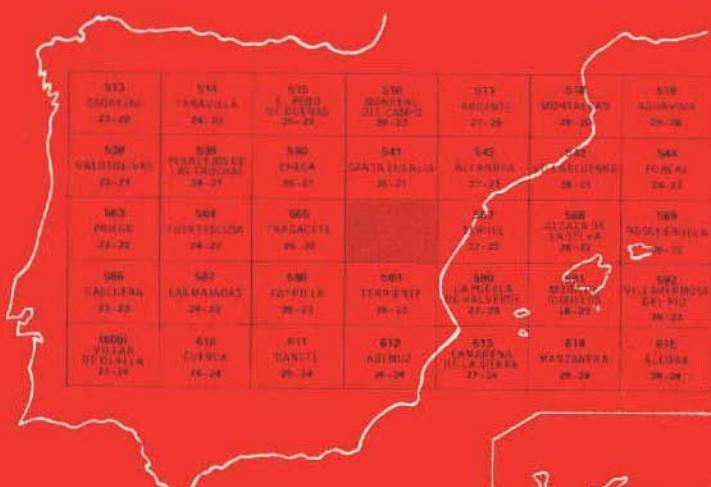


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CELLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CELLA

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 estratigráficas del Mesozoico: A. Hernández (C.G.S.).

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

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

Cartografía del Paleozoico: O. Riba (Univ. de Barcelona).

Secciones estratigráficas y Sedimentología de detríticos: E. Aragónés (C.G.S.).

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

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

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

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

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

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

Geomorfología. Coordinación equipo de trabajo: J.M. Portero (C.G.S.).

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

Dirección y supervisión: V. Gabaldón.

La presente memoria ha sido redactada por A. Hernández y A. Olivé con la colaboración de M. Gutiérrez, M.J. Aguilar, J. Ramírez, E. Aragónés, J. Giner y O. Riba.

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

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

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

Depósito Legal: M. 28.010 - 1983

I.S.B.N.: 84-7474-212-9

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

INTRODUCCION

La hoja de Cella está situada en la Cordillera Ibérica, en la zona del borde occidental de la Provincia de Teruel.

Desde el punto de vista orográfico, predomina el relieve accidentado, destacando por una parte, las llanuras asociadas a la depresión del río Jiloca (esquina NE de la hoja), con cotas próximas a los 1.000 m, y por otra las alineaciones montañosas de los macizos de Sierra de Albarracín y Sierra Carbonera con cotas máximas de 1.540 m (Pico de la Atalaya), y 1.587 al S de Monterde.

El curso fluvial más importante es el río Guadalaviar cuyo cauce corta a la hoja en dirección aproximada E-O. En las proximidades de San Blas sus aguas quedan controladas por el embalse de Arguillo. Más al N, en Cella, nace el río Jiloca que tras un recorrido de escasos kilómetros hacia el Este, cambia de rumbo en dirección Norte. El primero pertenece a la Cuenca hidrográfica del Turia, y el segundo a la cuenca hidrográfica del Ebro.

La densidad de población es baja, concentrándose principalmente en las localidades de Cella, Albarracín y Gea de Albarracín, ocupando un segundo plano las localidades de Monterde y Royuela. Es una zona esencial-

mente agrícola con un interesante potencial forestal en las zonas montañosas.

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

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

La morfología de la región tiene un claro control estructural. Sobre el Paleozoico y Mesozoico se desarrollan relieves estructurales suavizados, debidos a la alternancia de capas plegadas duras y blandas.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se ha realizado un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas. Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles, obtenidos mediante el lavado y tamizado de grandes masas de sedimentos.

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

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Cella afloran materiales que pertenecen al Ordovícico, Silúrico, Pérmico, Triásico, Jurásico, Mioceno, Plioceno y Cuaternario. (figs. 1, 2 y 4).

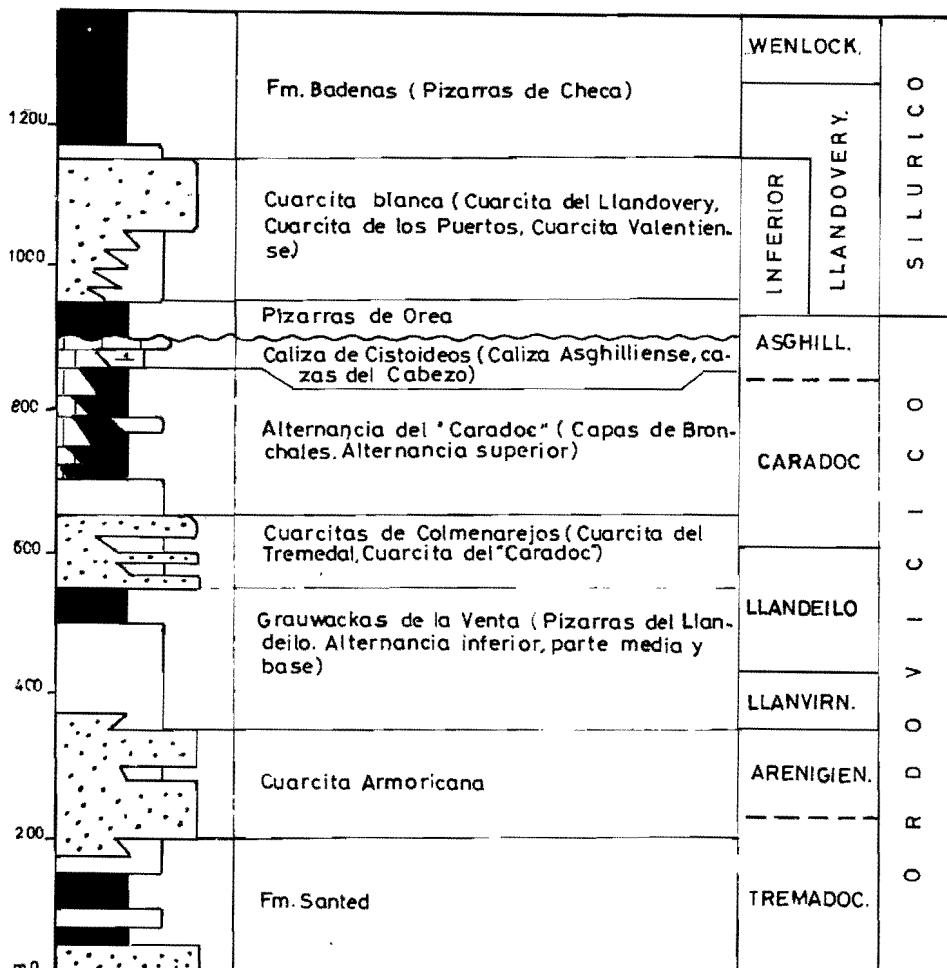


Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Ordovícico-Silúrico.

1.1 ORDOVICICO

La bibliografía sobre el Ordovícico-Silúrico de la región es muy abundante. El primer trabajo que hace referencia al Paleozoico de S. Carbonera se debe a LOTZE (1929) y TRICALINOS (1928). RIBA (1959) hace un estudio detallado de los macizos del Nevero, Sierra del Tremedal y Sierra Carbonera. Más tarde TRURNLT (1967), completa la estratigrafía del Ordovícico-Silúrico de las Sierras del Tremedal. Otros trabajos de zonas próximas que conviene destacar son los de SACHER (1966), que estudia la zona de Molina de Aragón y HARTLEB (1969), y VILLENA (1971, 1976, 1980) en Sierra Menera y Aragoncillo. Desde el punto de vista sedimentológico WIEGAND (1966) analiza la zona que nos ocupa, aunque sus conclusiones deben ser revisadas.

1.1.1 Fm. Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (1). Tremadociense-Arenigense

Los únicos afloramientos de esta unidad están situados en la vertiente oriental del Pico de la Atalaya (S. Carbonera).

Está formada por pizarras y grauwackas alternando con niveles de cuarcitas; en estos materiales se intercalan bancos de cuarcita con *Scolithus*. La unidad no está completa, y generalmente se encuentra cubierta por derrumbes que enmascaran los escasos afloramientos, por ello no se ha podido levantar una sección estratigráfica de detalle.

No se han encontrado pruebas paleontológicas para su datación, y se han atribuido al Tremadociense por encontrarse situadas debajo de la Cuarcita Armoricana (Arenigense). No obstante, no se descarta la posibilidad de que el contacto entre ambas unidades fuese tectónico, y que esta unidad de pizarras correspondiese a las de edad Llanvirniense-Llandeiloiense, (según comunicación de RIBA).

1.1.2 Fm. Cuarcita Armoricana. (2). Arenigense

Esta unidad forma tres crestas de dirección N-S en Sierra Carbonera. Una de ellas donde mejor se reconoce, aunque de forma incompleta, constituye el pico de mayor altura de dicha Sierra (Pico de la Atalaya). No se ha realizado sección de detalle debido a la escasez de buenos afloramientos.

Se trata de cuarcitas masivas, alternando con algunos bancos de pizarras detríticas. La potencia aproximada en esta zona es de 250 m. Hacia el Sur la potencia de esta unidad se adelgaza, debido al acuñamiento en este sentido

de las barras de cuarcita. Regionalmente se reconocen tres tramos, el inferior representado por cuarcitas blanquecinas; el medio formado por pizarras y areniscas con estrechos bancos cuarcíticos; y el superior constituido por cuarcitas en bancos potentes.

En conjunto corresponden a facies de ortocuarcitas con estratificaciones cruzadas de megarripples. La potencia de las capas oscila entre 0,5 y 1 m con escasa continuidad lateral. Se encuentran con frecuencia *Cruzianas* y *Scolithus*, más abundantes hacia el techo de la unidad.

Sugieren un ambiente de energía elevada cuya sedimentación podría atribuirse en principio a la acción de olas y mareas. Sin embargo, no se han reconocido estructuras de playa ni tampoco se tiene evidencia del flujo bipolar mareal, por lo que no parece que las corrientes mareales sean importantes en la sedimentación de estas areniscas. Por el contrario la constante orientación de las láminas hacia el SO, indican que los procesos dominantes se deben a corrientes semipermanentes.

1.1.3 Pizarras y cuarcitas (3). Llanvirniense-Llandeiliense

Esta unidad es conocida regionalmente con distintos nombres, "Alternancia inferior" por los geólogos alemanes de Würzburg en la Rama Aragonesa, "Capas de Calymene" (RIBA, 1959) y "Grauwackas de la Venta" (VILLENA, 1971) para el sector de Sierra Menera. Aflora en la vertiente occidental del Pico de la Atalaya (S. Carbonera) y en la oriental de la Serretilla.

En la columna estratigráfica de la Serretilla (RIBA, 1959) se distinguen tres tramos: el inferior, constituido por pizarras y por bancos de escasa potencia de areniscas de grano fino cuarcíticas, de aspecto lajeado, con fauna de graptolites, (15 m de potencia) con *Didymograptus difidus*, HALL., *D. stabilis* ELLES & WOOD y *D. murchisoni* BECK que caracterizan el Llanvirniense (biozonas 6 y 7 de ELLES), según PHILIPPOT y RIBA (1952). El tramo medio lo forman unas areniscas de grano fino micáceas de colores verdes, pardos y grises con intercalaciones de limolitas y pizarras con fauna de trilobites y en ocasiones con niveles de lumaquelas ricas en Braquiópodos con un nivel ferruginoso en la base, (130 m de potencia); el tramo superior está formado por pizarras arcillosas negras y verde oscuro, con intercalaciones de areniscas cuarcíticas con nódulos silíceos y restos de Braquiópodos y Crinoides, (90 m de potencia). El tramo inferior sufre un cambio de facies hacia el SE, haciéndose más arenoso a la vez que aumenta la potencia.

Las areniscas están formadas por un 50-60% de granos de cuarzo, existiendo además feldespatos, plagioclasas y micas en diversos grados de alteración, lo que origina distintos porcentajes de matriz. Los óxidos de hierro son frecuentes como matriz, observándose micas y feldespatos ferruginizados. Las pizarras son arcillosas o grauwáquicas.

Ambos términos suelen formar ritmos de espesores comprendidos entre 1 y 100 cm. Generalmente el término arenoso es masivo en la base, pasando hacia arriba a laminación paralela y cruzada de pequeños *ripples*; localmente presentan deformación hidroplástica de la laminación. La base de los bancos pueden presentar marcas de corriente y de impacto, y en el techo y en el interior pueden verse pistas orgánicas y trazas de escape de organismos. Entre ellas WIEGAND ha identificado *Nereites* y *Bifungites*.

Esta unidad se interpreta como depósitos de plataforma dominado por mareas, aunque la bipolaridad no ha sido demostrada, con etapas de predominio de acción de las tormentas.

En Sierra Carbonera, en la base del segundo tercio de la unidad existen fósiles de la biozona con *Glyptograptus teretiusculus* (Llandeilo inferior), *Neseuretus (Neseuretus) tristani* cf. *tristani* (BRONGNIART), *Placoparia (Coplacoaparia) tourneminei* (ROUAULT), *Ectillaenus* sp., *Colpocoryphe cf. rouaulti* HENRI, *Ctenobolbina ribeiriana* (JONES), *Eorhipidomella musculosa* (MELOU), *Heterorthina morgatensis* (MELOU) *Calix* sp.

En el tercio superior de la secuencia pizarroso se encuentran en S. Carbonera nuevos horizontes con Braquiópodos. Se ha clasificado: *Aegiromena mariana* DROT, *Heterorthina morgatensis* (MELOU), *Apollonorthis cf. bussacensis* (MELOU), *Ctenobolbina ribeiriana* (JONES), y *Crinoidea* indet.

1.1.4 Cuarcitas y pizarras, (4). Llandeiloense-Caradociense

Esta Unidad es conocida regionalmente con los nombres de "Cuarcitas del Caradoc" por los geólogos alemanes de WURZBURG; TRUNIT (1967) y VILLENA (1971) las denomina "Cuarcitas de Colmenarejos" en Sierra Menera. En Sierra Carbonera, RIBA les da el nombre de Cuarcitas de la Serretilla. Aflora al E del sinclinal de S. Marcos en Sierra Carbonera.

Está constituida por bancos potentes de cuarcitas blancas, y cuarcitas en lajas, alternando con niveles de pizarras arcilloso-detríticas verdosas con artejos de Crinoides, y pizarras fósiles negruzcas. RIBA cita 150 m de potencia de esta unidad en S. Carbonera, y que los límites superior e inferior son diácronicos pasando lateralmente a los niveles pizarrosos de las unidades situadas por encima y por debajo respectivamente. Al NO de la zona que nos

ocupa, en la S. del Tremedal TRUNIT cita 60 m para esta unidad. Las areniscas son limolíticas formadas por cuarzo (45%), feldespato potásico (20%) y micas (5-10%). Matriz de clorita parda ferruginosa (20%) y cemento silíceo. Generalmente se presentan en bancos de 0,5 a 1 m de espesor, siendo la estructura dominante la estratificación cruzada de megaripples. Corresponde a facies de barras litorales.

En el Collado de la Plata (Hoja de Terriente), se han clasificado: *Svobodaina armoricana* MELOU; *Harknessellidae* gen. et. sp. indet; *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* HAMMANN; *Synocladia lluecae* MELENDEZ; *Polypora camarensis* MELENDEZ; *Reticulograptus* sp; *Callograptus (pseudocallograptus)* sp.; *Holopea* sp. Esta asociación pertenece al Caradociense medio-superior (Biozona con *Didymograptus clingani*).

1.1.5 Pizarras y areniscas. Margas de Briozaos y calizas (5). Caradociense-Ashgillense-Llandoveryense

Regionalmente se distinguen en esta unidad dos miembros: El inferior, de composición pelítica, recibe los nombres de "Alternancia del Caradoc" (SACHER, 1966 y TRUNIT, 1967) y "Alternancia superior" en la Rama Aragonesa. El miembro superior, carbonatado, recibe los nombre de "Calizas del Cabezo" en Sierra Menera (VILLENA, 1971), "Calizas de Cistoides" (LOTZE) y "Caliza Ashgillense".

TRUNIT en la Sierra del Tremedal distingue dos miembros; el inferior comienza en la base por una alternancia de areniscas, grauwackas y pizarras con algún banco de cuarcitas, pasando a techo a unas pizarras negras. La potencia de esta unidad (320 m) disminuye hacia el NO, siendo en la S. de Aragónccillo de 30 m (SACHER). El miembro superior "calizas de Cistoides" está constituido por un nivel de calizas pardas, cristalinas sobre unas margas con Briozaos. Este último tramo no forma un nivel continuo; en S. Carbonera es de unos 9 m y en Sierra Menera, donde alcanza la máxima potencia, es de 150 m.

Las facies lutíticas presentan todos los pasos entre las limolitas, pizarras grauwáckicas y pizarras arcillosas. Estas últimas suelen ser de color oscuro y presentan laminación paralela y pequeños niveles de arena fina y limo. Las pizarras grauwáckicas son de color verdoso y contienen también delgadas láminas arenosas.

Las facies carbonatadas son biomicritas formadas por restos de Crinoides y Briozaos en una matriz micrítica recristalizada y a veces ferruginizada. El nivel de margas de Briozaos, corresponden realmente a pizarras sericíticas con limo de cuarzo y acumulaciones de Briozaos que forman lenticulas paralelas a la estratificación.

Las facies detríticas corresponden a depósitos de plataforma sedimentadas en condiciones de muy baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje. Los niveles de arena son depositados a partir de una suspensión durante las tormentas.

Las facies carbonatadas se depositaron en un medio poco profundo durante una etapa hidrodinámica tranquila.

En la S. Carbonera se han encontrado y clasificado los siguientes equinodermos pertenecientes a las calizas de Cistoideos: *Cyclocharax cf. Pancicrenellatus* LE MENN, *Aonodiscus cf. Spinosus* LE MENN, *Caryocrinites* sp..

1.2 SILURICO

1.2.1 Cuarcitas y niveles de pizarras, (6). Llandoveriense

Esta unidad es conocida regionalmente con los nombres de "Cuarcitas del Valentienense" por RIBA (1959) y por los geólogos alemanes; "Cuarcitas de Orea", "Cuarcita de los Puertos" y "Valent-Quarzit" (TRUTNIT, 1967).

Aflora en el sinclinal de San Marcos (Sierra Carbonera) y en la Sierra de Albarracín, donde forma dos crestones de dirección NNO-SSE.

En la sección de Nogueras, situada en la vecina hoja de Tragacete, se han medido 72 m de cuarcitas verdosas y blanquecinas y areniscas cuarcíticas. Esta potencia se mantiene en Sierra Menera y Sierra del Tremedal y disminuye hacia el N y NO; así, en Aragocillo y Fombuena aflora con 25 m de potencia. En la zona que nos ocupa RIBA (1982) da un espesor a esta unidad cuarcítica de 120-150 m en Sierra Carbonera; pero en ella se opera un importante cambio lateral de facies al dejar de ser masivas y pasar a un conjunto de 5 a 7 barras de cuarcitas, lenticulares a gran escala, separadas por pizarras poco fósiles, de color pardo-verduzco.

Son ortocuarcitas con granos de cuarzo bien clasificados y sin apenas matriz y areniscas finas a medias de cuarzo, con moscovita y matriz fina de sericitita.

Los bancos de cuarcita suelen tener una potencia de 0,5 a 2 m con escasa continuidad lateral. Presentan estratificaciones cruzadas de mega-ripples, y en ocasiones a techo de los bancos ripples de oscilación y corriente.

Son depósitos de barras litorales, que sugieren corrientes semipermanentes al ser constante la orientación de las láminas.

No se ha encontrado fauna en esta unidad.

1.2.2 Pizarras con Graptolites (7). Llandoveriense-Wenlockiense

Esta unidad constituye los niveles más altos de la serie paleozoica en este sector de la Cordillera Ibérica. En la Rama Aragonesa, esta unidad equivale al miembro inferior pizarroso de la Fm. Bádenas de CARLS.

Aflora en el sinclinal de San Marcos en Sierra Carbonera y en el macizo del Tremedal (borde Oeste de la hoja).

Se trata de pizarras negras hojosas, aluminosas, piritíferas, con alguna intercalación de areniscas cuarcíticas; contienen nódulos de hasta 50 cm de diámetro con núcleo piritífero llamados vulgarmente "cabezas de moro". Se han encontrado restos de *Orthis* y *Orthoceras*. La potencia en Sierra Carbonera según RIBA, es de 150 m. PHILIPPOT y RIBA (1952) citan en el barranco de San Marcos (NO de Sierra Carbonera): *Monograptus proteus* BARR., *M. aff. tenuis* PORTL, *M. turriculatus* BARR, *M. Communis* LAPW, *M. Sedwicki* PORTL, *Retiolarites obesus* LAPW y *Petalograptus palmeus* BARR, que caracterizan las biozonas 19 a 23 ELLES, es decir el Llandoveriense.

Corresponden a depósitos sedimentados en condiciones de muy baja energía, por debajo del nivel de base del oleaje, sin corrientes importantes.

1.3 PERMICO Y TRIASICO

El Triásico de la hoja de Cella y sus alrededores ha sido estudiado por RIBA (1959), HINKELBEIN (1965, 1969), TRURNIT (1964) y TEMIÑO (1982). Otros trabajos de interés regional se deben a VILLENA (1971), RAMOS (1979), CAPOTE et al. (1982). También son numerosos los estudios petrográficos aparecidos en la década de los 70, sobre el Muschelkalk y Keuper.

La estratigrafía de la facies roja o Buntsandstein se ha estudiado a partir de la sección de Saldón y la del Muschelkalk con la del Barranco del Comeedor.

1.3.1 Areniscas y lutitas, (8). Facies Buntsandstein. Permotriás

Esta unidad aflora en los barrancos situados al E de Sierra Carbonera, en la zona denominada Cerro del Hoyo de Iñigo. También se han incorporado por razones cartográficas otros afloramientos como el de Cella y Torres que son de pequeña entidad e incompletos, que por sus características litológicas no se corresponden con las unidades que se describirán en los apartados siguientes.

En los afloramientos citados en primer lugar, se encuentran del orden de 50 m de areniscas de grano fino, limolitas y arcillas versicolores generalmente de aspecto laminado. No aflora la base de la unidad.

No ha sido estudiada con detalle ya que es una facies restringida al borde E y NE de Sierra Carbonera, con condiciones de afloramientos precaria.

Hacia el N y S esta unidad pasa lateralmente a las facies que se describirán a continuación.

1.3.2 Lutitas rojo violáceas, areniscas y conglomerados (9). Facies rojas inferiores. (Thuringiense)

Forma el tramo basal del Permotrías al Sur y Oeste del macizo de Sierra Carbonera. Falta únicamente, y se supone que por causas tectónicas, en el borde noroeste desde la zona de la cueva de la Losilla hasta la falla inversa que limita a dicho macizo por el NE.

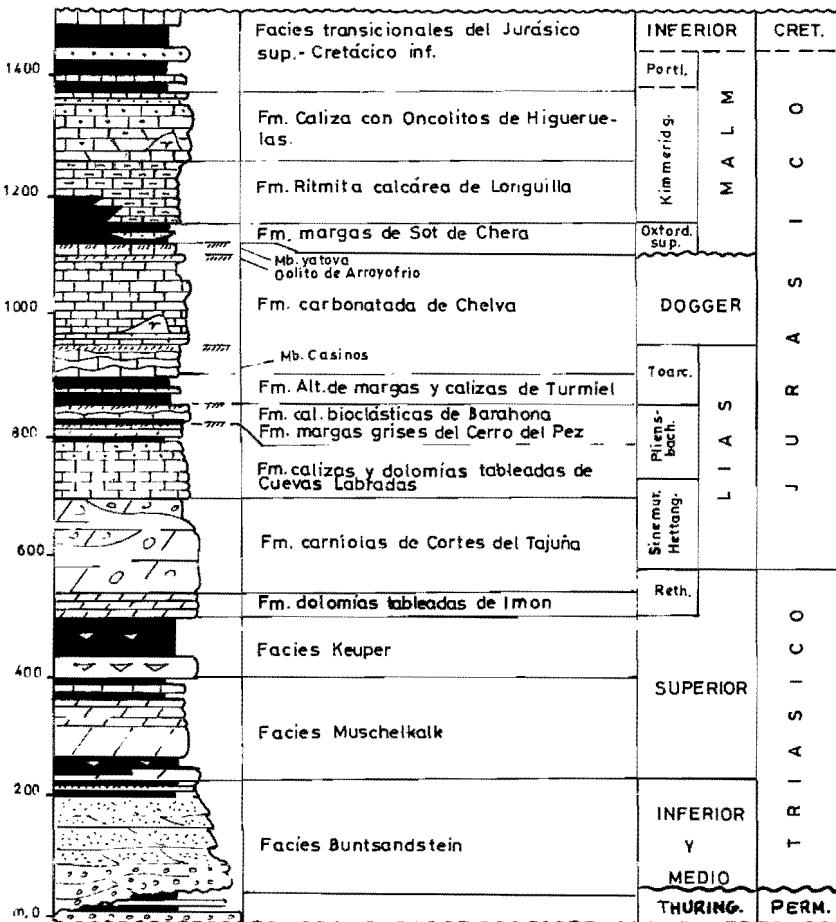
En la sección de Saldón este tramo está constituido en la base por conglomerado silíceo de cantos impresionados, con 5 m de potencia, este nivel localmente desaparece; por encima se encuentran limolitas arcillosas rojas, poco coherentes, con algunos niveles de arenisca fina y caliche noduloso, con 30 m de potencia; a techo, una alternancia de areniscas claras con laminación paralela y limolitas rojas, en secuencias granodecrescentes, con 25 m de potencia.

Al microscopio se tratan de areniscas de grano fino, subangulosos a subanguloso-subredondeado de cuarzo (60%), micas (5%) (moscovita, biotita y clorita), y matriz diagenética de sericita (15%) con núcleos de caolinita (10%) y óxidos de hierro en zonas (10%). Presentan locales contactos de presión-solución. Alguna muestra contiene fragmentos de rocas cuarcíticas (10%) y en menos proporción de pizarras, sílex y tal vez vulcanitas, en fase de matrización. Son probablemente litarenitas-litarcosas, difíciles de clasificar en conjunto por el grado distinto de alteración diagenética.

Los niveles carbonatados intercalados, están formados por clastos redondeados a subpoligonales de dolomía ferruginosa, a veces con cuarzo disperso, cementados por dolomita clara.

Estos materiales se han sedimentado en un ambiente fluvial poco sinuoso. El tramo conglomerático basal representa depósitos de barras longitudinales, mientras que los tramos superiores son depósitos de inundación con leves etapas de formación de suelos.

Esta unidad que fue correlacionada por varios autores a la Formación de Montesoro (SACHER, 1955) o a la facies saxonense del Pérmico (VIR-



LEYENDA

	Areniscas		Calizas arcillosas
	Conglomerados		Carniolas
	Calcareitas		Arrecifes de Espongiarios
	Lutitas o margas		Yeos
	Dolomías		Brechas calcáreas
	Calizas		Sup. ferruginosa o concentración de fauna
			Discordancia

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

GILI et al. 1980) ha pasado a ser Thuringiense como resultado del estudio de una asociación palinológica realizada recientemente por J. TEMIÑO (1982) hallada en la carretera forestal a 2,0-2,5 km del cruce de Valdepesetas, en unas limonitas oscuras en la base de unos canales de arena intercalados a unos 25 m del contacto con el Silúrico del macizo de Gea-Carbonera.

1.3.3 Conglomerados, (10). Facies Buntsandstein. Permotrías

Forma el tramo intermedio del Buntsandstein en la zona Oeste y Sur del Macizo de Sierra Carbonera.

En la sección de Saldón, afloran 60 m de conglomerados silíceos de cantes impresionados, con matriz escasa y alguna intercalación de arenisca roja, con estratificación cruzada en surco.

Las areniscas intercaladas son de grano medio de tendencia redondeada, de cuarzo (60%), en una matriz de caolinita-sericitá (15-20%) (residual) y cemento de cuarzo (20-25%) en crecimientos secundarios bien desarrollados. Como accesorios sílex, moscovita y biotita. Pueden ser litarenitas-litarcosas.

Corresponden a depósitos de barras longitudinales en un ambiente fluvial anastomosado.

1.3.4 Areniscas, (11). Facies Buntsandstein. Permotrías

Aflora al NO, O y S de Sierra Carbonera, donde forma el tramo superior del Buntsandstein.

En la sección de Saldón se han medido 75 m de areniscas rojas, a veces con cantes dispersos, o formando un tapiz de cantes. Son frecuentes y en ocasiones muy abundantes las ferruginizaciones circulares concéntricas (anillos de Liesegang). En algunas zonas a techo del tramo existen concreciones de hierro mamilar, paralelo a la estratificación, que marca un cambio brusco a techo de la facies Buntsandstein.

Son areniscas de grano medio formadas por granos subredondeados subangulosos de cuarzo (45%) fragmentos de cuarcitas (10%), sílex (5%), y micas, en matriz de sericitá (20%) impregnada de óxido de hierro (20%). La matriz es de alteración diagenética de fragmentos de rocas lábiles y micas. Se aprecia microestratificación paralela y desarrollo local de crecimiento secundario de cuarzo en relación con presión-solución. Se clasifican como litarenitas.

Se disponen en bancos potentes con estratificaciones cruzadas en surco predominante y superficies de erosión y reactivación que separan los grupos de sets. Las paleocorrientes presentan una dirección de surcos alargados

paralelamente a la cuenca, entre N-130-E y N-180-E. El sentido predominante de aporte es hacia el S o SE.

Corresponden a depósitos de ríos tipo *braided* proximales, sin embargo la abundancia de superficies de reactivación puede sugerir la intervención de las mareas en el retrabajamiento de los depósitos fluviales.

La datación de la unidad basal del ciclo mesozoico (8), que hemos llamado facies Buntsandstein ha recibido recientemente varios cambios que es necesario aclarar y precisar. La unidad basal, (9) es Thuringiense, merced al hallazgo de J. TEMIÑO de una asociación palinológica de esta edad en el borde del macizo de Gea Carbonera. Queda pendiente la cuestión de la edad de la formación suprayacente, —que en el país es conocida por el “rodeno” compuesta por conglomerados (10) y areniscas rojas (11)— y del límite Pérmico-Triásico (o entre Thuringiense y Scythiense); pues hay que tener presente que BOULOUARD y VIALLARD (1971) fueron los primeros que señalaron el Pérmico en la Ibérica (Landete-Henarejos) en la parte inferior del Buntsandstein. Más recientemente RAMOS y DOUBINGER (1979) han hecho un hallazgo similar, con un Thuringiense en igual posición estratigráfica en el área de Molina de Aragón. Así pues, el límite de eratemas se coloca dentro de esta unidad y, como bien dicen VIRGILI et al. “es evidente que la sedimentación Buntsandstein inauguró en la Península Ibérica un nuevo ciclo sedimentario; pero éste no coincide con el comienzo del Mesozoico”. Este importante límite se encuentra, dentro de la facies Buntsandstein, y TEMIÑO lo coloca en la base de lo que él llama “Conglomerado superior”. Por las razones aludidas la unidad “rodeno” corrientemente conocida y cartografiada como Buntsandstein será más lógicamente llamada Permotriás, como ya hace mucho se viene haciendo en los Pirineos.

1.3.5 Dolomías, (12). Facies Muschelkalk

Aflora de forma discontinua en la orla triásica del macizo de Sierra Carbonera. De menor entidad son los afloramientos de Royuela, Cella y Sierra de Albarracín.

En la sección del Barranco del Comedor, esta unidad está constituida por una sola barra carbonatada, formada en la base por 20 m de calizas, calizas dolomíticas y dolomías laminadas de colores pardo amarillentos, con algún banco intercalado de calizas arenosas; por encima, 44 m de dolomías brechoides y carniolares, con intercalaciones de dolomías laminadas; sobre ellas 75 m de dolomías tableadas y nodulosas con niveles brechoides; a techo 33 m de dolomías laminadas gris amarillentas, margocalizas y dolomías masivas y brechoides.

No afloran, como en el Cejo de las Olivas (hoja de Terriente), las intercalaciones de arcillas rojas y verdes que podrían corresponder al tramo rojo intermedio, tal como sugieren HINKELBEIN (1965) y RIBA (1959). En el barranco del Comedor la intercalación de brechas plantea la posible existencia de dos barras carbonatadas con ausencia del tramo arcilloso intermedio.

Al microscopio, hacia la base de la unidad predominan las microdolomías algo recristalizadas, que contienen granos de cuarzo y cuarcita (desde accesorios hasta un 30%) con impregnaciones irregulares de óxido de hierro, con placas de Equinodermos. Presentan laminación paralela. En el resto de la serie predominan las dolomías de recristalización en mosaico compacto de cristales idiomorfos y/o subidiomorfos de dolomita de grano fino a muy grueso con sombras de Equinodermos y de Moluscos.

Las facies carbonatadas presentan una asociación de estructuras constituidas por *tee-pees* y pisolitos, fénestras laminadas, laminaciones algales, localmente estromatolíticas, sugieren un medio deposicional de aguas someras con etapas desde intermareales a intermareales altas con tendencia supramareal hacia el techo, como paso a las condiciones de sebkha litoral del Keuper.

En los niveles laminados superiores se ha clasificado: *Frondicularia woodwardi* HOWCH, *Nodosariasp*, y *Halobia* sp. así como restos de Moluscos.

En Royuela (cerro de las Moyas), HINKELBEIN (1965) encontró en el Muschelkalk inf. (o M.1) *Schafhaeutlia*, *Homomya* y *Rhizocorallium*; y en el Muschelkalk superior, a 11 m por encima de la base: *Protrachyceras hispanicum* y *Daonella* que pertenece al Ladinense inf. En las Capas de Royuela, encontró: *Lingula*, *Gervilleia*, *Velata*, *Enantostreoin*, *Placunopsis*, *Modiola*, *Myophoria*, *Myophoriopsis* y *Germanonautilus* e icnofósiles, que constituye lo que él llama la "Fauna de Teruel" del Carniense.

1.3.6 Arcillas, margas versicolores y yesos (13). Facies Keuper

Esta unidad aflora en diversos puntos de la hoja, generalmente en zonas altamente tectonizadas y recubiertas por materiales recientes que dificultan su estudio. Los principales afloramientos se encuentran en Royuela, Albaracín, Gea de Albarracín y Monterde.

Está constituida por arcillas abigarradas (rojas, verdes y grises) y yesos con texturas secundarias (fibrosos, nodulosos). Regionalmente es característico la presencia de minerales de tipo autigénico: Aragonitos y Jacintos de Compostela. A techo se intercalan niveles dolomíticos discontinuos de tránsito a la Fm. Dolomías tableadas de Imón.

Los materiales de la Facies Keuper debieron depositarse en una llanura próxima al litoral que temporalmente sufría pequeñas transgresiones marinas, que dejaban sedimentos de llanura de mareas. En esta llanura se desarrollan lagos efímeros, semejantes a las "playas" o *sebkhas* continentales. Esporádicamente la llanura estaba surcada por pequeños canales (IGME, 1980).

En esta zona la unidad es azoica.

1.4 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de este sector de la Cordillera Ibérica ha sido estudiado desde muy antiguo, destacando los trabajos de TRICALINOS (1928), RIBA (1956), VILLENA (1971), VILLENA et al. (1971), GOY et al. (1976), YEBENES (1973) y GOMEZ et al. (1979).

En los trabajos de GOY et al. y GOMEZ et al., se definen varias unidades litoestratigráficas que han sido utilizadas en la cartografía de la zona.

1.4.1 Fm. Cortes de Tajuña. Brechas y carniolas, Dolomías (14). Rethiense Hettagiense-Sinemuriense

Los afloramientos más completos de esta unidad se encuentran por la carretera de Albarracín a Torres. En esta zona se levantó la sección de Masía del Perduco.

Está formada por dolomías brechoides y brechas poligénicas, con niveles carniolares masivas de aspecto caótico, sin clasificación de tamaños, con los clastos en contacto o flotando en la matriz (*clast y mud supported*). La potencia medida es de 140 m. Los fragmentos de brechas oscilan desde el tamaño canto hasta trozos de estratos de tamaño bloque. La litología de los clastos es variada, los hay de calizas y dolomías laminadas y de calizas bioclásticas. El estudio microscópico revela que han sufrido procesos complejos de recristalización, disolución y cementación.

En zonas próximas (Montalbán, Prades, Ariño, etc.), GINER (1980) ha interpretado estos materiales como brechas tectosedimentarias, ligadas a la actuación de las fracturas tardihercínicas, que controlan la evolución de la Cuenca Jurásica.

La existencia en este tramo de deformación en estado plástico, acumulación de grandes espesores de brechas en áreas localizadas y su tránsito tanto lateral como en profundidad a evaporitas, sugieren un origen en el que han intervenido tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico en períodos penecontemporáneos a la sedimentación. Se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino.

1.4.2 Fm. Cuevas Labradas. Calizas, calcarenitas y dolomías (15). Sinemuriense superior. Pliensbachiense inferior (Carixiense)

Los afloramientos más completos de esta unidad se encuentran en la mitad occidental de la hoja, siendo la zona de Albarracín a Royuela la que ha sido estudiada en la sección de Entrambasaguas. Aflora con menor entidad en la mitad oriental de la hoja en la zona de Brezas, Gea de Albarracín y Cella.

En la sección citada se distinguen dos litofacies. La inferior de 35 m de potencia, está constituida por dolomías brechoides grises con algunos niveles oolíticos y con restos de conchas, distribuidas en capas de hasta 2 m en ocasiones con aspecto masivo, alternando con niveles de calizas y calizas dolomíticas grises bien estratificadas en capas de 0,30 a 0,50 m. La superior, de 95 m de potencia, la forman calizas, calizas arenosas y oolíticas y calizas margosas de aspecto noduloso, de colores grises y gris amarillento, en capas de 0,10 a 1,5 m. A distintos niveles del tramo se encuentran costras ferruginosas y capas con concentración de fauna, así como bancos de calizas dolomíticas.

Al microscopio son mayoritariamente biomicritas (a veces biopelmicritas) cuyos bioclastos (10-30%) son fragmentos de Crinoides, Moluscos, Braquiópodos y Foraminíferos. Hay niveles de calcarenitas, a techo son predominantes, que contienen intraclastos micríticos seguramente algáceos y fragmentos de los bioclastos descritos, con cemento irregular de esparita y matriz de micrita; esporádicamente contienen oolitos. Tanto las micritas como las calcarenitas presentan en ocasiones laminación paralela y texturas bandeadas de carácter estromatolítico.

En el tramo inferior predominan los *mudstones* con niveles de *wackstones* y *packstones*, en capas potentes que presentan estratificaciones cruzadas y superficies de reactivación, laminaciones estromatolíticas y *ripples* de oscilación y corriente. Las capas de calizas intercaladas están medianamente bioturbadas.

En el tramo superior la composición textural es mayoritariamente grainstones con niveles de mudstones y wackstones. Las estructuras más frecuentes son las laminaciones, estromatolitos, láminas rotas y porosidad fenestral con huellas frecuentes de bioturabación, alternando con niveles con *ripples* de oscilación y corriente. En algunos bancos se reconoce la morfología de barras. En los últimos metros de la serie se encuentran *tee-pees* y costras ferruginosas con abundantes restos de fauna.

El ambiente en el que se depositaron los materiales del tramo inferior es el de un *lagoon* restringido, pasando paulatinamente a un *lagoon* abierto en

el que se deposita el resto de la serie carbonatada, formando en conjunto un ciclo transgresivo.

En las láminas delgadas se han determinado principalmente Lituólidos, Lagénidos y Algas: *Mayncina termieri* HOTT; *Lituosepta recoarensis* CATI; *L. cf. compressa* HOTT; *Haurania deserta* HENSOSN; *Orbitopsella cf. precursor* (GUMB.); *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN); *Lingulina gr. pupa* (TERQ.); *Praevidalina* sp. y *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA).

Esta asociación caracteriza al Lías inferior y medio, asignándole a la Fm. Cuevas Labradas una edad Sinemuriense superior a Pliensbachiense inferior (Carixiense), como en todo el dominio de la Cordillera Ibérica donde se ubica la hoja.

Para los macrofósiles, veáñse los estudios de DUBAR et al. (1970) y BEHMEL et al. (1966).

1.4.3 Fm. Cerro de Pez y Fm. Barahona. Calizas bioclásticas y margas en la base (16). Pliensbachiense inferior (Carixiense). Pliensbachiense superior (Domeriense).

Se han unido estas dos formaciones dentro de una misma unidad por motivos cartográficos, aunque constituyen dos litofacies bien individualizadas.

Afloran en las mismas zonas que la unidad anterior, y ha sido estudiada también en la sección de Entrambasaguas.

La Fm. Cerro del Pez en esta zona está muy reducida de potencia. Está constituida por 5 m de margas grises. BEHMEL y GEYER las llamaron "margas de Pholadomya".

La Fm. Calizas bioclásticas de Barahona está formada por calizas arenosas grises y pardo amarillentas, con algún nivel intercalado de calizas margosas, distribuidas en capas de 5 a 10 cm. A techo se encuentran tres costras ferruginosas fosilizando otros tantos niveles en los que se encuentran restos de fauna concentrados. La potencia es de 28 m. Son *grainstones* bioclásticos, que presentan estratificaciones cruzadas difusas y *ripples*.

Al microscopio son biomicritas, biopelmicritas y bioesparitas, ricas en fragmentos de Crinoides, Lamelibranquios y Braquiópodos. Hacia la base y a techo hay bioclastos ferruginizados de tamaño rudita. Todas las muestras presentan microestratificación paralela.

Las margas de la base se depositaron en una plataforma abierta en condiciones normales de salinidad. Las calizas bioclásticas corresponden también a depósitos de plataforma abierta pero de menor profundidad que el anterior. Forman depósitos de barras y dunas

bioclásticas (*Shoals*). En conjunto forman una megasecuencia de tipo *shoaling-upward*.

En los levigados del tramo inferior se han reconocido Lagénidos, Foraminíferos arenáceos y Ostrácodos: *Lingulina pupa* (TURQ.); *Involutina liásica* (JONES) y *Procytheridea* sp. E. APOST.

En las láminas delgadas de la Fm. Calizas bioclásticas se han determinado abundantes restos de Crinoideos, Moluscos y Braquiópodos, con secciones de *Lenticulina*, *Lingulina*, *Ammodiscus*, *Glomospira* y *Praevidalina* sp.

Los ejemplares de macropaleontología recogidos en las margas del Cerro del Pez son los siguientes: *Protogrammoceras lusitanicum* CHOIFFAT-MOUTERDE; *Plesiophyris verneuili* (DESLONGCHAMPS); *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON) y "*Terebratula*" *thomarensis* CHOIFFAT, que datan un Domeriense inferior (Zona Stokesi).

En cuanto a los ejemplares recogidos en la Fm. Barahona se ha clasificado: *Spiriferina alpina falloti* CORROY; *Zeilleria* (*Zeilleria*) *quadrifida* (LAMARCK) morfotipo bicórneo; *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY); *Lobothyris* cf. *punctata arcta* DUBAR; *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), "*Rhynchonella dumbletonensis* DAV. en DUBAR, que datan un Domeriense superior.

1.4.4 Fm. Turmiel. Margas grises, niveles alternantes de calizas arcillosas y margas (17). Toaciense

Los afloramientos más completos de esta unidad se encuentran entre Royuela y Gea de Albaracín.

En la sección de Entrambasaguas está formada por margas gris verdosas con niveles de pocos centímetros de calizas margosas y arenosas, cuya potencia y frecuencia se hacen progresivamente mayores hacia el techo de la unidad. En la parte superior se encuentran unas calizas tableadas de aspecto noduloso, gris amarillentas, con intercalaciones de margas. La potencia aproximada del tramo es de 35 m.

Las calizas son mudstones preferentemente, con algunos niveles de *packstones-grainstones* bioclásticos. Al microscopio son biomicritas arcillosas conteniendo del 10 al 15% de fragmentos de Crinoides, Moluscos y Ostrácodos.

Son sedimentos depositados en ambientes de *shelf* y cuenca, y forman un ciclo de carácter upward shoaling semejante al de la unidad anterior, aunque no tan acentuado debido a la mayor profundidad en que éstos se han formado.

Las margas contienen abundantes microfósiles, principalmente Lagéni-

dos y Ostrácodos. Se han clasificado: *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *L. subalata* (REUSS), *L. acutriangulata* DEECKE, *L. minuta* BORN, *Nodosaria FONTINENSIS* TERQ, *N. Obscura* REUSS, *Citharina longuemari* (TERQ), *Procytheridea bucki* BIZON, *P. sermoisensis* APOST, y *Cytherella toarcensis* BIZON. Esta asociación caracteriza al Toarciense.

De los ejemplares de macropaleontología se han clasificado: *Hildaites*, sp., *Mercaticeras?* sp., *Spiriferina cf. alpina* OPPEL; *Aulacothyris iberica* DUBAR, *Lobothyris punctata arcta* DUBAR, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON) en DELANCE, 1969; *Stolmorthynchia bouchardi* (DAVIDSON), "Rhynchonella" *dumbletonensis* DAV. en 1931. Definen un Toarciense inferior.

Otra muestra ha proporcionado los siguientes ejemplares: *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *H. lusitanicum* MEISTER; *H. bifrons* (BRUDUIERE), *H. bifrons angustisiphonatum* (PRINZ), *Phymatoceras* sp., *Nodicoeloceras* sp., "Terebratula" *jauberti* DESLONGHAMPS, *T. witnichi* CHOIFFAT, *T. decipiens* DAV. en XHOFFAT, 1947, *Homoeorhynchia meridionalis* (DESLONGCHAMPS), *H. cf. batalleri* (DUBAR), *Sphaeroidothyris dubari* DELANCE. Que datan un Toarciense medio (Zona Bifrons).

Véanse asimismo los cortes de detalle de BEHMEY y GEYER (1966) y de DUBAR et al. (1970).

1.4.5 Fm. Carbonatada de Chelva. Calizas nodulosas, calizas tableadas con sílex y calcarenitas (18). Toarciense superior-Oxfordiense

Los afloramientos de esta unidad se encuentran repartidos por toda la hoja, siendo el cuadrante noroccidental en el que mayor superficie ocupan.

Ha sido estudiada en la sección de Entrambasaguas y los últimos metros de la unidad se completan con la sección de Gea de Albarracín.

Está constituida en la parte inferior por 100 m de calizas tableadas y calizas arenosas gris-beig con nódulos de formas arriñonadas de sílex, y algunas juntas margosas, distribuidas en capas de 0,20 a 0,70 m, a veces con estratificación nodulosa. Por encima 42 m de alternancia de dolomías arenosas negruzcas, margas y calizas, en bancos de 0,40 a 0,60 m. A techo 30 m de calizas margosas de aspecto masivo y noduloso, brechoides con abundantes esponjas y nódulos de piritas, siendo los últimos metros de calizas tableadas con nódulos de sílex y algún nivel oolítico.

En Gea de Albarracín la unidad de Chelva termina en unas calizas arenosas con nódulos ferruginosos, y abundante fauna; este nivel queda fosilizado por un oolito ferruginoso de color pardo amarillento por alteración, que representa el hiato Calloviense-Oxfordiense. Sobre él se apoyan las calizas arenosas con esponjas del miembro de Yatova (Oxfordiense).

Predominan en toda la serie la alternancia de *mudstones* y *grainstones*, con algunas intercalaciones de *wackstone*-*packstones* únicamente a techo de la unidad se hacen mayoritarias estas últimas litologías. La disposición es normalmente en capas planas bastante continuas y las nodulosas, también se encuentran en ocasiones capas con techos ondulados. Las estructuras más frecuentes son las laminaciones cruzadas, y sólo localmente laminaciones algales y porosidad fenestral. La bioturbación en el conjunto tiene poca importancia, solamente algunos niveles se encuentran bastante bioturbados.

Al microscopio, exceptuando las micritas con escasos restos de microfilamentos y Crinoides, de la base, el resto es una serie monótona de biomicritas y biopelmicritas formadas por Crinoides y microfilamentos, a veces con algo de esparita sintaxis sobre Crinoides y frecuentemente, con glauconita accesoria. Los últimos metros de la serie son de biomicritas con restos de Crinoides, Algas, Ostrácodos y Esponjas (Mb. Yátova), y se observan pseudopisolitos con núcleo bioclástico.

Dentro de la secuencia completa se encuentran diversos ambientes de deposición. Así, los tramos de calizas tableadas se interpretan como depositados en una plataforma abierta. Los niveles de grainstones bioclásticos y de calizas oolíticas constituyen episodios de barras y canales en una plataforma somera que aislaría un *lagoon* de la plataforma externa. Las calizas con esponjas de Yátova corresponden a pequeños arrecifes en el talud (fig. 3).

En los tramos situados por debajo del nivel de oolitos ferruginosos, se han podido clasificar: Lagénidos (normalmente *Lenticulina*), microfilamentos, Radiolarios, Nubecularia, *Eothrix alpina* LOMB, *Paalzowella*, *Protoglobigerinas* y *Epistomina* (*Brotzenia*). Por encima del nivel de oolitos ferruginosos se han encontrado: *Protoglobigerinas*, *Epistomina* (*Brotzenia*), *Astacolus*, *Lenticulina*, *Nubecularia*, *Spirillina*, *Eothrix alpina* LOMB, *Ammobaculites*. Los niveles margosos han dado por levigación: *Lenticulina* cf. *audax* LOEBL y TAPP., *L. munsteri* (ROEM.), *L. quenstedti* GUMB., *Astacolus tricarinella* REUSS y *Guttulina* cf. *pygmaea*.

Según estas asociaciones no se descarta la posibilidad de que la base de la formación tenga todavía una edad Toarciente.

Los niveles situados directamente debajo del oolito ferruginoso son del Calloviense inferior, mientras que la asociación encontrada en los niveles de Calizas con esponjas de Yátova dan una edad Oxfordense superior. Por tanto el nivel de oolitos representa la condensación de Calloviense y Oxfordense inferior.

Se han recogido cinco muestras de macropaleontología y en las que se han clasificado: *Ludwigella rudis* (BUCKMAN), *Graphoceras* sp, *Sphaeroiodothyris conglobata* (DESLONGCHAMPS), que datan al Aalenense (zona Concavum)

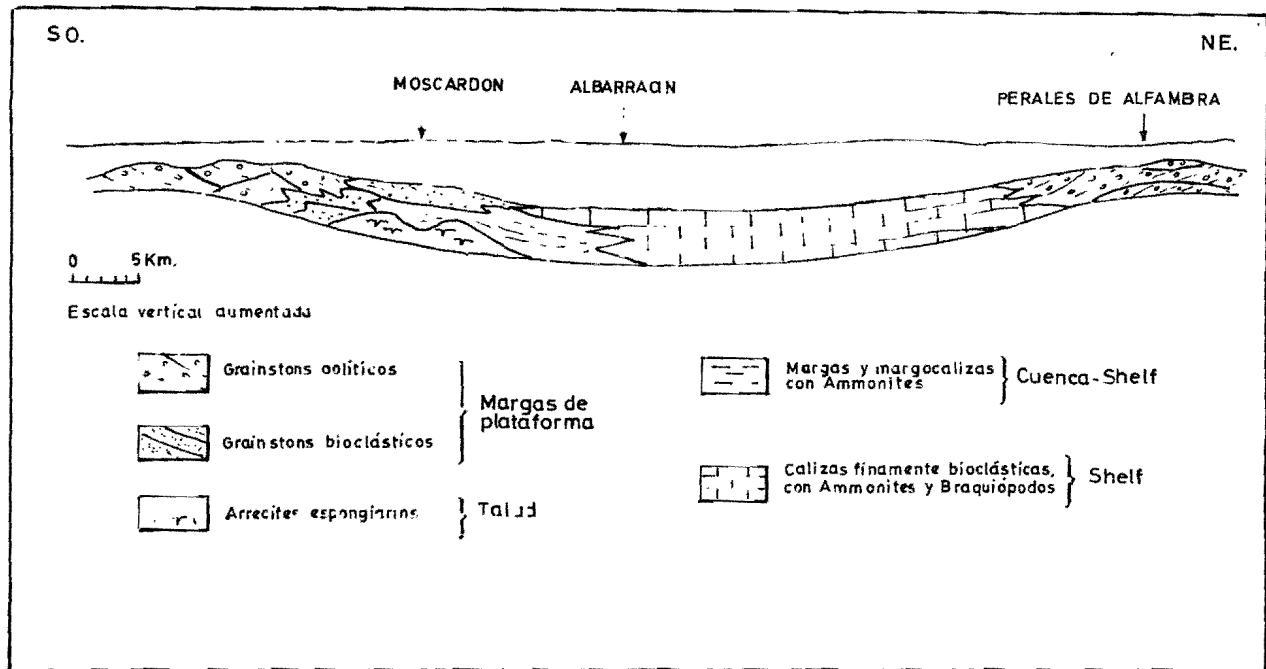


Fig. 3.— Esquema deposicional en el Bajociense superior-Bathoniense.

Emileia aff. *greppini* MAUBEUGE, E. sp., *Witchellia* aff. *laeviuscula* (SOWERBY), *W.* cf. *plena* BUCKMAN, *W.* sp., *Pelekodites macer* (BUCKMAN), *P.* cf. *zurcheri* (DOUVILLE), *Bradfordia* sp., *Shaeroidothyris conglobata* (DESLONGCHAMPS), que datan un Bajociense inferior (zona "Sowerby").

Stephanoceras (*Stephanoceras*) aff. *simplex* MASCKE, que data un Bajociense medio (Zona Humphriesianum).

Stephanoceras (*Stephanoceras*) cf. *humphriesianum* (SOWERBY), *Itin-sautes romboidalis* WESTERMANN, *Teloceras* sp., *Oppelia* sp., que dan una edad Bajociense medio (Zona Humphriesianum).

Infraparkinsonia aff. *phaula* BUCKMAN, *Caumontisphinctes* sp., *Caumontisphinctes* cf. *polygyralis* BUCKMAN, *Leptosphinctes* cf. *leptus* BUCKMAN, *Cleistosphinctes* sp., que dan una edad Bajociense superior (Zona Subfurcatum).

1.4.6 Fm. Margas de Sot de Chera. Margas grises (19). Oxfordiense superior

Esta unidad se encuentra en afloramientos de pequeña entidad repartidos por la unidad septentrional de la hoja a excepción del situado en la esquina SO.

Se ha estudiado en las proximidades de Gea de Albarracín en la sección que lleva el nombre de esta localidad.

Está constituida por 28 m de margas grises con niveles centimétricos de calizas margosas, calizas arenosas y areniscas.

Al microscopio estas últimas, son areniscas limolíticas de granos subangulosos de cuarzo (35-45%), feldespato potásico (5-10%), fragmentos de rocas pizarrosas (0-5%), intraclastos micríticos (5-10%), micas y cemento de calcita; como accesorios turmalina y opacos. Presentan microestratificación paralela.

El ambiente en el que se han depositado estos materiales se ha interpretado como de shelf-cuenca.

Es una formación muy rica en microfósiles, principalmente Lagénidos, Rotálicos y Ostrácodos: *Lenticulina quenstedti* (GUMB.), *L. audax* LOEBL. y TAPP, *L. subalata* REUSS, *Astacolus tricarinella* REUSS, *Spirillina* cf. *amphelicta* LOEBL. y TAPP., *Ammobaculites* cf. *conostomura* DEECKE, *Epistomina* (Br.) *costifera* TERO., *E.* (Br.) *mosquensis* UHLIG, *E.* (Br.) *stelligera* (REUSS), *Galliaecytheridea* cf. *postrotunde* OERTLI, *Cytherella* cf. *suprajurassica* OERTLI, *C.* cf. *index* OERTLI. Esta asociación es característica del Oxfordiense superior.

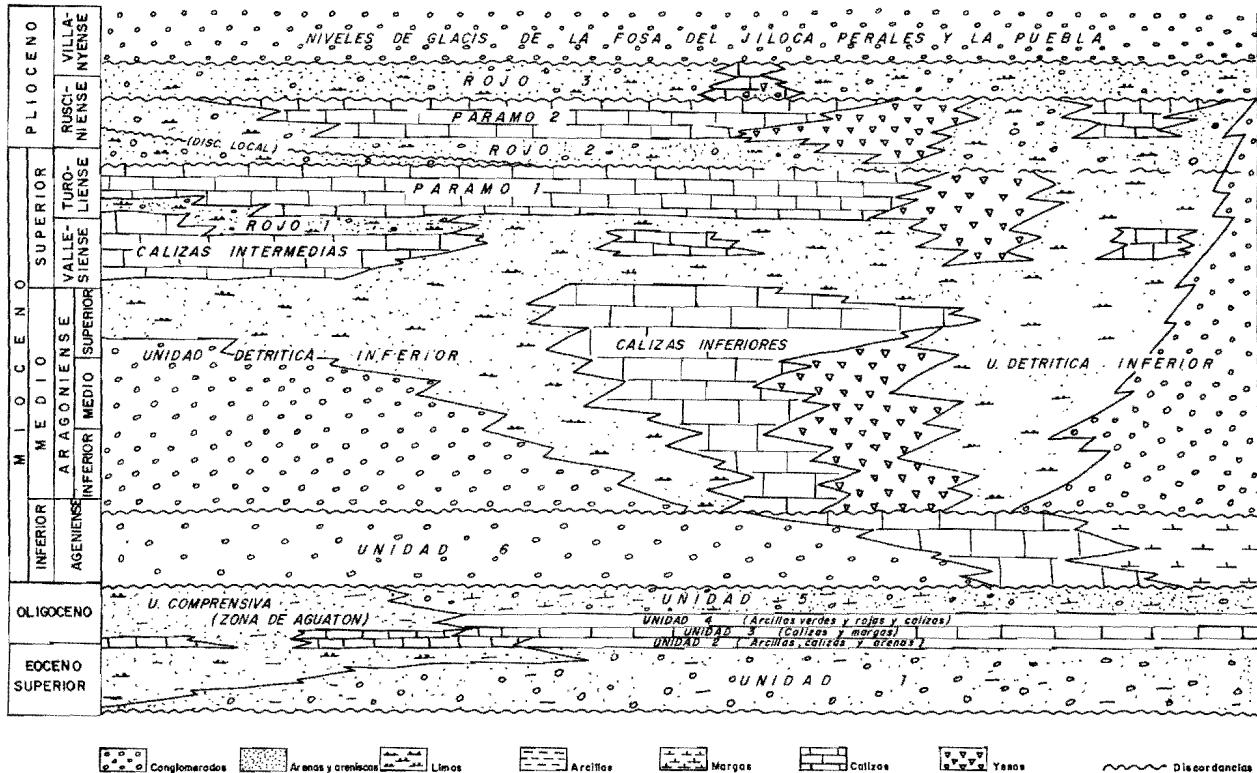


Fig. 4.— Distribución esquemática de las facies del terciario continental en las cuencas de Calatayud (Zona de Daroca- Calamocha) y Teruel-Alfambra.

1.4.7 Fm. Ritmita de Loriguilla. Alternancia rítmica de margas y margocalizas (20). Kimmeridgiense inferior

Aflora en los mismos lugares y en circunstancias parecidas a la unidad anterior. Igualmente ha sido estudiada en la sección de Gea de Albarracín donde afloran 35 m de una alternancia de margas y margo calizas de colores grises y gris amarillentos, en capas de 0,10 a 0,80 m. En otros afloramientos como en la Masía de Monteagudo, al N de Albarracín, está constituido por unos 15 m de calizas oolíticas en bancos potentes con estratificaciones cruzadas de gran escala.

Al microscopio, los niveles calizos, son biomicritas con laminación paralela, con bioclastos en proporción del 10 al 20% (Espículas y Foraminíferos), y con granos de cuarzo tamaño limo (10%).

Los niveles de margas y margo calizas se han interpretado como depósitos de shelf-cuenca. Los tramos oolíticos representan facies de aguas más someras y agitadas, depositadas en el margen de la plataforma.

Es una unidad muy pobre en fósiles, se han clasificado: *Epistomina* (*Brotzenia*), *Pseudocyclammina lituus* (YOKOY), *Spirillina*, *Ophthalmidium*, *Eothrix alpina* LOMB. Es una asociación sin valor cronoestratigráfico, por lo que la edad Kimmeridgiense inferior viene definida por la unidad infrayacente.

1.5 TERCIARIO

En la hoja de Cella afloran materiales pertenecientes al Neógeno, localizándose fundamentalmente en la mitad oriental de la misma. Se trata de sedimentos detríticos y carbonatados depositados en régimen continental constituyentes del relleno de la Fosa del Jiloca y de la Cuenca de Teruel (fig. 4).

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

1.5.1 Conglomerados, limolitas y arcillas rojas (21). Mioceno superior-Plioceno inferior

Aflora en el ángulo nor-oriental y en el borde sur-oriental de la hoja presentándose como un relieve suavemente alomado con acarcavamientos locales en función de una mayor presencia de sedimentos finos.

Se sitúa discordantemente sobre el Mesozoico y está formado por limo-

litas y arcillas rojas, correspondientes a facies de llanura de inundación, con intercalaciones de paleocanales conglomeráticos más frecuentes en las proximidades de los bordes.

La potencia de esta unidad puede alcanzar, en el ámbito de la hoja, los 80 m, si bien en zonas próximas la potencia es considerablemente mayor.

La atribución cronológica de la unidad se ha realizado por correlación con hojas vecinas (Sta. Eulalia, Teruel) dada la ausencia de restos fósiles en la misma.

1.5.2 Calizas y margas (22). Rusciniense

Aflora en el ángulo nor-oriental de la hoja, constituyendo un relieve alomado que, en ocasiones, presenta una expresión morfológica en cuestas.

Se sitúa concordantemente sobre la unidad anterior a la que puede pasar lateralmente y en el cuadro esquemático de facies corresponde al "Páramo 2".

Está constituido por unos 40-50 m de calizas y margas blancas con niveles arcillosos más oscuros. Es abundante la presencia de fragmentos de Gasterópodos, restos vegetales y raíces en posición de vida. En ocasiones se observan estructuras de deformación por carga así como de escape de fluidos. Se trata de biomicritas y alguna dismicrita con el 10-30% de Characeas, Ostrácodos y Gasterópodos. Aparecen abundantes vacuolas de disolución de bioclastos, algunas tapizadas por óxido de hierro que indicarían un proceso de karstificación.

Correspondería a una sedimentación en medio lacustre-palustre y su datación se ha realizado en función de datos obtenidos en la vecina hoja de Teruel.

1.5.3 Conglomerados, areniscas y limolitas (23). Rusciniense-Villanyense

Se localiza en el borde oriental de la hoja sobre las unidades anteriormente descritas en aparente concordancia, si bien regionalmente se ha observado una discordancia en la base de esta unidad que tiene carácter extensivo. Su morfología no presenta características especiales presentándose como un relieve suavemente alomado. En el esquema de facies compone al "Rojo 3".

Se trata de un conjunto, que en la hoja no supera los 40 m de potencia, constituido por paleocanales de conglomerados y areniscas y limolitas y arcillas correspondientes a depósitos de llanura de inundación. Se interpretan como sedimentos en un ambiente de abanicos aluviales en sus zonas media-distal.

La datación se ha efectuado en función de sus relaciones con otras unidades en zonas próximas (Teruel).

1.5.4 Conglomerados, limolitas y arcillas rojas (24). Mioceno superior. Plioceno

Se ha cartografiado esta unidad en la zona sur-oriental de la hoja y se interpreta como una unidad compresiva de las tres descritas en los apartados anteriores. Morfológicamente se presenta como un relieve suavemente aplanado en el que únicamente destacan zonas de acarcavamiento en las áreas en que son dominantes los términos más finos.

La potencia se sitúa alrededor de los 100 m y está constituida por paleocanales conglomeráticos y arcillas y limolitas correspondientes a facies de llanura de inundación. En realidad sus características son en todo similares a las de las unidades descritas en los apartados 1.5.1 y 1.5.3, que como ya hemos indicado se han tenido que incluir en una sola unidad cartográfica al no estar presente, en algunas zonas, la unidad carbonatada que las separa normalmente (Páramo 2").

Su datación se ha realizado, por tanto, en función de la edad atribuida a dichas unidades.

1.5.5 Gravas, arenas y arcillas (25). Villanyense

Aflora ampliamente en la mitad oriental de la hoja, donde constituye un recubrimiento muy generalizado con morfología de glacis muy extenso.

La potencia puede alcanzar los 10 m de paleocanales, en ocasiones soldados, de gravas y tramos arenosos y limolíticos. Se aprecian abundantes cicatrices internas en los canales correspondientes a superficies de reactivación, estratificación cruzada de tipo *trough* y barras de gravas. Las direcciones de aporte medidas indican procedencias del Norte y NNW como más frecuentes.

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

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

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 Conglomerados, arenas y limos. Glacis (26 y 28). Terrazas (29 y 30). Pleistoceno

En la zona de Gea de Albarracín se han diferenciado niveles de glacis constituidos por conglomerados arenas y limos de tonos pardo rojizos. En la misma zona, se han distinguido dos niveles de terrazas; la más alta posiblemente relacionada con el más moderno de los glacis se sitúa a unos 20 m sobre el cauce actual del río, existiendo retazos de otra más baja (6-8 m).

La mayor extensión de afloramiento corresponde a los glacis que provenientes de la Sierra de Carbonera constituyen un sistema de glacis encajados. Por el contrario, las terrazas se encuentran escasamente representadas, apareciendo como pequeñas manchas localizadas, en su mayor parte, en la margen derecha del río Guadalaviar.

1.6.2 Cantos y arcillas. Abanicos (27). Pleistoceno

Adosados a los marcos montuosos del Valle del Jiloca se localizan unos depósitos de cantos, arcillas y limolitas de tonos pardos y rojizos que con morfología de abanicos penetran en dirección al Valle del Jiloca.

Se interpretan como aportes que de forma prácticamente continuada, provocada por una cierta movilidad de esos bordes, se han depositado a lo largo de todo el Cuaternario antiguo y quizás incluso recientemente.

1.6.3 Cantos, arenas y arcillas. Coluviones (31). Fondos de valle (32). Holoceno

Se han cartografiado como tales una serie de manchas dispersas en el ámbito de la hoja que nunca alcanzan gran extensión y que se han representado solamente cuando su potencia es estimable, o bien dificultan notablemente la interpretación del sustrato.

1.6.4 Gravas, arenas y arcillas. Aluviales (33). Holoceno

Se incluyen en este apartado todos los sedimentos aluviales acumulados en los valles de los ríos y arroyos existentes en la hoja.

Son generalmente poco importantes, excepción hecha del amplio aluvial generado en el nacimiento del río Jiloca, que puede superar los 4 Km de anchura.

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

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO et al. 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Trías hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y 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 cobertura y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleozoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al. 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región.

Las direcciones dominantes en 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 ese mismo área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primariamente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpina (JULIVERT et al. 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertura 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 2^a 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 tardihercénicas, cuyas direcciones principales son NE-SW y NW-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel 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 NW-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo *rrr*, 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 hace ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, rellenando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMAN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

3.— **Etapa de transición.** Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se hunden y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuartean 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 Pliensbachiense superior-Toarciano y Bajociense en la hoja de la Puebla de Valverde (27-23) y zonas circundantes al Sur y Este.

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

sos (Movimientos Neokimméricos y movimientos Aústricos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos. Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

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

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión, una desde el NE, otra desde el ENE y otra desde el SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975).

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

En las zonas 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 DESCRIPCION DE UNIDADES Y ESTRUCTURAS

Dentro de la hoja de Cella se distinguen las siguientes unidades tectónicas, que han sido representadas en la fig 5:

— Basamento Hercínico (1) lo forman materiales cuarcíticos y pizarrosos de edad Ordovícico-Silúrico que constituyen las estribaciones de Sierra Carbonera y Torres. Han sido afectados por los movimientos hercínicos que los han plegado según las direcciones preferentes NNO-SSE y NS. A estos esfuerzos se deben los anticlinal y sinclinal de San Marcos, que presentan los planos axiales próximos a la vertical.

— Tegumento permotriásico (2) forma una aureola de materiales detríticos alrededor del macizo paleozoico. Se encuentra estructurado según un pliegue de dirección NO-SE.

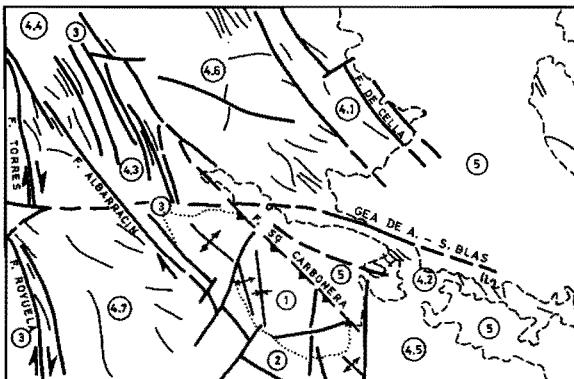
— Nivel de despegue del Keuper (3) lo forman los potentes depósitos de margas, margas yesíferas y yesos que actuaron de nivel de despegue durante los movimientos compresivos alpinos. Los paquetes de calizas de edad jurásica actuaron ante los esfuerzos como niveles competentes, deslizándose sobre el tramo margoso inferior, por lo que se encuentran a veces en contacto con niveles más bajos de la serie estratigráfica. Por el contrario, en otras zonas estos materiales se encuentran acumulados con potencias superiores a las reales y altamente tectonizados, como ocurre en las proximidades de Albarracín y Royuela.

— Cobertura jurásica (4) los materiales jurásicos, que ocupan más de la mitad de la hoja, se caracterizan, desde el punto de vista estructural, por formar dos dominios tectónicos diferentes. Así, en unas zonas estos materiales se encuentran intensamente plegados y fallados debido a estructuras de escasa longitud, pero próximos entre sí, que los compartmentan en pequeños bloques. Estas zonas están asociadas o próximas a grandes fallas de carácter regional, probablemente de desgarre. Por el contrario en las zonas situadas entre las fallas citadas anteriormente predominan las estructuras amplias, de buzamientos suaves y con ejes de pliegues de varios kilómetros de longitud, como puede observarse en el esquema tectónico.

A las primeras pertenecen las siguientes zonas:

— Zona de Cella (4.1): está compartmentada por una serie de fallas de dirección NO-SE, que ponen en contacto distintos tramos del Jurásico entre sí y con el Muschelkalk. Se encuentran pliegues de escasa longitud, cuyos ejes presentan direcciones NO-SE y más raramente la NNO-SSE. Esta zona hacia el SE queda cubierta por sedimentos postorogénicos.

— Zona de Gea de Albarracín-San Blas (4.2): está asociada a una frac-



Escala 1: 250,000

1	BASAMENTO HERCINICO	4.4	ZONA MONTERDE	COBERTERA JURASICA
2	TEGUMENTO PERMICO - TRIASICO	4.5	ZONA BEZAS - RIO GUADALAVIAR	
3	NIVEL DE DESPEGUE DEL KEUPER	4.6	ZONA CELLA - MONTERDE	
4.1	ZONA CELLA	4.7	ZONA SALDON - ENTRAMBASAGUAS	
4.2	ZONA GEA DE ALBARRACÍN - S. BLAS	5	ZONA COBERTERA TERCIARIA	
4.3	ZONA ALBARRACÍN - MONTERDE	COBERTERA JURASICA INTENSAMENTE ESTRUCTURADA		SUAVEMENTE ESTRUCTURADA

Fig. 5.— Esquema tectónico.

tura de dirección ONO-ESE, que en las proximidades de Gea de Albarracín sufre un cambio en la dirección adaptándose a la E-O.

En esta zona fracturada es donde se encaja el río Guadalaviar. Los pliegues asociados presentan direcciones ONO-ESE y NO-SE.

– Zona de Albarracín-Monterde (4.3): Aparece asociado a las fallas de Sierra Carbonera y de Albarracín de dirección NO-SE y que tienen importancia a nivel regional. Estas fracturas presentan, en su recorrido por la hoja, diversos desplazamientos por la acción de fallas transversales de dirección aproximada NE-SO. Los pliegues en esta zona tienen direcciones que oscilan entre NO-SE y NNO-SSE, siendo, como en las zonas anteriores, de escaso recorrido.

Más al Oeste, las fallas de Torres y Royuela de dirección NNO-SSE, marcan otra zona tectonizada, aunque de menor intensidad que las descritas anteriormente. Estas fallas pueden corresponder a una única fractura desplazada lateralmente por otra de dirección E-O situada en las proximidades de Torres y que puede ser continuación, en profundidad, de la de Gea de Albarracín-San Blas.

A las segundas corresponden las siguientes zonas:

– Zona de Monterde (4.4): ocupa la esquina NO de la hoja y continúa en las vecinas de Santa Eulalia, Tragacete y Checa. Está formada por Keuper y por el Lías inferior que se disponen de forma tabular con buzamientos subhorizontales.

– Zona de Bezas-Río Guadalaviar (4.5): la forman materiales que van desde el Lías hasta el Dogger; tienen una disposición subtabular escasamente plegada, aunque sí afectada por fracturas de importancia local, entre las que destacan las de dirección NO-SE y NNO-SSE, con menos frecuencia se reconocen las de direcciones N-S y NE-SO.

– Zona de Cella-Monterde (4.6): ocupa una extensa área al Norte de la hoja. Está formada por materiales del Dogger suavemente plegados, con buzamientos por lo general inferiores a los 20°. Las fracturas, también de carácter local, que afectan a esta zona son las NNE-SSO y las NO-SE. Es de destacar las de dirección ONO-ESE que aunque menos frecuentes son de mayor importancia.

En cuanto a los pliegues suelen presentar direcciones de ejes próximos a la NO-SE, aunque existe algún pliegue de dirección anómala en esta zona (N-S).

– Zona de Saldón-Entrambasaguas (4.7): abarca una extensa superficie de la parte SO de la hoja. Está constituida por materiales que van desde el Lías hasta el Dogger. En conjunto forman una estructura de sinclínorio con pliegues de direcciones comprendidas entre la NO-SE y NNO-SSE. Exis-

ten pequeñas fracturas locales de direcciones NNO-SSE y NE-SO.

— Cobertura terciaria (5). Los materiales del Mioceno superior-Plioceno se encuentran en disposición subhorizontal o suavemente basculados y afectados por pequeñas fallas en el interior de las cuencas, las cuales se originaron a partir del Mioceno medio por fallas normales de dirección NO-SE y NNE-SSO. Los movimientos tectónicos más recientes del Plioceno superior quedan patentes en los bordes con el Mesozoico con fallas de dirección dominante NO-SE que hunden la Fosa del Jiloca y Cuenca de Calatayud y provocan el relleno asociado al glacis pliocuaternario. También se observan basculamientos y desnivelaciones en bloques de la superficie de erosión fundamental del Plioceno.

3 GEOMORFOLOGIA

Se reconocen en la hoja tres dominios geomorfológicos diferentes correspondientes a las áreas de afloramiento de sedimentos paleozoicos, mesozoicos y neógenos respectivamente.

Los materiales paleozoicos existentes en el macizo de Sierra Carbonera tienen escasa expresión morfológica, modelándose los niveles cuarcíticos en *crestas* dados los fuertes buzamientos. Los materiales pizarrosos presentan una acusada regularización de vertientes.

Una gran parte de la zona corresponde al ámbito del dominio estructural representado por el afloramiento de los materiales mesozoicos que se sitúan, principalmente, en la mitad occidental de la hoja.

En este conjunto se reconocen niveles de *crestas*, *líneas de capa dura* y *cuestas y hog-backs* que, en ocasiones presentan en su reverso morfologías de *chevron*.

El rasgo geomorfológico fundamental de este dominio viene dado por la presencia de una extensa *superficie de erosión*, en ocasiones degradada, muy desarrollada en el cuadrante noroccidental de la hoja, entre las cotas de 1.200-1.300 metros y a 1.450 metros en el ángulo noreste. La edad de esta superficie de erosión es difícil de precisar, pero teniendo en cuenta los datos regionales podemos indicar que es poligénica y la etapa final de elaboración de la misma es sincrónica con los depósitos de las calizas del Páramo 2 de las Cuencas terciarias, con lo que su edad debe situarse en el Plioceno medio. Una fase tectónica de fracturación previa a los depósitos del Rojo 3 deforma la superficie, desnivelándola y es responsable de las diferencias de cota que

presenta en el ámbito de la hoja. Con posterioridad a la generación de la citada superficie tiene lugar una importante fase de karstificación que se manifiesta por la presencia de *dolinas* que normalmente tienen morfología en cubeta y en ocasiones son coalescentes dando lugar a uvalas. El inicio de esta karstificación y la edad fundamental de su desarrollo es considerada por GUTIERREZ ELORZA y PEÑA MONNE (1979) como del Plioceno superior en base a dataciones paleontológicas.

La red fluvial se encaja profundamente en la superficie de erosión dando lugar a *gargantas* y *hoces* de laderas abruptas cuando discurre sobre materiales calcáreos resistentes. Algunos cursos fluviales (Arroyo del Carbe) han desarrollado extensas *llanuras de inundación* y niveles de *terrazas* en relación con antiguas salidas de torrentes en las zonas en las que atraviesan terrenos blandos del Keuper.

La acción periglaciar se manifiesta por la existencia de depósitos de *grèzes littees*, frecuentemente asociados a las laderas de las hoces, *valles de fondo plano* y una acusada regularización de las vertientes.

Los materiales neógenos se sitúan en la mitad occidental de la hoja y presentan una morfología de relieves alomados sobre materiales detriticos. Al igual que en el dominio anterior la acción periglaciar se manifiesta por la existencia de *valles de fondo plano* y una intensa regularización de vertientes. La incisión lineal más reciente evacúa parte de estos depósitos produciendo un fuerte acarcavamiento muy patente en el área de Gea de Albaracín.

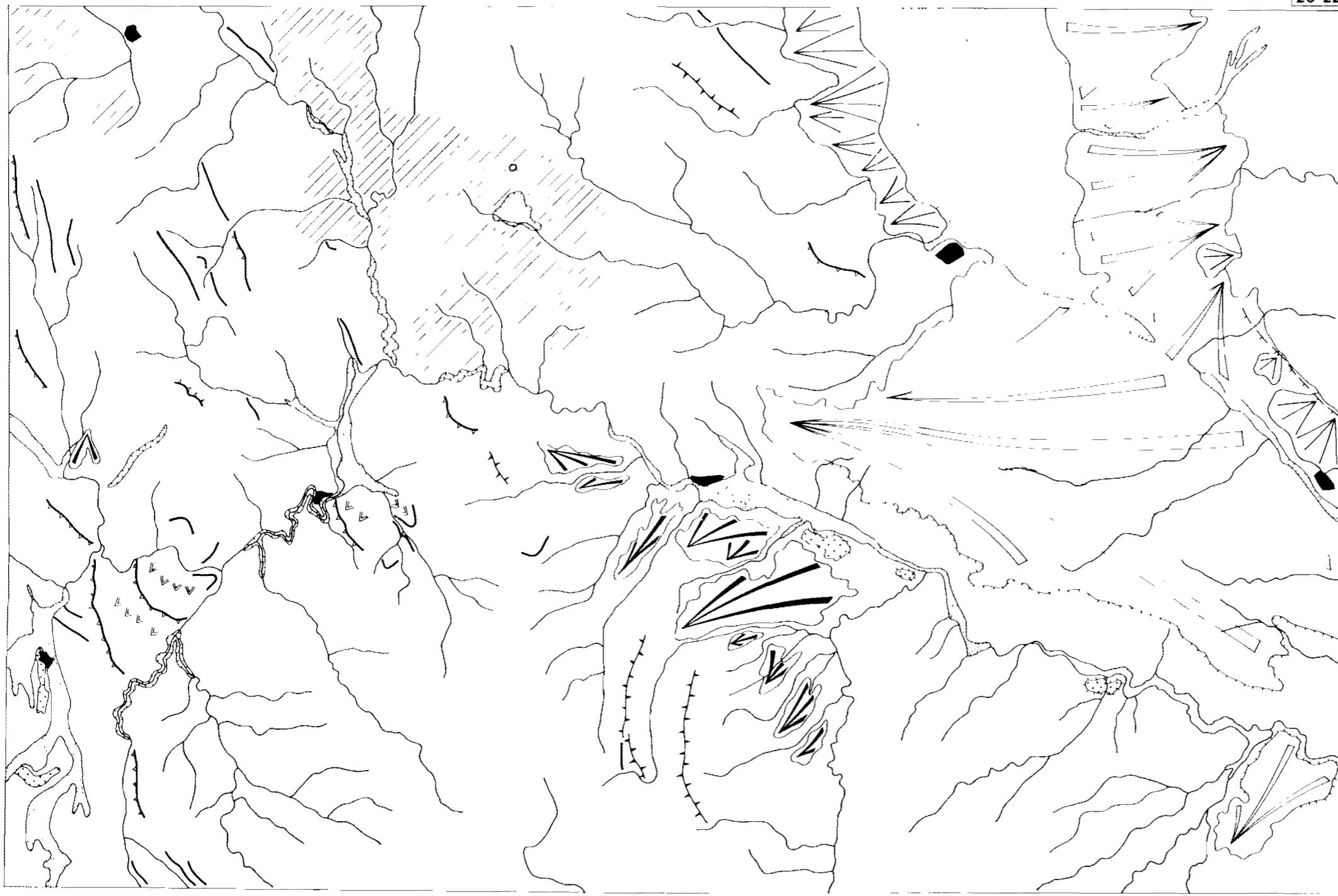
En ambos flancos de la depresión del Jiloca se desarrollan extensos niveles de *glacis* de edad *Villanyense* que tienden a rellenar el relieve generado por la fase tectónica que deforma la superficie de erosión y posteriores. Se trata de glacis por derrame de potencia variable que en sus partes frontales no suele sobrepasar los 5 metros. Localmente sus materiales están encostados. En el margen oriental de la fosa dicho glacis está aparentemente afectado por fallas que tienen una *clara expresión morfológica* y son indicio de una importante actividad tectónica reciente. Al pie de los escarpes de la fosa aparecen una serie de abanicos coalescentes.

En el borde oriental del macizo de Sierra Carbonera aparece un sistema de *glacis* encajados de edad cuaternaria; en relación con antiguos niveles de base constituidos por el río Guadalaviar. Dicho río excava profundamente los materiales neógenos y pliocuaternarios, apareciendo *escarpes* netos en los bordes del glacis *Villanyense* y desarrollando un sistema de *terrazas*, de las que se reconocen al menos tres niveles en la vecina hoja de Teruel. Dicho río presenta una estrecha *llanura de inundación* en la zona de Gea, que contrasta con los amplios depósitos aluviales recientes del río Jiloca que

CELLA

566
26-22

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES	
	Crestas
	Cuestas y hog-backs
	Chevrons
	Línea de capa dura
	Folias con expresión morfológica
SUPERFICIES DE EROSION	
	Superficie de erosión sobre Mesozoico (fundamentalmente Plioceno)
MODELADOS DEPOSICIONALES	
	Glacis Villanyense
	Glaciar
	Terrazas fluviales
	Valles de fondo plano (Llanura de inundación y/o terrazas bajas)
	Abanicas
RED FLUVIAL	
	Red fluvial principal
	Gargantas y hoces con depósitos de gresas líticas
FORMAS KARSTICAS	
	Dolinas
ESCARPES	
	Escarpes de glaci y terrazas
MODELADO ANTROPICO	
	Núcleos urbanos

ESCALA GRAFICA

0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

llegan a alcanzar más de 4 km de anchura sin que se haya detectado la presencia de terrazas.

La evolución geomorfológica de la zona ha quedado expresada en los párrafos anteriores.

De cara a una ordenación del territorio hay que resaltar los procesos que son actualmente activos, entre los que destacan la actividad neotectónica reciente, el arramblamiento e intenso acarcavamiento existente en algunos puntos de la hoja.

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

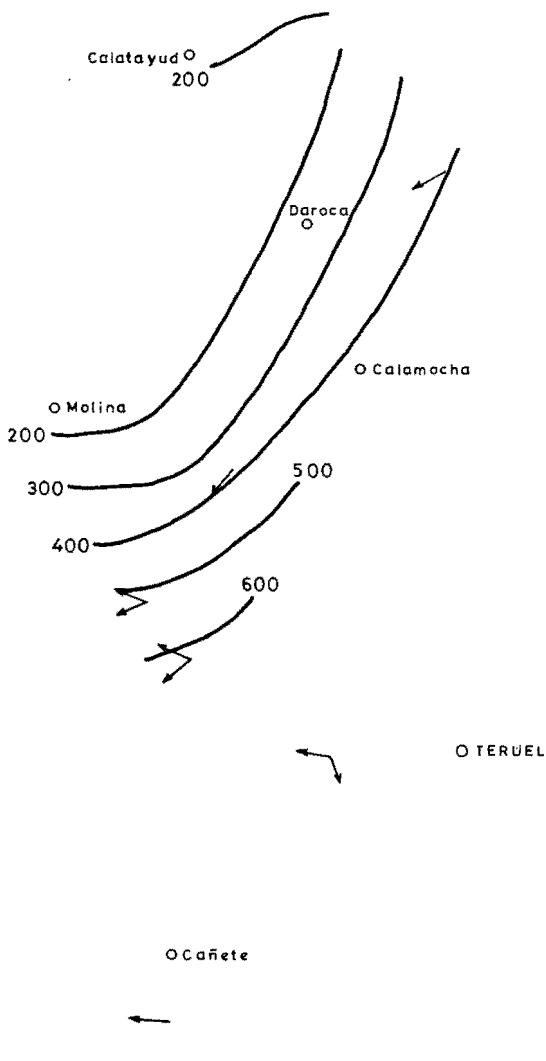


Fig. 6.— Ciclo II. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

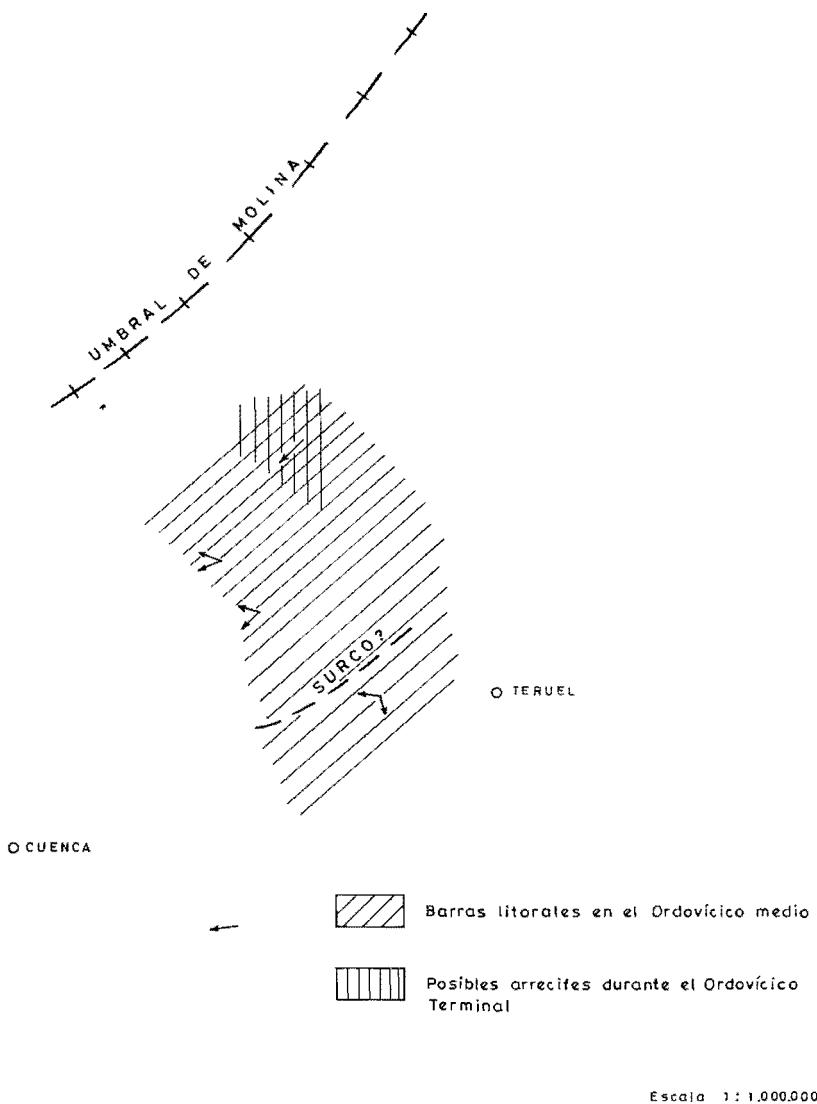


Fig. 7.— Esquema paleogeográfico.

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 puede diferenciar ámbitos paleogeográficos distintos en la zona de estudio, que únicamente abarca una pequeña parte de la cuenca sedimentaria.

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

Los espesores ponen de manifiesto una subsidencia diferencial durante el Ordovícico medio y superior, dibujándose surcos y umbrales sedimentarios que se disponen paralelamente al aporte es decir NE-SW. 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. 6).

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. 7).

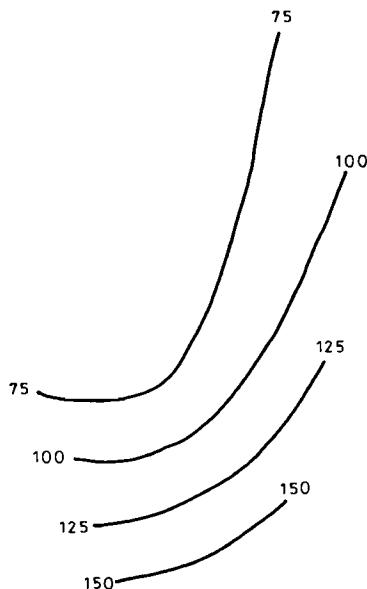
Durante el Silúrico más inferior se observa la misma tendencia de aumento de espesores y direcciones de corriente que la indicada para el Ordovícico medio superior (fig 8).

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 tardihercénicas (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 Permotrías y Facies Buntsandstein es correlativa con la reactivación de las fracturas tardihercénicas 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

O ZARAGOZA



O CUENCA

Fig. 8.— Ciclo III. Mapa de isopacas.

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 Tre-medal (RIBA 1959, RIBA y RIOS 1962) y el surco de Molina. Un importante cambio de facies se produce a partir de la alineación 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. 9).

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

La barra inferior y el citado nivel rojo pasan hacia el Oeste y Noroeste a facies lutíticas rojas del Buntsandstein superior. En la región la sedimentación tuvo lugar en una extensa llanura de mareas con condiciones intermareales e incluso supramareales, situándose el mar abierto hacia el Este. Algunos elementos paleogeográficos de orientación NO-SE, ejercen un cierto control de espesores y facies, como son del surco de Castellar de la Muela-Cerro de San 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 aula-cógeno 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

O ZARAGOZA

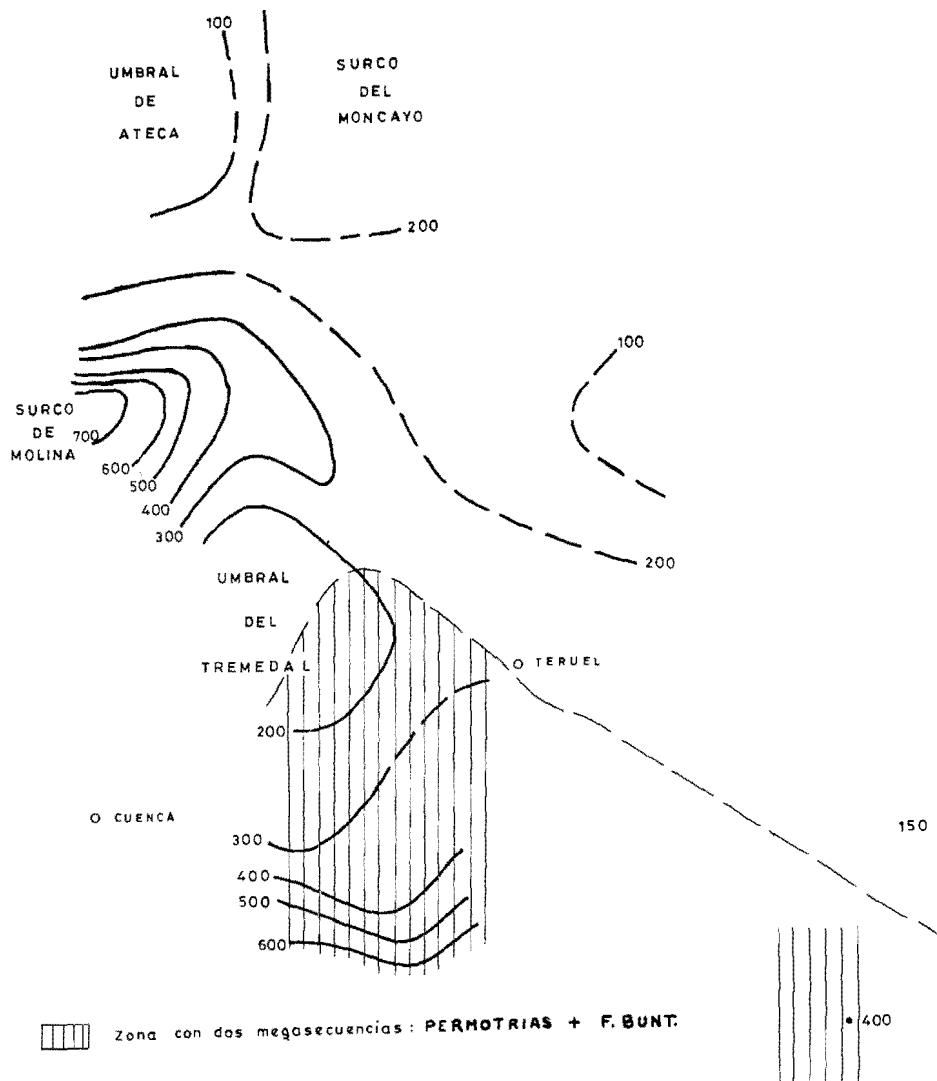


Fig. 9.— Mapa paleogeográfico.

que incluyen uno o varios ciclos sedimentarios (ver capítulo 2 Estratigrafía).

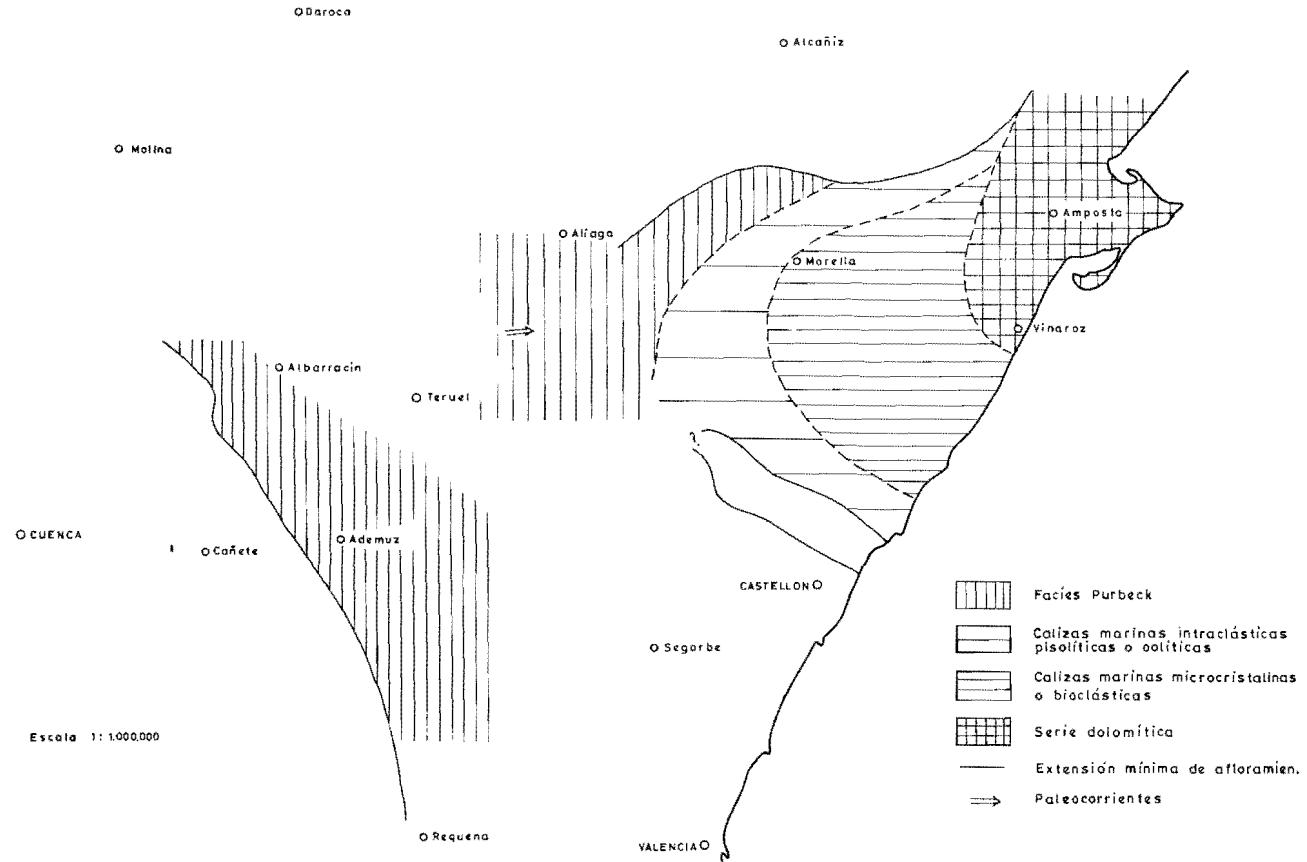
En el Lías inferior de la zona, (Hettangiense-Sinemuriense) la sedimentación tuvo lugar en un ambiente de *lagoon* restringido más o menos hipersalino. La deposición de carbonatos tuvo lugar en los umbrales y sus márgenes (carniolas, dolomías, calizas), mientras que en las áreas fuertemente subsidentes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

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

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

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

Durante el Malm se reconocen en la zona depósitos de plataforma (margas y alternancia rítmica de calizas y margas) y de *lagoon* y margen de plataforma (calizas con oncolitos). Al comienzo del Malm tiene lugar el movimiento relativo de Iberia con respecto a Europa y África, lo que origina un cambio brusco en la evolución de la cuenca desapareciendo algunos de los elementos paleogeográficos existentes durante el Lías y Dogger, los márgenes de la cuenca emergen, desarrollándose el macizo del Ebro y aumentando la extensión del Macizo Ibérico. El mar abierto se encuentra hacia el Mediterráneo.



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

En la zona hay sedimentación terrígena durante el Kimmeridgiense superior-Portlandiense-Berriasiense (y probablemente Valanginiense inferior). Se reconocen depósitos de llanura de mareas, transicionales y fluvio lacustres. Estos terrenos se extienden al Sur de la línea Aliaga-Horta de San Juan y al Este de la alineación Molina de Aragón-Requena. Se desconoce hasta qué punto los límites de los afloramientos corresponden a los bordes de cuenca o son simplemente límites erosivos. La distribución de facies registra una zonación entre facies continentales y transicionales al Oeste de las Ramas Castellana y Aragonesa y las facies marinas del Maestrazgo. Las direcciones de aporte en la zona de Cedrillas (hoja 27-22: Teruel) se dirigen hacia el Este (fig. 10).

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 (fig. 11).

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 Fuentespaldada, 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 SW 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 NW 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. 12) se aprecia la disposi-

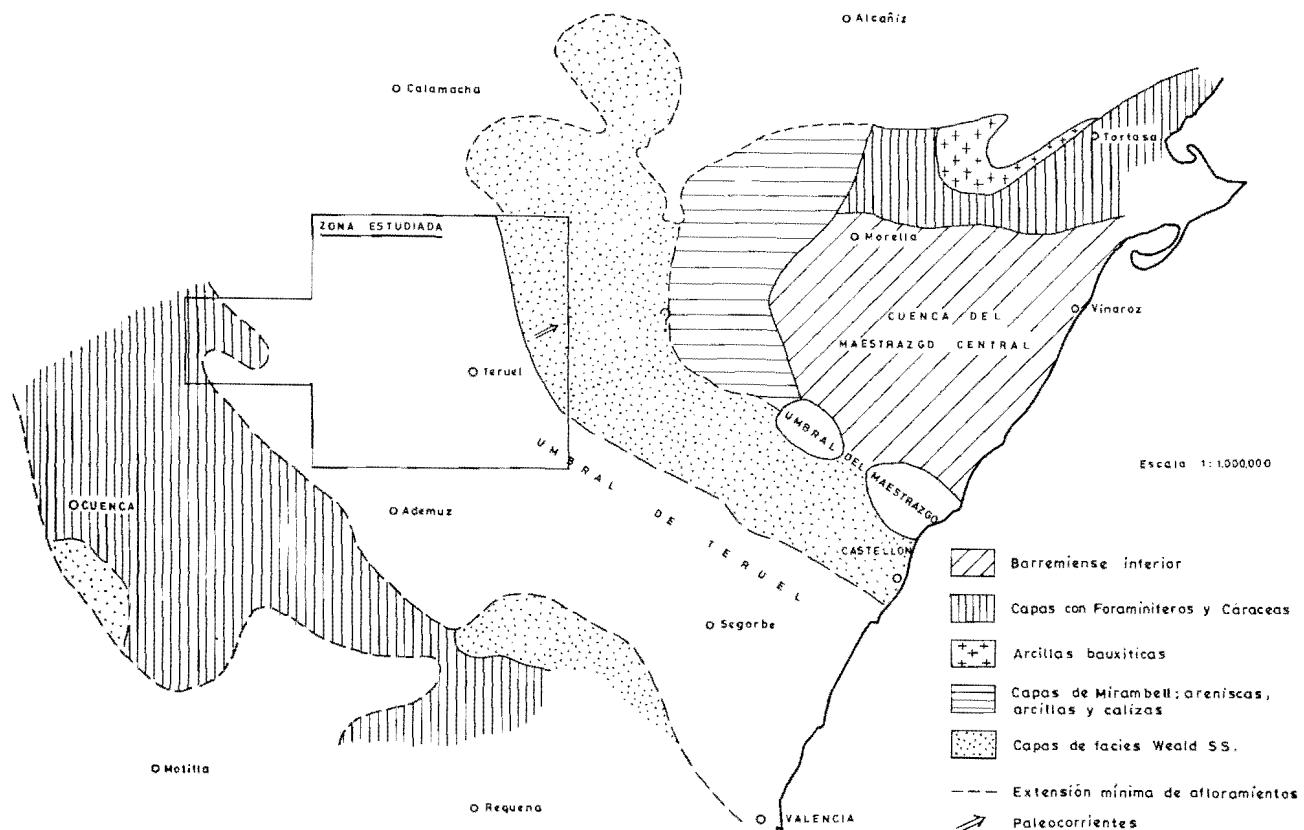


Fig. 11.— Mapa paleogeográfico durante el Barremiense Inferior. Según CANEROT (1975), VIALLARD (1972), modificado.

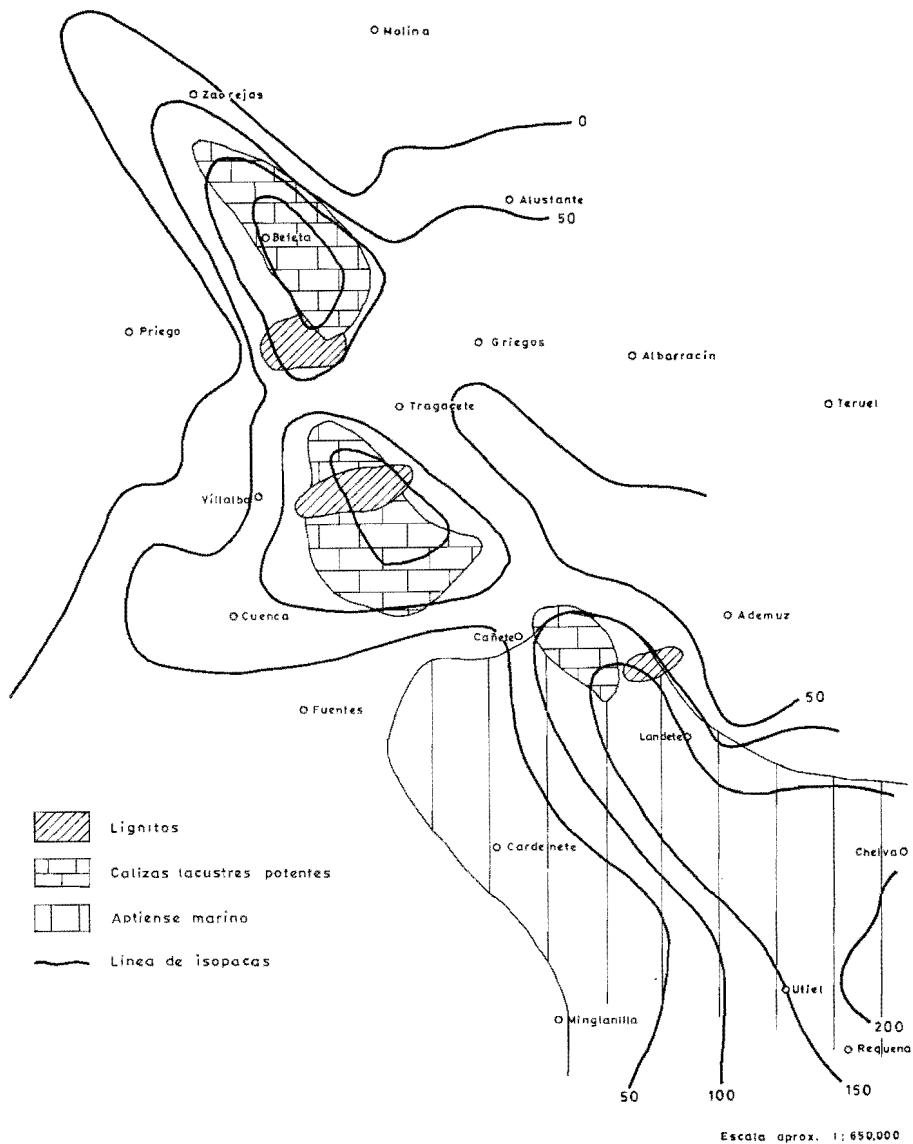


Fig. 12.— Barremiense-Aptienense. Isopacas y facies principales (MELLENDEZ et al 1974).

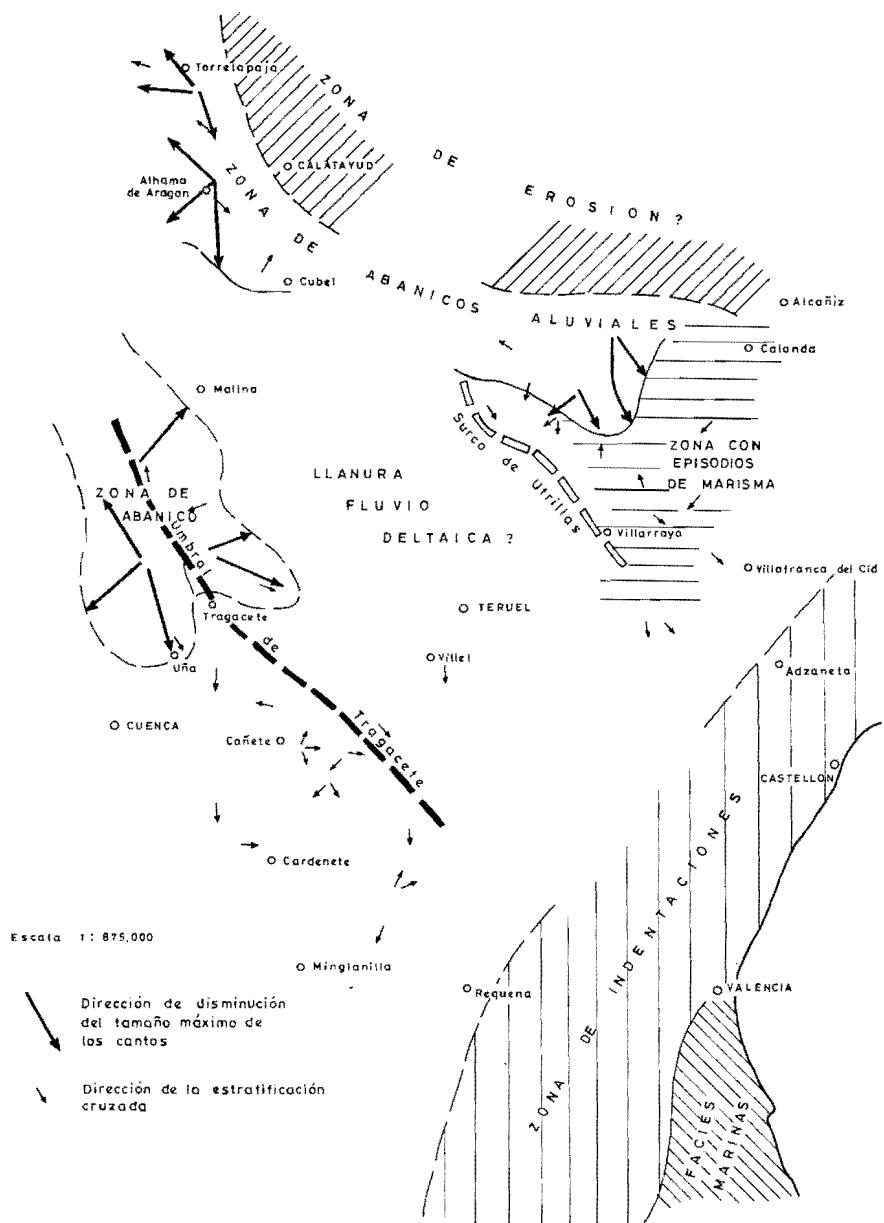


Fig. 13.— Mapa paleogeográfico durante el Albense. Basado en datos de SAEFTEL (1961).

ción NW-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 Albienense-Cenomaníense inferior, con la discordancia aústrica en la base, los depósitos transicionales de la Fm. Utrillas y finalmente las calizas marinas cenomaníenses. 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 Albienense y Cretácico superior se limitan a las hojas de Terriente, Tragacete y borde Oeste de la hoja de la Puebla de Valverde.

Durante el Albienense, la cuenca sedimentaria estaba abierta al mar al E de Valencia, y se caracterizaba por presentar una serie de surcos y umbras de dirección ibérica.

El aporte del sedimento era en general NE-SW, a lo largo de una extensa llanura fluvial o fluvio-deltaica, a la cual afluían aportes laterales procedentes de las zonas de umbral (fig. 13).

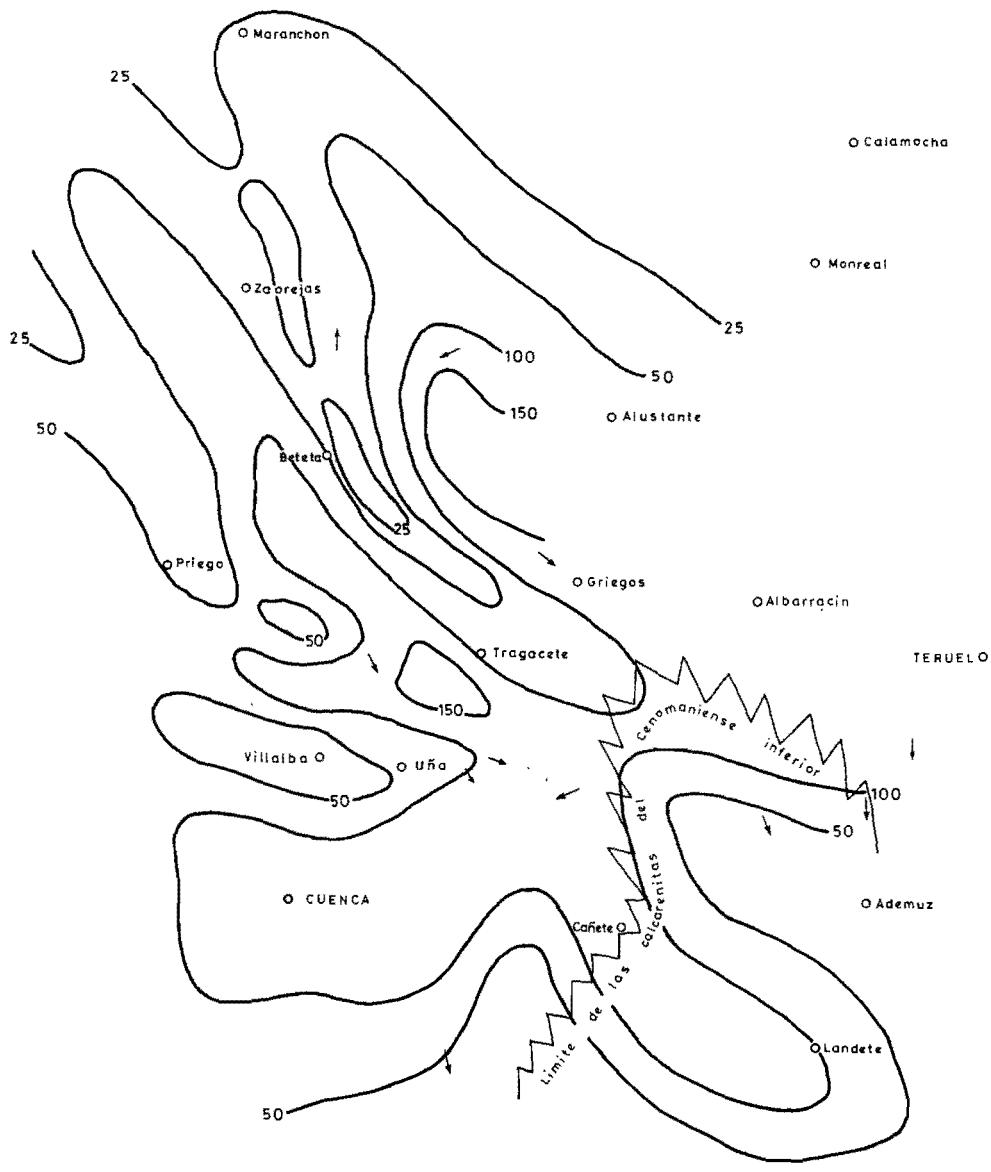
Al N de Calatayud y Alcañiz no se conocen sedimentos de la Fm. Utrillas excepto en un sinclinal localizado bajo los materiales de la Depresión del Ebro.

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 detriticos en forma de abanicos aluviales. Para esta zona existe un mapa de isopacas (fig. 14) que refleja claramente la geometría de la cuenca en surcos y umbrales.

A partir del Albienense superior y hasta el Cenomaníense 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 Cenomaníense 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



Escala aprox. 1 : 650.000

Fig. 14.— Fm. Utrillas. Mapa de isopacas y paleocorrientes.

las hojas de Terriente, La Puebla de Valverde en la que se aprecia una doble tendencia transgresivo-regresiva.

En el Turoniano inferior se alcanzan los máximos de profundidad durante el Cretácico en ambientes submareales de plataforma abierta. A partir de este momento la cuenca se abre hacia el Norte y Este (ALONSO MILLAN et al. 1981) y se inicia un ciclo sedimentario de tendencia general regresiva, en una plataforma somera restringida con gran variedad de ambientes sedimentarios: plataforma interna con bioconstrucciones arrecifales y *shoals*, llanura de mareas, *lagoon* restringido salino (colapsobrechas), *lagoons*-marisma, de tendencia lacustre, etc... A finales del Cretácico superior la influencia de aguas dulces se hace muy patente pasándose a condiciones cada vez más continentales (*lagoon*-marisma de tendencia lacustre), como consecuencia de los primeros impulsos alpinos que provocan la estructuración en 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 evaluación de la Cordillera Ibérica que podría coincidir con la Flexión suroccidental (IGME 1980) o la Falla Hespérica de ALVARO et al. (1978). CAPOTE et al. (1982).

A partir del Paleoceno la sedimentación tiene carácter continental, llenando 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-CSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense) (Fase Neocastellana, AGUIRRE et al. 1976) y a partir de este momento la zona que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario.

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

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

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

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

Igualmente en este momento se hace patente un cambio hidrológico y climático. Con la formación “rojo 3” se inicia el paso a régimen exorreico excepto quizá en la zona más septentrional (Sta. Eulalia), al tiempo que comienzan a aparecer indicios de la llegada del frío por la presencia de cantes 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

Desde el punto de vista minero, el máximo interés de esta hoja lo presenta el extremo S de la Sierra de Albarracín, con importantes indicios de limonitas, piritas, calcopiritas y galenas.

Determinados filones han sufrido explotaciones de pequeña importan-

cia, aunque en la actualidad se encuentran paralizadas las labores, como por ejemplo junto al Cerro de Arasca (x: 784.400; y: 651.200).

El macizo paleozoico de la Sierra Carbonera, asimismo, posee reservas relativamente interesantes de menas de hierro, que han sido objeto de explotación en tiempos, como la mina situada al N de Bezcas (x: 799.400; y: 639.800).

Indicios de menas no metálicas se presentan al SW de Gea de Albarracín, en el pasaje de "Los Frontones", donde hay posibilidades de explotación de barita.

Canteras apenas existen en la hoja. Los materiales que se han explotado tradicionalmente han sido las calizas miocenas, empleadas como áridos de trituración, de las que existen varias canteras en la zona del cierre del embalse de Arquillo de San Blas.

De éstas sólo continúa en explotación la llamada "Murciélagos" (x: 811.700; y: 643.300) con producciones que rondan las 65.000 Tm. anuales. Las reservas son muy cuantiosas. También han sufrido explotación, aunque las labores se encuentran abandonadas, las formaciones aluviales cuaternarias. En la Rambla de La Palma, al E de Royuela, existe una grava inactiva en estos materiales.

5.2 HIDROGEOLOGIA

En la hoja de Cella se encuentra representada la división hidrográfica entre las cuencas del Ebro (Río Jiloca) y Turia (Río Guadalaviar). El nacimiento del río Jiloca se efectúa a partir del manantial de Cella (3.500 l/s) que drena el acuífero contenido en las formaciones jurásicas que presentan una importante área de recarga en las parameras situadas hacia el Norte y Noroeste. La división se sitúa al Sur de Cella y está definida por suaves elevaciones del orden de la decena de metros en el "glacis" pliocuaternario.

Las formaciones con mayor interés hidrogeológico son las siguientes:

— Carniolas de Cortes de Tajuña y calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, limitadas a muro y techo por el Keuper y las margas del Cerro del Pez y Turmiel. Presentan buena permeabilidad por karstificación y fracturación.

— Calizas tableadas de la Fm. Carbonatada de Chelva, con buena permeabilidad por karstificación y fracturación. En su base está la unidad impermeable formada por las margas de Turmiel. Presentan extensas áreas de recarga al Norte y Noroeste de Cella, en zonas relativamente llanas afectadas por la superficie de erosión pliocena.

— Sistema detrítico del glacis pliocuaternario del valle del Jiloca. Las gravas y arenas tienen buena permeabilidad. Este acuífero está además conectado con el contenido en los materiales jurásicos.

Las zonas con mejores posibilidades se centran en el valle del Jiloca (Sistema detrítico y acuíferos jurásicos subyacentes).

BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R.; MEIN, P. et MOISSENET, E. (1976).— Mise en évidence du Pliocène moyen continental dans le nord du fossé de Teruel (Espagne). Le gisement de Villalba Alta. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon.* Vol. 14, pag. 11-14.
- ADROVER, R.; MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Est. Geol.* vol. 34, pag. 205-214.
- ADROVER, R.; GUTIERREZ, M. y PEÑA MONNE J.L. (1981).— Geología y Paleontología de los alrededores de Teruel. *XV Curso de Geología Aplicada.* Teruel. Col. Univ. pag. 213-238.
- AGUILAR, M.J.; RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).— Algunas precisiones sobre sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* núm. 27, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— Datos Paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. sobre Neog. y Cuatern.* Vol. 5, pp. 7-29.
- ALONSO MILLAN, A. y MAS, R. (1981).— Trabajo estratigráfico, sedimentológico y paleogeográfico del Cretácico superior del sector suroriental de la Cordillera Ibérica /GME. 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 Sabaris.* Barcelona. T. 14, p. 172-177.
- ARCHE, A.; COMAS, M.J.; GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1977).— “Evolución vertical de los sedimentos carbonatados del Lías Medio y Superior en la Sierra Palomera (Teruel)”. *Est. Geol.* núm. 33, pp. 571-574.

- ARCHE, A. (1981).— Le Permien supérieur et le Trias du SE de la Chaîne Ibérique: Talayuelas-Landete et Boniches. *Excursion en Espagne du Groupe Francais du Trias. Edit., Dpto., Estratigrafía. Fac. Geo. Madrid.* P. 31-40.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— "Les décrochements tardi-herciniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation". *Tectonophysics.* V. 25, pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— "Late Paleozoic strike strip 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.
- BEHTEL, H.; GEYER, O.F. (1966).— Beiträge Zur Stratigraphie und Paläontologie des Juras von Spanien. Stratigraphie und fossilführung in unter Jura von Albarracín. *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.* Vol. 124, núm.1, pp. 1-52.
- BOULOUARD, C. y CANEROT, J. (1970).— "Données nouvelles sur l'Apennin Supérieur et l'Albien dans le bas Aragon et le haut Maestrazgo (Espagne)". *Bull. Centre Rech. Pau.* Vol 4, núm. 2, pp. 453-463.
- BOULOUARD, C. et VIALLARD, P. (1971).— Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C.R. Ac. Sc. Paris.* V. 273, pp. 2441-2444.
- BUFFET, C. (1968).— "Recherches géologiques dans les environs de El Toril au Sud de Albarracín (Teruel) en Espagne Centrale". *Fac. Sc. Univ. Dijon.* pp. 1-57.
- BUFFET, C. (1968).— Recherches géologiques dans les environs de Toril, au SE d'Albarracín "Carte géologique des environs de Toril (Provincia de Cuenca) Espagne". Inst. Cat. Paris.
- BULARD, P.F. (1971).— "La Discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des chaînes Ibériques. *Cuad. Geol Ibérica* Vol. 2, pp. 425-438.
- BURILLO, F.; GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1981).— El Cerro del Castillo de Alfambra (Teruel). *Kalathos* 1. Col. Univ. Teruel pp. 1-63.
- CANEROT, J. y SOUQUET, P. (1972).— "Le Faciès Utrillas. Distinction du Wealdien et place dans la phase d'épandages terrigènes Albo-Cénomaniens". *C.R. Ac. Sc. Paris.* T. 275. Vol. 4, pp. 527-530.
- CAPOTE, R. (1978).— "Tectónica Española". *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas.* Asociación Española de Ingeniería Sísmica, pp. 1-30.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ, M.; HERNANDEZ, A. y OLIVE, A.

- (1981).— Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *Actas V. Reun. Nac. Grupo Esp. Trabaj. Cuatern.* (Sevilla).
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982).— Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vols. IGME, “*Temas geológicos mineros*”. 390 pp.
- CARLS, P.; LIÑAN, E. y VILLAS, E. (1982).— El Ordovícico-Devónico de la unidad de Herrera; Cordillera Ibérica. *XVI Curso de Geología Práctica*. Memoria. pp. 29-43.
- CARRILLO, L. y GISBERT, J. (1979).— Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo “wadi” en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel) *Bol. Geol. y Min. IGME*, vol. 90, núm. 4, pp. 329-332.
- COMAS, M.J. y GOY, A. (1978).— El Pliensbachiense y Toarcienense 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. *News!. Stratigr.* vol. 6, núm. 1, pp. 42-55.
- DEREIMS, A. (1898).— “Recherches géologiques dans le sud de l’Aragon. *Annales Hébert. Le Bigot Frères*. Edit. T. 2, núm. 3, pp. 1-199.
- DUBAR, G.; ELMI, S. et MOUTERDE, R. (1970).— Remarques sur le Toarcien d’Albarracín (province de Teruel) et sur sa faune de *Bouleceras*. *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 Concud (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo 72, pp. 95-97.
- FELGUEROSO, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía

- del Jurásico en la zona de Teruel-Morella (Maestrazgo). *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 439-488.
- FERNANDEZ LOPEZ, S. (1977).— Nuevos datos estratigráficos sobre el Bajociente Inf. en Moscardón (Teruel). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, vol. 75, pp. 45-56.
- FERNANDEZ LOPEZ, S.; MELENDEZ HEVIA, G. y SUAREZ VEGA, L.C. (1978).— El Dogger y Malm en Moscardón (Teruel). *Grp. Esp. Mesozoico Exc. Jurásico Cord. Ibérica*.
- FERNANDEZ NIETO, C.; FERNANDEZ, R.; GUTIERREZ ELORZA, M. y ARRESE, F. (1981).— Papel de la Karstificación en la Génesis de los yacimientos de hierro de Sierra Menera (Teruel y Guadalajara). *Bol. Geol y Minero. IGME*. Tomo 92, núm. 2, pp. 127-140.
- GARRIDO, A. y VILLENA, J. (1977).— “El Triásico Germánico de España: Paleogeografía y su estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*. núm. 4, pp. 37-56.
- GAUTIER, F. (1968).— “Sur la Stratigraphie et les facies du Jurassique et du Crétacé inférieur de Nord du Teruel”. *C.R. Somm. Sc. Géol. France*. V. 2, pp. 43-48.
- GAUTIER, F. (1968).— “Existance 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 VIALLARD, F. (1972).— “Contribution à l’étude stratigraphique et tectonique du fossé Néogène de Teruel (Chaines 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. Jahrb. 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. Geol. Univ. Barcelona*.
- GINER, J. y BARNOLAS, A. (1980).— Los Biohermes de Espongiarios del Bajociente 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 Calloviano 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 Geröllton-schiefer. *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 periglaciarismo 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 re-

- view. *Basset, MG. The Ordovician System: Proceedings of a Palaeont. 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 España 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 (Perales) 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 (Zafriilla) 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, Área 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 Ibersische 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 Keltibersischen 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.; PORTE-RO GARCIA, J.M.; OLIVE DAVO, A.; ASSENS CAPARROS, J. y SANCHEZ SORIA, P. (1974).— Síntesis del Cretácico de zona Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *I. Reunión campo sobre Cret. Serranía de Cuenca*.
- MOISSENET, E. (1979).— Relief et tectonique récente: Quelques transversales dans les fossés internes des chaînes ibériques orientales. *Travaux de la RCP: Relief et Néotectonique dans le pays méditerranéen*. Vol. 461, pp. 159-207.
- MOISSENET, E. (1980).— Reliefs et déformations récents: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 51, pp. 1-25.
- MOISSENET, E.; ADROVER, R. y AGUIRRE, E. (1974).— Fosa de Teruel. *Col. Inst. sobre Bioestr. Cont. del Neógeno Sup. y Cuat. Inf. Libro guía*. pp. 51-68.
- OLIVE, A.; PORTERO, J.M.; CAPOTE, R. y GUTIERREZ, M. (1981).— Geología de la fosa del Jiloca y sus alrededores. *XV Curso Geol. 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 confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Coloquio Geog. Pamplona. Col. Univ. Teruel*. pp. 1-13.
- PEÑA MONNE, J.L.; SANCHEZ FABRE, M. y SIMON GOMEZ, J.L. (1981).— Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Rev. Teruel Inst. Est. Turolense*. núm. 66.
- PHILIPPOT, A.; RIBA, O. (1952).— Sur la faune graptolitique de la Sierra d'Albarracín (Chaîne Ibérique). *C.R. Somn. Soc. Bol. Géol. France*. pp. 74-75.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos

- datos sobre el Cretácico Superior-Eoceno de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83. núm. 5. pp. 443-456.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELENDEZ HEVIA, F. (1972).— Nuevos datos sobre el Cretácico Inferior en Facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Bol. Geol. y Min. IGME*. V. 83. núm. 6. pp. 569-581.
- RAMOS, A. y DOUBINGER, J. (1979).— Decouverte d'une microflore thuringienne dans les Buntsandstein de la Cordillère Ibérique (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*. t. 289, Sér. D, pp. 525-528.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". *Sem. Estratig. Dep. Geolog. Econ. Univ. de Madrid*. núm. 6, pp. 1-317.
- RIBA, O. y RIOS, J.M. (1962).— Observations sur la structure Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)". *Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Soc. Géol. France*. v. 1, 275-290.
- RIBA ARDERIU, O. (1949).— Bibliografía geológica y fisiográfica de la provincia de Teruel. *Rev. Teruel*. t. I, núm. 2.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albaracín. *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 Albaracín. *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. Mediterrangebiete. 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 Villel (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 Al-

- barracín y sus zonas limítrofes de la Cordillera Ibérica. "Teruel". pp. 7-22. núm. 7.
- TEMIÑO, J. (1982).— Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera (Teruel) *Tesis de licenciatura*. Fac. C. Geol. Madrid.
- TINTANT, H. et VIALLARD, P. (1970).— Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sud-occidentale aux confins des provinces de Teruel, Valencia et Cuenca. *C.R. Somm. Séanc. Soc. Géol. Fr.* fasc, 6, pp. 207-209.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchungen über den Bau der keltiberischen Ketten des Nordöstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* t. 80, pp. 409-482. Berlin.
- TRURNIT, P. (1964).— Trias-Mächtigkeiten in der Sierra de Albarracín, Hesperische ketten (Spanien). *N. JB. Geol. Paläontol. Mh.* T. 11 pp. 641-651.
- TRURNIT, P. (1966).— Stratigraphie und Tektonik der Sudöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische ketten, Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges. Jhrg.* 1963. Bd. 115. pp. 679-681.
- TRURNIT, P. (1967).— Paläozoikum und masozoischer kahmen im se-Teil der Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten Spanien). *N. Jb. Geol. Paäeontol.* tomo 127. núm. 3. pp. 349-365.
- VAN DE WEERD, A. y DAAMS, R. (1978).— Quantitative composition of Rodent Faunas in the Spanish neogene and Paleological Implications. *Proc. of the Koninklijke Nederlandse Akademie (Amsterdam)*. Vol 81, núm. 4, pp. 448-473.
- VIALLARD, P. (1966).— Sur le Crétacé de la Chaîne Ibérique Castellaine entre le rio Turia et la Haute vallée du río Júcar (Valencia-Cuenca). *C.R. Acad. Sc. Paris.* Tomo 262. pp. 1.996-1.997.
- VIALLARD, P. (1973).— Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale. *Tesis Doctoral*. Univ. Toulouse. pp. 1-445.
- VIALLARD, P. (1978).— "Tectogénèse de la Chaîne Ibérique: Relations substratum-couverture dans una tectonique polyphasée".
- VIALLARD, P. (1979).— "La Chaîne Ibérique: Zone de cisaillement intra-continental pendant la tectogénèse Alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris.* V. 289. pp. 65-68.
- VIALLARD, P. y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'âge post-Stampien Moyen dupliquement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellaine". *C. R. Somm. Soc. Bol. Geol. France.* V.1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis Doctoral. Univ. Granada.* 291 pp.

- VILLENA, J. (1976).— Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.* t. 87. núm. 4. pp. 329-354.
- VILLENA, J. (1980).— "El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". (En prensa in HAMMAND, Geol. Soc. Am. Bull.).
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la Región de Molina de Aragón". *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 2. pp. 355-374.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; HERNANDO, S. y ARCHE, A. (1980).— El Pérmico en España. *Rev. Esp. Micropaleontología*, v. 12. núm. 2. pp. 255-262.
- WEERD, A. VAN DE (1976).— "Rodent faunas of the Mio-Pliocene Continental Sediments of the Teruel-Alfambra Region Spain. *Utrecht Micropaleontological bull. Spec. Publ. Indet.* núm. 2. pp. 1-127.
- WIEDMANN, J. (1975).— Subdivisiones y precisiones estratigráficas en el Cretácico superior de las cadenas Celtibéricas: *I. Sim. Cret. Cord. Iber.* pp. 137-151.
- WIEGAND, K.D. (1966).— Sediment strukturen und Sedimentation in Ordoviciu Keltiberiens (NE-Spanien) und der Franken waldes (NE Bayern). Inaug. Diss. Universität zu Heidelberg.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico Superior de la Serranía de Cuenca". *I. Simp. Cret. Cord. Iber.* pp. 99-111.
- YEBENES, A.; GOY, A. y COMAS-RENGIFO, M.J. (1978).— "El Lías en el sector septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Grp. Esp. del Mesoz. excurs. al Jurásico de la Cordillera Ibérica Univ. Madrid. Fac. Geol.* núm. 1. pp. 1-29.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA