



IGME

520

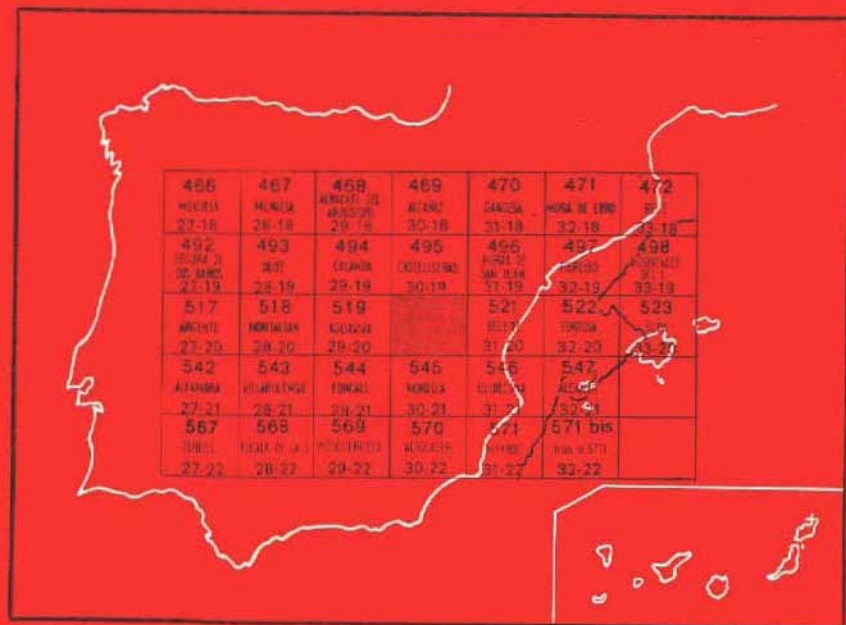
30-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PEÑARROYA DE TASTAVINS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PEÑARROYA DE TASTAVINS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

- En *Cartografía y Memoria*: J. Canerot, Doctor en Ciencias Geológicas, y F. Leyva, Licenciado en Ciencias Geológicas.
- En *Sedimentología*: F. Leyva, Licenciado en Ciencias Geológicas.
- En *Micropaleontología*: J. Canerot, Doctor en Ciencias Geológicas, y E. Moreno de Castro, Doctor Ingeniero de Minas.
- En *Macropaleontología*: Trinidad del Pan Arana, Doctora en Ciencias Naturales.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 32,066 - 1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Peñarroya de Tastayins, que comprende parte de las provincias de Castellón de la Plana y Teruel, se sitúa geográficamente entre el Maestrazgo septentrional y la zona meridional del Bajo Aragón. Geológicamente corresponde al entronque de la Cadena Celtibérica oriental y la Cadena Catalana.

Los sedimentos que afloran en el ámbito de la Hoja son de edades que abarcan desde el Trías Medio (Muschelkalk) hasta el Mioceno, si bien con lagunas estratigráficas, hiatos y discordancias, de las cuales podemos citar, por ser de ámbito regional, las que se observan en el límite Dogger-Malm, Cretácico Inferior y en el Mioceno «sensu lato»; igualmente, en diversos sectores de la Hoja existen otras que, si bien localizadas en cuanto a su extensión, no de menor importancia estratigráfica.

Estructuralmente, la Hoja se encuentra enclavada en la zona plegada, correspondiente al arco que enlaza la Cadena Ibérica con la Cadena Catalana.

Lógicamente, pues, son dos las direcciones predominantes en cuanto a pliegues, fallas y cabalgamientos. Una correspondiente a la mitad Centro-Oeste, de dirección ONO.-ESE.; la otra, correspondiente a la otra mitad, de dirección ENE.-OSO., con tendencia igualmente al E.-O. en el sector Centro-Este de la Hoja. El meridiano Monroyo-Torre de Arcas-Torre Miró

marcaría aproximadamente la zona de inflexión de los accidentes estructurales. Existen direcciones aberrantes de fallas y pliegues, aunque de pequeña importancia. Los primeros pueden ser debidos a la influencia de factores paleogeográficos que controlan cuencas de sedimentación; en cuanto a las escasas direcciones de pliegues, en disarmonía con las líneas generales descritas, es claro que, al menos dentro de la Hoja, son debidos a fracturaciones y/o cabalgamientos posteriores.

Por el modelo estructural que presentan, podemos distinguir tres zonas:

La zona Sur, en una franja que iría desde Villores a Bojar-Corachar, caracterizada por pliegues con núcleos amplios, suavemente plegados, y flancos de mayor buzamiento, más fallados y replegados, propio de típicas estructuras en cofre.

Una zona central, delimitada por Ortells-Palenques-Encanadé, de pliegues igualmente de núcleo amplio, pero muy replegado y fracturado, y de flancos donde los cabalgamientos pueden ser abundantes (Ortells-Palanques), aunque de poca envergadura, y por último una tercera zona, situada al Centro-Oeste (Herbes-Peñarroya-Río Pena), donde los cabalgamientos definen unidades estructurales muy replegadas, con anticlinales y/o sinclinales de flancos invertidos o truncados.

Como unidades estructurales claramente definidas e incluíbles en esta zona, aunque con características propias, encontramos el cierre periclinal de la unidad de la Cañada de Verich (Hoja 30-19, Castellserás) de dirección Ibérica, y el anticlinal complejo del Pantano de la Pena, de dirección Catalana, ambos cabalgantes al NNO. y NNE., respectivamente.

DATOS HISTORICOS

Si bien existen pocos trabajos específicos sobre el área motivo del presente estudio, son numerosos los trabajos regionales que desde antiguo han aportado conocimientos sobre la Geología del Maestrazgo y Bajo Aragón.

Podemos agruparlos en tres etapas:

Hasta 1927 sólo encontramos escasas monografías de carácter esencialmente estratigráfico: son destacables en este período los trabajos de VILANOVA y PIERA (1859), de COQUAND (1865, 1867), de CORTAZAR (1885), etcétera.

De 1927 a 1962 encontramos las grandes síntesis regionales de FALLOT y BATALLER; los trabajos de los alumnos de la escuela de GOTINGA, dirigidos por H. STILLE, y, por último, diversos trabajos de A. ALMELA y J. M. RIOS.

Este período, iniciado en 1927 con el trabajo de FALLOT y BATALLER

Itinerario geológico del Bajo Aragón y Maestrazgo, quedaría cerrado en 1962 con el Libro a la memoria del Profesor P. Fallot, compendio de los conocimientos Tectoestratigráficos y Paleogeográficos de la región.

Finalmente, en la última década los trabajos han sido muy numerosos y diversificados, en cuanto a su amplitud y fines. Citemos como los más utilizados, por su importancia, los del Profesor A. F. DE LAPPARENT y su equipo, la monografía de E. BERGER (1970), el estudio de P. J. COMBES (1969), G. GROSS (1968) y las tesis de Ph. MARIN y J. CANEROT (1974). Todos ellos nos han sido de una inestimable utilidad en el momento de redactar la presente Memoria.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TRIAS

1.1.1 MUSCHELKALK (TG₂)

En el núcleo del anticlinal complejo de la unidad del Pantano de Pena aparece un pequeño afloramiento de dolomías negras, tableadas y ampliamente fracturadas y fisuradas de tal forma que ofrecen aspecto milonítico. Petrográficamente son dolomicritas, generalmente poco recrystalizadas, con abundantes óxidos de Fe y escasa materia orgánica. No se han observado restos fósiles.

La potencia visible de este tramo es de 25 m., aunque este dato tenga sólo valor estimativo, toda vez que no se observa el muro. Son los sedimentos más antiguos encontrados en la Hoja de Peñarroya y los atribuimos al Muschelkalk por su posición estratigráfica.

1.1.2 KEUPER (TG₃)

En el afloramiento anteriormente citado, suprayacente y concordante con los sedimentos anteriores, se observa un tramo constituido por arcillas versicolores, con predominio del color rojo, argilolitas de aspecto filitoso y yesos masivos e igualmente de coloraciones variables.

La tectonización del núcleo anticlinal no permite una observación exacta del espesor del tramo, ya que varía de uno a otro flanco e igualmente es superior en la cúpula anticlinal. Si bien por datos regionales se le estima en unos 150 m., en este afloramiento no sobrepasa los 60 m. de potencia media. Su tendencia, al menos en este afloramiento, es claramente halocinética.

Ph. MARIN y otros muestran una asociación filítica con presencia de albita-clorita y con presencia local de montmorillonita, lo que nos habla de un metamorfismo incipiente posiblemente zonal y de origen tectónico.

Le atribuimos una edad Keuper por criterios regionales. En la zona de Ejulve (Hoja de Montalbán), donde es fosilífero, se le ha determinado una edad Ladiniense Superior-Rhetiense basal.

Además de este afloramiento se ha observado otro de dimensiones no cartografiadas a la altura de Mas de Papele, en el Río Bergantes, a favor del cabalgamiento vergente al sur de la Unidad de las Rosas. En uno de los múltiples repliegues del Jurásico las margas yesíferas de colores abigarrados rompen el núcleo de una estructura anticlinal en forma de pequeño dique diapírico.

1.2 JURASICO

1.2.1 RHETIENSE-HETTANGIENSE (T_{A33}-J₁₁)

Suprayacente y concordante con los tramos anteriores, encontramos unos sedimentos constituidos esencialmente por dolomías, carniolas y calizas dolomíticas de aspecto masivo a la base y de estratificación difusa al techo. Como tramo cartografiable sólo se ha podido distinguir en las unidades septentrionales: la del cierre perianticlinal de la Unidad Cañada de Verich, la del Pantano de Pena y el límite de la Unidad de Catma-Bergantes.

Petrográficamente el tramo está constituido por dolomicritas con recristalización variable, dolomías carniolares, micritas recristalizadas y/o dolomitizadas, etc. Son frecuentes los «fantasmas» de aloquímicos. No se determinan restos fósiles.

Este conjunto de sedimentos nos indican un medio de depósito hiper-salino de aguas tranquilas con intermitencias de mayor energía y precipitación alternativa o mixta (dependiendo de la compartimentación de cuenca) de carbonato cálcico y magnésico. Los procesos diagenéticos (recristalización y reorganización diagenética) nos dan toda la gama de sedimentos intermedios entre la dolomicrita y la micrita. La dolomitización en estos sedimentos la consideramos, pues, diagenética y de origen primario.

La potencia media en los afloramientos anteriormente reseñados podemos estimarla en 180-190 m.

Todo el tramo podemos atribuirlo a un medio de depósito intermareal, tipo lagoón, con una subsidencia de equilibrio que nos explicaría la gran potencia, manteniendo unas condiciones de Eh y pH de medio restringido. Hacia el final del tramo las calizas negras dolomitizadas, con estratificación de masiva a difusa y abundantes fantasmas de aloquímicos, parecen indicar una entrada en período subsidente marcada por las calizas intra-clásticas y oolíticas superiores atribuibles al Sinemuriense.

Ateniéndonos a todas estas características en cuanto a dispositivos paleogeográficos, naturaleza de los sedimentos, etc., más en consonancia con la serie suprayacente del Lías que con los sedimentos Triásicos, adop-

tamos el criterio de A. ALMELA e I. QUINTERO (Hoja de Oliete, 28-19): agrupa el Rhetiense con el Hettangiense como una unidad cartográfica, con lo cual se respeta su atribución cronológica inferior al Triásico y se liga sedimentológicamente al Ciclo Jurásico.

1.2.2 SINEMURIENSE-PLIENSBACHIENSE (J₁₂₋₁₃)

Este tramo sólo ha podido ser diferenciado en los dos anticlinales del vértice septentrional, donde es claramente distinguible entre el gran paquete dolomítico infrayacente y la serie de margas y margocalizas del Toarciense.

Petrográficamente está constituido por micritas con escasos restos fósiles y fuerte recristalización, intraesparitas con fósiles y oolitos, biomicritas (artejos de crinoides) y hacia el techo biomicritas y biomicruditas muy recristalizadas, con presencia esporádica de grandes belemnites. La potencia total del tramo supera los 35 metros.

Micropaleontológicamente se determina: Ataxophragmídeos, Moluscos, Equinodermos, Textuláridos y Pseudopfenderinas sp., etc. Como microfacies, permiten de forma muy indefinida atribuir el tramo al Lías Medio-Superior.

En el anticlinal situado al este de Mas de Maragato la tectonización del núcleo Jurásico, así como la poca potencia aflorante, no nos ha permitido diferenciar los subtramos del Lías, aunque nos consta la presencia de ambos. Es por ello que los incluimos en un tramo comprensivo Sinemuriense-Dogger por imposición de la escala de trabajo.

1.2.3 TOARCIENSE (J₁₄)

Al igual que el tramo anterior, sólo es distinguible cartográficamente en las unidades septentrionales.

Se halla comprendido entre el tramo anteriormente descrito y las calizas de filamentos atribuibles al Dogger. Diversos autores señalan un hiato en el Aalenense, llegando incluso al Bajociense Inferior y Medio hacia el techo y al Toarciense Superior al muro, basados en la distribución de las distintas especies de Ammonites encontradas y la atribución al Dogger de una secuencia calcárea estratigráficamente variable y perturbada.

A. ALMELA e I. QUINTERO, autores de la Hoja de Oliete, no se muestran conformes con esta idea. Les sorprende la inexistencia de Ammonites del Toarciense Superior y Aalenense, pero indican la existencia de una representación, en niveles comprensivos, de grupos que permiten completar el cuadro en sucesión prácticamente continua, señalando la presencia de Plagiostoma en varias especies en los niveles del techo e inmediatamente suprayacentes un nivel calizo poco potente de lumaquela de Ammonites, en los que se puede datar el *Graphoceras concavum*, del Aalenense ter-

minal como nivel condensado en tránsito al Dogger basal (Bajociense) «sensu lato». Por tanto, no observan hiato alguno demostrable ni paleontológica ni sedimentológicamente; sólo cambios batimétricos de importancia relativa.

En la zona motivo de estudio, los afloramientos son muy escasos y pobres, por lo cual nuestra aportación tiene forzosamente que limitarse a no tomar postura en este problema, si bien es cierto que en el anticlinal del embalse de Pena, donde la serie es más fácilmente observable, no se han encontrado criterios sedimentológicos que permitan observar interrupciones en la sedimentación. La alternancia de bancos margosos y de margocalizas nodulosas con restos de Ammonites abundantes al techo presenta caracteres de niveles de condensación en los tramos de margocalizas nodulosas, pero sus contactos son totalmente concordantes.

Petrográficamente las calizas son biomicritas levemente arcillosas, con abundantes sulfuros y con microfacies de Moluscos, Lagénidos, Equinodermos, Espículas y escasos filamentos.

La potencia máxima visible es de 25-30 metros.

1.2.4 DOGGER (J₂)

Como ocurriera en los tramos anteriores, sólo ha sido separado cartográficamente en los anticlinales reseñados.

Si bien su litología es variada, podemos establecer que los afloramientos claramente atribuibles a esta edad se encuentran constituidos por calizas grises, amarillentas y rosadas con estratificación decimétrica a tableada, con capas intercaladas de microlaminación paralela alternante, de carbonato y arcilla, que da disyunción en bajas. Hacia el techo se hace más masivo con estratificación difusa en bancos de color rojizo y con aparición de dolomitización secundaria en manchas. Intercalados en los niveles inferiores aparece uno o más niveles de calizas oolíticas con halo ferruginoso; al igual que en el techo, se encontró sólo en un punto, e inmediatamente debajo del Utrillas, otro nivel de oolitos ferruginosos (Casa de Caballé, en el anticlinal del Pantano de Pena).

Su potencia es variable, toda vez que en los afloramientos cartográficos la facies Utrillas en discordancia erosiva lo limita al techo; sin embargo, podemos estimarla en un mínimo de 25 m. y un máximo de 45 m.

Petrográficamente son biointramicritas, biomicruditas con intraclastos, intrapelmicritas con oolitos, etc., algo arcillosas y con abundantes óxidos de hierro y glauconita.

Los intraclastos son muy interesantes, toda vez que son del tipo lumps de agregación formados por partes del propio sedimento, englobando normalmente oolitos y fósiles en matriz micrítica y orlados de micrita igualmente. Ello nos indica, junto con la aparición de los niveles de oolitos

ferruginosos y los *hard grounds*, la gran inestabilidad de la cuenca durante el período de deposición de estos sedimentos.

Al norte de esta Hoja, los autores de la de Castellserás (Ph. MARIN y B. DUVAL) señalan en el Bathoniense una gran variabilidad con numerosas e importantes condensaciones, en las que igualmente pueden estar implicados el Calloviense Inferior y Medio, e incluso indican que el techo de esta formación puede estar truncado por la transgresión Oxfordiense. Citan, igualmente, los *hard-grounds* intrabathonienses.

Dentro de nuestra Hoja nos ha sido imposible determinar estos puntos, toda vez que no encontramos la serie completa, ya que, como indicamos anteriormente, donde el Dogger es identificable como tramo las arenas del Utrillas suprayacen este tramo en contacto erosivo sobre litologías diferentes del Dogger.

Estos sedimentos presentan microfacies típica de filamentos, muy abundantes Lagénidos, Moluscos, Equinodermos, Gasterópodos, Espículas, etc.

1.2.5 OXFORDIENSE-KIMMERIDGIENSE (J₃₁₋₃₂)

Atribuimos esta edad a los sedimentos ampliamente representados en los núcleos anticlinales de la franja sur de la Hoja, si bien en ningún punto se ha podido localizar el muro constituido por las capas condensadas del Calloviense, descritas con anterioridad.

Regionalmente sabemos que en zonas próximas donde se pueden localizar columnas completas del Jurásico existe un hiato sedimentario Calloviense Superior-Oxfordiense Inferior-Medio, de forma que el Oxfordiense Superior es directamente transgresivo sobre el Calloviense Superior.

En ningún momento ha podido establecerse separación alguna, toda vez que la litología y la tectonización de sus afloramientos no lo permiten.

A grandes rasgos podemos describirlo como un paquete de dolomías, calizas dolomitizadas y escasos niveles de margas intercaladas azoicas, de colores muy variables, con predominio del rojo en los paquetes de dolomía masiva a gris azulado en calizas normalmente dolomitizadas y con escasos restos fósiles.

La potencia es igualmente variable y, toda vez que el muro no es observable, la estimamos en un máximo de 100 metros visibles con reducciones importantes de Sur a Norte y de Oeste a Este, de tal forma que no se encuentra en las áreas septentrionales del NE. de la Hoja.

Petrográficamente son micritas y biomicritas altamente recristalizadas y dolomitizadas. La dolomitización es secundaria. En algunas preparaciones se observan numerosos fantasmas de aloquímicos imposibles de definir. Las margas y margocalizas están igualmente dolomitizadas y con coloraciones variables rojas, amarillas, blanco pulverulento, etc., y son azoicas.

Dada su litología, la microfacies es muy pobre; sólo se han determinado

Moluscos, Equinodermos, Ostrácodos, Nautiloculina sp., etc., que no aportan definición alguna.

En el núcleo del anticlinal invertido, situado al noreste de Herbes, el paquete de sedimentos altamente tectonizados y con multitud de repliegues es atribuible al Jurásico «sensu lato», toda vez que si bien se han encontrado paquetes atribuibles a cualquiera de los tramos anteriormente descritos, es totalmente imposible su separación cartográfica. Es por ello que nos vemos obligados a incluir una notación (J₁₂₋₂₂) que englobe todo lo anterior, salvo las dolomías y carniolas del tránsito Triásico-Jurásico, no observadas en dicho anticlinal.

1.2.6 PORTLANDIENSE-VALANGINIENSE (J₃₃-C₁₂)

Sobre las formaciones calcodomícríticas del Kimmeridgiense Superior encontramos una serie que comprende el Jurásico terminal y abarca parte del Cretácico basal, con un significado estratigráfico poco riguroso, pero que litológicamente se presenta como unidad claramente diferenciable.

El límite inferior viene marcado por calizas bioclásticas dolomitizadas o las dolomías estratificadas del Kimmeridgiense, y el superior está determinado normalmente por uno o varios hard-ground importantes, bien por la aparición de un nivel de areniscas rosadas de espesor variable o bien por un claro cambio litológico en la serie suprayacente. Normalmente, dentro del ámbito de la Hoja se encuentran dos o tres de las características expuestas, de manera que si estratigráficamente el tramo no está bien definido (capas de tránsito Jurásico-Cretácico, CANEROT, 1970-75) litológicamente sus límites son netos.

La discordancia anteriormente aludida afecta al tramo de forma diferente, toda vez que en algunos sectores el Hauteriviense se sitúa directamente sobre el Portlandiense (Torre Miró); en otros, sobre el Berriasiense (sinclinal de las Ferraras-Centro-Sur); por fin, la serie puede aparecer prácticamente completa, como ocurre al norte de Zorita del Maestrazgo.

Al norte de la línea Plobeta del Riu-Herbes-Sierra de las Albardas, no se encuentra representado el Berriasiense-Valanginiense, el tramo se reduce al Portlandiense, que hacia el Norte se adelgaza, para desaparecer al norte de Peñarroya de Tastavins.

En conjunto el tramo está constituido por dolomías masivas, calizas de cantos negros y calizas de Ostrácodos y Charáceas y calizas de oncolitos, sedimentos claramente regresivos que culminan el ciclo sedimentario del Jurásico Superior. Hagamos una rápida reseña de la serie al norte de Zorita del Maestrazgo, donde aflora más completa. Comienza con un paquete de dolomías masivas de 20-25 m. de espesor, de color blanco pulverulento y a veces sacaroideo, con pasos laterales a dolomía roja, a veces carniolas; continúa con una alternancia de micritas y pelmicritas con bancos de

caliza de coloraciones en manchas (caliza leopardo) y microfauna de Miolíticos y Ostrácodos, Moluscos y Ataxophragmiidos. Las intercalaciones de micritas recristalizadas y dolomitizadas son escasas; continúa con un paquete de intrabioesparita, intrabiomicruditas y biomicritas débilmente arcillosas, donde los fósiles son en mayoría oncolitos de clara estructura orgánica y los intraclastos tipo lumps de agregación. La microfacies es de Charáceas, Cayeuxia, Moluscos, etc., atribuibles al tránsito Portlandiense-Berriasiense.

Continúa con un paquete de biomicritas arcillosas con abundante Fe y materia orgánica y microfacies de Gasterópodos y Charáceas, exclusivamente, atribuibles al Berriasiense.

Por último, un paquete de micritas arcillosas con fósiles y biomicritas arcillosas, con abundantes óxidos de hierro y escaso cuarzo, moderadamente dolomitizadas y con microfacies de Ostrácodos, Moluscos, Charáceas, *Choffatella pyrenaica* (PEYBERNES y REY), *Torinosuella peneropliformis* (YABE y HANZAWA), etc., atribuibles al Berriasiense-Valanginiense.

El tramo en conjunto no supera los 95 m. de potencia en este sector.

En el ámbito de la Hoja, y como anteriormente aludíamos, la serie se presenta de forma más o menos completa, si bien es cierto que las dolomías masivas del Portlandiense son constantes en toda la zona con espesores variables, siguiendo una disminución de potencia de Sur a Norte y de Oeste a Este.

1.3 CRETACICO INFERIOR

1.3.1 HAUTERIVIENSE-BARREMIENSE (C₁₃₋₁₄)

Este tramo lo encontramos ampliamente representado en todo el ámbito de la Hoja, si bien sus características en cuanto a potencia litológica y definición cronológica son muy variables.

Es en la franja sur donde presenta sus mayores potencias, dando el anticlinorio de Villorres-Torre Miró, el sinclinal de Adell y el flanco meridional de la Sierra de las Albardas.

En la franja central sus potencias se reducen, si bien en el anticlinal de Zorita aún son considerables, disminuyendo en el sector de Herbes-Moleta Alta.

En el sector Norte sus potencias son reducidas o no está representado, como ocurre al norte de Peñarroya de Tastavins, en los anticlinales del vértice Noreste.

Se observa, pues, una reducción de potencia de Sur a Norte y de Oeste a Este, respectivamente.

Su significado cronoestratigráfico no es riguroso, toda vez que, si bien su límite inferior está determinado como Hauteriviense, su techo puede

no alcanzar todo el Barremiense, si la serie no se encuentra coronada por las margas rojas de Morella, facies continental del Beduliense Inferior. Este hecho sólo ocurre en los sectores al Norte de la línea Peñarroya-Punta Muleta; en el resto de la Hoja las capas rojas marcan constantemente el límite superior del tramo.

Litológicamente es también muy variable, toda vez que, siguiendo la directriz anteriormente marcada en cuanto a la disminución de potencia, el tramo presenta intercalaciones de tramos paracontinentales tipo argilolitas verde-rojizo, areniscas y arcillas rojas tanto más abundantes cuanto más hacia el Norte y Oeste, de tal forma que sin llegar a una facies Weald típica, por cuanto la potencia en conjunto de las citadas es muy inferior a las claramente marinas, es destacable esta similitud a dicha facies. Cronológicamente se sitúa en posición idéntica en zonas muy próximas a la Hoja [Aguaviva, 29-20].

De todas formas, y a pesar de características tan variables, este tramo corresponde a un ciclo sedimentario bien definido por la transgresión Hauteriviense sobre los sedimentos del Portlandiense-Berriasiense y completado por la gran regresión del Bedouliense Inferior marcada por las capas rojas de Morella continentales. Es, pues, una unidad sedimentaria y como tal su separación cartográfica está perfectamente justificada.

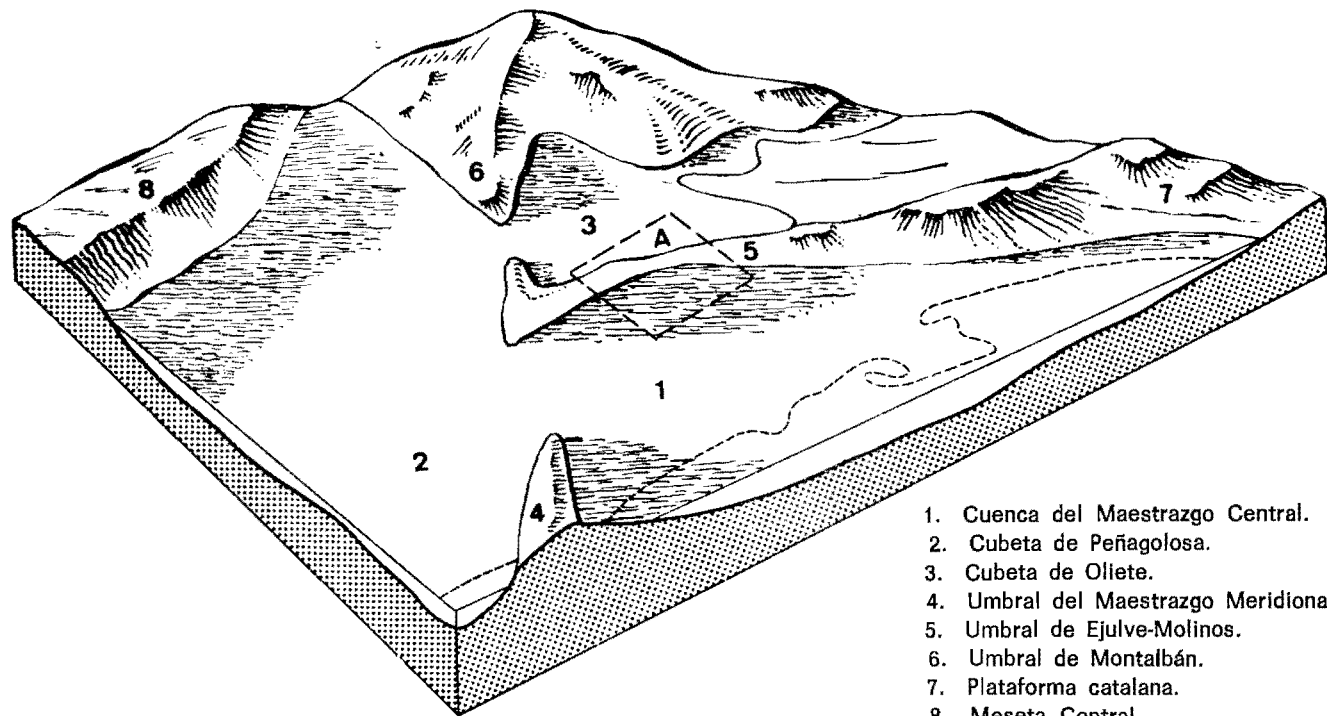
En la figura 1 mostramos un bloque diagrama diseñado por J. CANEROT («Recherches géologiques aux confins des Chaînes Iberique et Catalane»), en el cual se observa los límites y extensión de la cuenca Hauteriviense-Barremiense y el porqué de la distribución de sus distintas facies.

Consideramos necesario dar al menos una rápida reseña sobre varios cortes tipo de este tramo.

La serie más potente se sitúa en el anticlinorio de Villorres-Torre Miró; de muro a techo encontramos: un banco de 1-2,5 m. de areniscas rosado-amarillentas, que petrográficamente son arkosas de cemento carbonatado-silíceo, con escasa mica negra, chert y óxidos de hierro. Son, pues, un sedimento muy poco maduro. Se presentan en discordancia angular erosiva con la serie Portlandiense-Valanginiense de tal forma que, en sectores localizados, incluso se encuentran suprayacentes sobre las capas inferiores de dicho tramo, como ocurre al norte de Zorita-Maestrazgo. Si bien no presentan continuidad regional, sí es cierto que se han encontrado marcando el límite Valanginiense-Hauteriviense en toda la zona centro-oeste de la Hoja.

Este banco podríamos atribuirlo en su origen a la transgresión del Cretácico Inferior.

Continúa la serie con un paquete de 15 metros de margas verdes-grisáceas, con intercalaciones de calizas amarillentas pseudonódulas y con superficies rubefactadas. Localmente estas calizas son hard-ground típicos; 30 m. de calizas, calizas margosas y calizas sublitográficas con muy esca-



1. Cuenca del Maestrazgo Central.
2. Cubeta de Peñagolosa.
3. Cubeta de Oliete.
4. Umbral del Maestrazgo Meridional.
5. Umbral de Ejulve-Molinos.
6. Umbral de Montalbán.
7. Plataforma catalana.
8. Meseta Central.
- A. Hoja de Peñarroya de Tastavins.

Figura 1

sos niveles de margas verde-limón, 30 metros de alternancia rítmica de margo-calizas y margas verdes; 120 metros de margas verdes y grisáceas alternando con calizas, margocalizas, calizas bioclásticas (ostreidos) y hacia el techo del subtramo bancos de 1-1,5 m. de areniscas calcáreas y calclititas con *grade-bedding* y *ripple-mark* y laminación cruzada; 105 m. de calizas, margocalizas, lumaquelas de Ostreidos (1-3 m. de espesor), calizas bioclásticas e intercalaciones de margas verde limón y gris verdoso.

Todo el conjunto se encuentra coronado por las capas rojas de Morella (Beduliense Inferior).

De los 300 metros aproximadamente atribuibles a este tramo se pueden dividir en dos subtramos. Los 197 primeros descritos, donde «sensu lato» se observa una alternancia pseudorrítmica de paquetes calizo-bioclásticos con las margas. El segundo subtramo, de 105 m. de espesor, es mucho más calcáreo, destacando la forma de gran barra coronada por una alternancia de margas y lumaquelas de Ostreidos en los 30-35 m. finales.

El primer subtramo corresponde a las «capas de Mirambel» (CANEROT, 1974). Petrográficamente las muestras tomadas son, de muro a techo, micritas con fósiles y arcilla débilmente recristalizadas y biomicritas con arcilla y escasa o nula recristalización. Los porcentajes de fósiles varían del 10 al 35 por 100 en todo el subtramo.

Micropaleontológicamente se ha determinado: *Fabarella polita* (MARTIN), *Cypridea* aff. *Isasae* KNEUP-HAACK, *Dictyocythere* sp., *Ataopochara trivolvris triquetra* GRAMB., *Globator trochiliscoides* GRAMB., *Torinosuella peneropliformis*, *Percalculus inopinatus* ELLIOT; Ostrácodos, Charáceas, Ataxophragmiidos, Moluscos, Anélidos, Lagénidos, etc., cuya edad es Haute-rievense-Barremiense Inferior.

El segundo subtramo es mucho más calcáreo, de tal forma que al Sur, en el sinclinorio de Morella, se encuentra cartografiado un tramo más. Se presenta en forma de barra caliza, que hacia el techo tiene abundantes bancos de margas y lumaquelas de Ostreidos.

Petrográficamente son biomicritas, en general, con un porcentaje entre el 30-60 por 100 de fósiles. Las capas del final del paquete, así como algunas intercalaciones esporádicas, se han determinado como intrabiomicritas, pero los intraclastos son auténticos «lumps», formados esencialmente por los constituyentes del sedimento, en matriz micrítica, y con bordes en algunos casos ferrificados. Ello nos indica que durante el período de depósito de este sedimento la cuenca se inestabiliza con períodos de subsidencia diferencial tanto más intensos hacia el techo. Ello es lógico, ya que subsiguientemente encontramos la regresión del Beduliense Inferior (capas Rojas de Morella).

Se determinan: *Chofatella decipiens* SCHLUMB, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Everticyclammina virguliana* KOEHL, *Boueina hoschtetteri* TOULA, *Debarina hahounerensis* FOURCADE-RAOLILT y VILA, *Orbitolinopsis*

cf. *kiliani* PREVER, *Paracoskindina sunnilandensis* MAYNC, *Pianella mulbergii* (LORENZ), *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *Cylindroporella* cf. *sudgeni* ELLIOT, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Sabaudia minuta* HOFKER, *Permocalculus inopinatus* ELLIOT, Briozoos, Lamelibranquios, Gasterópodos, Miliólidos, Textuláridos, etc., que nos permiten atribuir este subtramo al Barremiense Superior y por supuesto el tramo al Hauteriviense-Barremiense.

Regionalmente podemos establecer las siguientes variaciones litoestratigráficas: en el sector de Zorita del Maestrazgo el banco de arenas de la base es aún más potente (2-3,5 m.) y de similares características. El subtramo Hauteriviense-Barremiense Inferior es de similares características, salvo que en los 70 metros iniciales presenta intercalaciones de margas y/o argilolitas verdes con pasadas rojas. El Barremiense Superior queda muy reducido y menos individualizado, toda vez que las intercalaciones margosas son más abundantes; el conjunto tiene una potencia de 180-200 m., sensiblemente inferior al descrito en el anticlinorio de Villores-Torre Miró.

En la Sierra de las Albardas, el tramo es una monótona sucesión de calizas y margas sin las intercalaciones rojizas coronadas por un paquete calcáreo de 20-30 metros atribuibles al Barremiense Superior. La potencia es de 200 metros.

En el sector de Herbes-Peñarroya-Moleta Alta, la litología es similar a la de Sierra de las Albardas, con menor potencia (95-105 m.). En todos estos casos el tramo se encuentra limitado por las capas rojas de Morella, del Beduliense Inferior.

En el sector Peñarroya-Fuentespalda, cuadrante nordeste de la Hoja, las potencias son muy reducidas (25-20 m.), desapareciendo en los anticlinales más septentrionales. El tramo no está coronado por el Beduliense Inferior en facies continental (capas rojas de Morella). Las intercalaciones arenosas son más frecuentes, así como las capas paracontinentales de argilolitas verde-limón y rojo-asalmonado. La separación con el tramo Beduliense suprayacente micropaleontológicamente es indefinida, toda vez que se hace de forma más gradual al no existir una intercalación neta continental.

En los anticlinales del Norte este tramo no se depositó o ha sido totalmente erosionado.

Cartográficamente se ha debido emplear la notación de concordante y discordante para separar este tramo de los infrayacentes, dado que en numerosos sectores la presencia de *hard-ground* reducida y la impresión de acordancia estratigráfica así lo aconseja.

1.3.2 CAPAS ROJAS DE MORELLA (Cm₁₅¹)

Suprayacente y concordante con el tramo anteriormente descrito encontramos una formación constituida por argilolitas, limolitas, arenas y arenis-

cas, de colores diversos, con predominio del rojo y de claro ambiente continental.

Si bien son constantes en casi todo el ámbito de la Hoja, su litología y potencia es muy variable. Al norte de la línea Peñarroya-Punta Muleta no se observan como tramo cartografiable y el paso Barremiense-Beduliense se hace en forma más difusa, con intercalaciones de margas rojizas y bancos calcáreos, que no permite la individualización cartográfica del Tramo. Más al Norte aún, desaparecen.

Las mayores potencias observadas se encuentran en el flanco sur del anticlinal Villores-Carcascal, y en el sector de Herbes, al sur de la zona de escamas; en ambos casos puede estimarse en un mínimo de 60 metros con un máximo, en Herbes, de 75-80 m. La potencia media general es de 25-30 m.

La columna local, en Herbes, de muro a techo presenta: 15 metros de areniscas amarillentas con escasos niveles de margas azuladas, con abundantes estructuras sedimentarias en las capas de areniscas (laminación cruzada ripple-mark a la base, etc.); 20 m. de arcilla rojo burdeos con láminas de limolitas verde-amarillentas y escasas capas centimétricas de arena blanca con laminación cruzada y de aspecto eólico; 12 metros de areniscas muy bien estratificadas, en capas centimétricas con láminas de arcilla verde entre las areniscas; se observa sedimentación gradada, 20 metros de argilolitas rojas y margas verde-amarillento en alternancia de bancos con laminación paralela. Los bancos rojos son arenosos, 5 metros de arenisca con similares características a las del muro y, por último, una alternancia de capas de margas y areniscas calcáreas bioclásticas, calizas lumaquéllicas que marcan el trámite al Bedouliense suprayacente con la aparición de las orbitolinas.

En Morella, donde J. CANEROT (1970-74) describe la columna tipo de tramo, contiene además de los sedimentos terrígenos intercalaciones esporádicas de calizas cuya microfauna, esencialmente Charáceas, ha permitido atribuirle una edad Bedouliense basal, sin excluir la posibilidad de que comprenda el Barremiense Superior «pro parte».

1.3.3 APTIENSE INFERIOR

Junto al tramo anteriormente descrito y dentro del Aptiense Inferior se han distinguido varios subtramos, atendiendo a las características litológicas de los afloramientos en los distintos sectores de la Hoja.

En el sector de Palenques se diferencian un tramo inferior, esencialmente calizo C_{12-15}^{0-1} o Beduliense calcáreo, y el superior, esencialmente margoso, aunque con abundantes intercalaciones de calizas y margocalizas. C_{15}^1 margas de Plicatula.

En el sector Carrascal-Corachar el tramo inferior calizo se hace más margoso hacia el techo. Con posterioridad aparece, bien individualizada, una gran barra caliza, Cc₁₅ barra de Morella, y las margas de Plicátulas suprayacentes. Hacia el Norte y el Oeste esta barra se adelgaza rápidamente, haciendo imposible su identificación con algunos de los numerosos bancos calizos intercalados en las margas de Plicátula.

Al norte de la línea Herbes-Punta Muleta, junto a la desaparición de las capas rojas como tramo cartografiable y coincidiendo con el adelgazamiento de las series del Cretácico Inferior «sensu lato», el paso Barremiense-Beduliense se hace por diferenciación litológica, cartografiando como Beduliense el paquete de calizas de tonos amarillentos e intercalaciones arenosas con presencia de Orbitolinas. Este tramo no está claramente definido estratigráficamente, toda vez que las muestras a la base se datan Barremiense Superior-Bedouliense, lo que nos obliga a incluir la notación C₁₄₋₁₅, comprensiva de ambos.

La serie más potente encontrada se sitúa en el flanco norte de la Sierra de las Albardas, que como techo tiene las calizas de Toucasia del Garga-siense, sobre las que se asienta el poblado de Carachar.

De muro a techo se tiene un potente tramo de calizas amarillentas a gris azuladas, con esporádicas intercalaciones margosas, con un espesor de 150 m. aproximadamente, bien estratificadas.

Petrográficamente son, en general, biomicritas biointramicritas, pelmicritas e intraobioimicritas, con presencia casi constante de porcentajes pequeños de arcilla, óxidos de Fe y glauconita.

La microfacies encontrada es de: *Palorbitolina lenticularis* (BLUM), *Pseudocyclammina hedbergi* (MAYNC), *Choffatella decipiens* SCHLUMB, *Boueina hochstetteri* (TOULA), *Neotrocholina friburgensis*, *Sabaudia minuta*, Equinodermos, Moluscos, Corales, etc., atribuibles al Bedouliense Medio-Superior.

La alternancia de margas y margocalizas suprayacentes tienen características similares con una potencia de 45-50 m. y macrofauna de: *Barbatia* cf. *aptensis* (D'ORBIGNY), *Pterotriconia caudata* (AGASSIZ), *Pterodonta* sp, etcétera. Suprayacente se encuentra una gran barra caliza de 25 m. de potencia con estratificación de difusa a masiva.

Petrográficamente son biomicritas, intrabiomicritas e intraobioimicritas con fuerte recristalización y dolomitización secundaria, muy visible en campo en forma de grandes manchas dolomíticas de color rojo amarillento, que se define como Barra de Morella en su localidad tipo.

La microfacies es de: *Iragla simplex* HENSON, *Neotrocholina friburgensis* GUILLOME, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, *Marinella lugeoni* PFENDER, *Chofatella decipiens* (SCHLUMB), *Everticyclammina virguliana* KOEHLIN, Pseudotextulariellas, Corales, Ataxophragmiidos, Moluscos, Equinodermos, etcétera, que permiten atribuirle una edad Beduliense Superior.

El medio de depósito de esta barra es claramente recifal o pararrecifal.

Las margas de Plicatula Cp₁₅¹ alcanzan una potencia de 30 metros en esta zona, si bien también podría considerarse la barra de Morella como intercalación caliza esporádica y atribuir igualmente a este tramo las margas y margocalizas infrayacentes en la barra, como se hace en el resto de la Hoja. Son muy ricas en fauna, tanto micro como macropaleontológicamente. Se ha determinado: *Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei*, *Choffatella decipiens* (SCHUMB), *Palorbitolina lenticularis*, *Neotrocholina friburgensis*, etc. Equínidos: *Heteraster oblongus* (BRONG), *H. peroni* (FICHEUR), *Toxaster collegnoi* SISM, etc. Lamelibranquios: *Plicatula placupea* LMK, *P. spinosa* D'ORB., etc.

En zonas próximas a la Hoja situadas al Sur, «Muelas» de Morella y Ulldecona, Ph. MARIN, J. SORNAY (1971) y CANEROT (1971-74) han encontrado yacimientos de Ammonites en las que se determinan: *Garganiceras* sp, *Aconeceras* cf. *nisoides* SAR, *Deshayesites deshayesi* D'ORB., *Colombiceras* sp, etc.

Todo ello permite atribuir el tramo al Beduliense Superior y en su conjunto al Beduliense «sensu lato».

En todo el ámbito de la Hoja el techo delimita este tramo por las calizas de Toucasia del Aptiense Superior basal.

1.3.4 APTIENSE SUPERIOR

Como indicábamos anteriormente la facies característica del Aptiense Superior en la zona es la gran barra caliza suprayacente a las potentes formaciones calcomargosas del Bedouliense. En el sector de Palenques, sobre la caliza de Toucasia, se encuentra una potente forma de calizas y margocalizas igualmente datadas como Aptiense Superior; es por ello que subdividimos en dos tramos las calizas de Toucasia C₁₅²c que se extiende en toda la zona y el tramo margocalcáreo C₁₅² de aparición reducida al sector de Palenques.

La potencia de la barra caliza, si bien variable, podemos estimarla en un mínimo de 25 m. y un máximo de 60 m.

Petrográficamente son sedimentos del tipo biomicritas intrabiomicritas, intraobiomicritas muy similares a la barra de Morella, igualmente recristalizadas y con dolomitización secundaria muy importante, de tal forma que localmente son dolomías oquerosas de color rojo.

Micropaleontológicamente se determinan: *Iraqia simplex* HENSON, *Orbitolinopsis* sp, *Choffatella decipiens* SCHLUMB, *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* (DOUGLAS), Corales, Espículas, Dasieladáceas, Ostrácodos, de edad Aptiense Superior basal (Gargasiense).

Al sur de Palenques, sobre las calizas del Gargasiense, encontramos una serie constituida por una alternancia de calizas a veces lumaquéllicas [Orbitolinas], margas, calizas arenosas con glauconita abundante. Petrográfica-

mente son en general intrabiomicritas con fósiles tamaño rudita y capas de intraobiomicritas levemente arenosas. Es constante la presencia de glauconita y óxidos de hierro.

Los bancos de margas azul-verdoso contienen abundante materia orgánica y esporádicas láminas carbonosas.

Micropaleontológicamente se determinan: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana parva* (DOUGLAS), *O. (Mesorbitolina) parva* (DOUGLAS), *Saubaudia minuta* (HOFKER), *Iraqia simplex* HENSON, *Boueina hochstetteri* TOULA, Moluscos, Equinodermos, etc. Macropaleontológicamente: *Isacardia* cf. *similis* SOWERBY, *Thetironia* sp, *Lima (Plagiostoma)* aff. *villersensis* (PICTET-CAMPINCHE), *Panopla aptensis* COOUAND, *P. gurgitis* (BRONGNIART), *Tylostoma* cf. *ovatum* SHARP, *Tixaster cirgilacteus* D'ORBIGNY, *T. colleynoi* SISMONDA, *Pholadoma gigantea* SOWERBY, etc., que nos permiten atribuir este tramo al Aptiense Superior «sensu lato».

La potencia total no supera los 75 metros.

Al norte de Ortells y suprayacente a las calizas de Toucasia C_{15c}² encontramos un tramo constituido por calizas tableadas y margas a la base de escasa potencia (3 m.) y con características similares al anteriormente descrito en cuanto a microfauna seguido de una alternancia de areniscas ferruginosas con intercalaciones de lumaquelas de Ostreidos y escasas margas carbonosas con espesor visible no superior a los 20 m.; son abundantes las Ostreas y Glauconias en las lumaquelas y arenas ferruginas, siendo azoicas las capas de arenisca.

Pensamos que este tramo constituye el tránsito Aptiense-marino Albiense continental, y de ahí su notación C₁₅₋₁₆²⁻⁰. Lo reducido del afloramiento no permite precisar mucho más sobre esta importante facies de transición, ampliamente representada en zonas limítrofes.

El Clansayense no es determinado con criterios micropaleontológicos, aunque pensamos que indudablemente debe estar representado en la serie continua del Aptiense Superior-Albiense basal.

Como resumen de este ciclo sedimentario, que abarca todo el Aptiense, podemos decir que con posterioridad al depósito continental de las capas rojas de Morella la cuenca entra en subsidencia acusada, produciéndose una gran transgresión que origina las series marinas del Beduliense calcáreo con episodios de subsidencia diferencial, determinativos de la aparición de potentes tramos margosos, por una parte, y cordones recifales, por otra. En el Aptiense Superior basal la cuenca sufre emersión y compartimentación de tal manera que la facies de transición (englobando en ella los afloramientos de Palenques y Ortells) se deposita en cubetas localizadas, en tanto que gran parte de la cuenca queda expuesta a la erosión o con depósitos muy escasos, desde el Gargasiense al Albiense basal, en que sobreviene la transgresión de las arenas del Utrillas.

1.3.5 ALBIENSE EN FACIES «UTRILLAS» (C₁₆-S₂₁)

Basándonos en la referencia anterior, y observando la disposición paleogeográfica de este término, discordante sobre cualquier tramo anteriormente citado, incluido el Jurásico, nos permite deducir su característica estratigráfica fundamental, tan discutida, si es transgresivo o regresivo. Creemos por todo lo citado que «transgresivo», como inicio del ciclo sedimentario subsiguiente, que abarca el Cretácico Inferior terminal y el Cretácico Superior.

La potencia del tramo es muy variable, desde 4-5 m. a una máxima visible de 25-30 m.

Está constituido por arenas blancas, argilolitas versicolores rojas, verdes, pardas, normalmente arenosas y areniscas blanco-amarillento.

Petrográficamente las arenas son del tipo subarkosas a cuarzarenitas, bien redondeadas y calibradas, lo que nos dice que son en general sedimentos bastante maduros; los fragmentos de roca en estas arenas o son escasos o no existen. El cemento de las areniscas es mixto calcáreo-ferruginoso. Las intercalaciones laminares de lignito son muy poco abundantes y localizadas; en ningún momento se han observado con entidad apreciable.

La edad de esta facies es imprecisa. Regionalmente el término más moderno sobre el que se apoyan es el Aptiense terminal (facies de transición) y se encuentra subyacente al Vraconiense con Orbitolinidos. Así pues, su determinación sería Albiense basal-Vraconiense «sensu lato».

1.4 CRETACICO SUPERIOR

1.4.1 VRACONIENSE-CENOMANIENSE (C₁₆₋₂₁)

Sobre el Albiense, en facies Utrillas, y en el anticlinal del Pantano de Pena, encontramos un conjunto constituido por calizas, calizas dolomítico-arenosas y muy escasas láminas margodolomíticas con una potencia visible no superior a los 15 metros. Es el único punto donde cartográficamente ha podido ser diferenciado, toda vez que en el resto de los afloramientos del Cretácico Superior la potente barra de calizas masivas y/o dolomías del Cenomaniense-Turonense se apoyan directamente sobre las arenas del Utrillas, si bien es cierto que las muestras de la base de este tramo en algunos casos atestiguan un paso Vraconiense-Cenomaniense muy reducido de potencia.

Se ha determinado *Orbitolina (Mesorbitolina) sp.*, *Hensonina lenticularis* (HENSON), Moluscos, Ostrácodos, etc., de edad Vraconiense-Cenomaniense.

1.4.2 CENOMANIENSE-TURONIENSE ¿SENONIENSE? (C₂₁₋₂₆)

Sobre el tramo anterior, y en general sobre las arenas del Utrillas, encontramos una potente barra de morfología espectacular por su relieve constituida por calizas y dolomías en general y con una potencia muy uniforme de 50-55 m. Petrográficamente y de muro a techo son micritas algo arenosas a la base con escasos restos fósiles, bien estratificados y de color amarillento, seguidas de dolomías y biomicritas muy recrystalizadas y dolomitizadas de estratificación difusa a masiva.

La presencia de dolomicritas nos indica que si bien existen dolomitizaciones diagenéticas el sedimento original era carbonatado magnésico o mixto cálcico-magnésico. La coloración del paquete dolomítico es muy variada, gris pulverulento, blanco y blancos rojizos.

Micropaleontológicamente se determinan: *Cuneolina pavonia parva*, *Prealveolina cretacea brevis* REICH, *Nummoloculina* cf. *regularis*, Miliólidos, Ataxophrágmidos, Equinodermos, Moluscos, Rotalinas, Heterohelícidos, *Biconcava* sp, etc., que nos permiten atribuir el tramo al Cenomaniense Medio-Superior a la base, suponiendo que el Turoniense está representado en las dolomías y calizas dolomíticas masivas, ya que suprayacente se encuentra la barra de calizas sacaroideas atribuidas del Senoniense. De todas formas la no definición estratigráfica del tramo no nos descarta que el Senoniense basal no se encuentre igualmente representado; ello nos obliga a dar una notación tan amplia para el tramo.

1.4.3 SENONIENSE CALIZO (C₂₃₋₂₆)

Sobre las dolomías masivas atribuidas al Turoniense descansa un paquete de calizas sacaroideas con dolomitización secundaria, cuya fauna se reduce casi exclusivamente a Rudistos. La potencia visible es de 30 m., mantenida muy uniformemente en los afloramientos observados.

Petrográficamente son micritas y biomicritas con recrystalización total y escasa dolomitización. Bastantes muestras dan la impresión de auténtico biolilito de organismos constructores, aunque la recrystalización no permite definir exactamente el sedimento original.

CANEROT (1971-1974) atribuye este tramo al Coniaciense-Santonense, con fauna de *Valvulammina*, *Discorbis*, Miliólidos, etc.

Este tramo se encuentra representado, aunque de manera incartografiable, en el cierre perianticlinal de la unidad Centro-Norte dada su pequeña potencia (0,5-1 m.) y no de forma continua.

1.4.4 SENONIENSE CALCOMARGOSO (Cm₂₃₋₂₆)

En el anticlinal del Pantano de Pena, suprayacente a las calizas blancas

sacaroideas, aparece un tramo constituido por una alternancia de calizas y margas de forma rítmica.

La separación con el tramo subyacente es neta, toda vez que a la base del tramo se encuentra un banco de calizas grises con dolomitización secundaria en mancha (1,5-2 m.) de color rojo intenso, seguido de un banco de margas azules de 1-1,5 m., continuando la serie rítmica. Hacia el techo del tramo las cifras presentan aspecto pseudonoduloso con colores amarillentos a gris acero y con porcentajes cada vez mayores de arena. Al igual que las intercalaciones margosas tienen una fracción de arena importante, pasando a colores verde-limón, amarillo y asalmonado.

La potencia máxima visible es de 60-65 m.

En suave discordancia angular el tramo queda limitado por un conjunto de arcillas rojo burdeos, areniscas y conglomerados atribuidos al Terciario Inferior-Medio, sedimentos claramente continentales.

De muro a techo la petrografía varía de biomicruditas a la base, a biointramicritas arenosas con dismicritas intercaladas en la parte media, para terminar al techo con intrabiomicritas arenosas donde los intraclastos son de tipo lumps de agregación de probable origen estromatolítico.

La microfacies es de Valvulinas, Rudistas, Rosalinas, Miliólidos, Ostrácodos, Moluscos, Equinodermos, *Acicularia elongata*, etc., que permiten atribuirlo al Santoniense-Campaniense, sin descartar al menos parte del Maastrichtiense.

1.5 TERCIARIO

El conjunto de sedimentos, que atribuimos al Terciario, tiene amplia distribución dentro del ámbito de la Hoja. Su medio de depósito es claramente continental, si a ello unimos el que son materiales de borde de cuenca, fácilmente se deducirá los continuos cambios de facies tanto en la horizontal como en la vertical. La ausencia de fauna, prácticamente en todas las formaciones, no ayuda de igual manera a su posible correlación. Por último, su posición estratigráfica, con discordancias angulares en abanico, da lugar a que, si bien en sectores localizados la separación sea neta, en otros es difícil identificar en qué formación nos encontramos.

1.5.1 PALEOCENO (T¹)

Solamente aflora en el cierre perianticlinal de la unidad centro-septentrional. Se encuentra suprayacente y en discordancia angular suave sobre el Cenomaniense-Turoniense.

Está constituido por margas de color pardo-rojizo, areniscas blanco-amarillento, argilolitas rojo burdeos y muy escasos nivelillos de microconglomerados. Su potencia máxima visible es de 30 m. Se han encontrado es-

casos y rotos ejemplares de *Vidaliella gerundensis* (VIDAL), que nos sirven para determinarla como Paleoceno «sensu lato».

1.5.2 OLIGO-MIOCENO (T_{c31-1}^{A3-B})

Consultando la bibliografía regional, los diversos autores coinciden en dividir los sedimentos terciarios en cuatro grandes formaciones. El Paleoceno, anteriormente descrito; una segunda, con límite superior en el Stampiense; la tercera, abarcando Stampiense-Mioceno Medio, y la cuarta, con límite al Plioceno.

En la Hoja de Peñarroya de Tastavins se puede identificar el Paleoceno, una formación subsiguiente en clara discordancia erosiva angular y progresiva y, por último, sectores localizados donde una tercera formación se coloca discordantemente con la anterior. En estos casos las tres primeras formaciones están claramente identificadas.

Ahora bien: la discordancia Paleoceno-Oligo-Mioceno es angular progresiva y se observan ejemplos espectaculares de cómo en centenares de metros las capas de esta formación pasan de buzamientos fuertes sobre el Mesozoico a subhorizontales hacia el centro de la cuenca, donde la formación Chatiense-Mioceno, de similar litología y subhorizontal, la cubre. Así pues, creemos que sólo en los bordes y sectores próximos es clara la distinción; hacia el centro de Cuenca si no existen diferencias litológicas apreciables lo consideramos difícil.

Por último, y de manera tentativa, se ha separado cartográficamente la formación de Monroyo por representar cambio litológico claro, aunque no poseemos ningún criterio para correlacionarlo con la cuarta formación Mioceno-Plioceno, diferenciada en zonas próximas.

Las atribuciones de edad a estas formaciones, salvo en el caso del Paleoceno, la hacemos en virtud de criterios regionales, basándonos en que las discordancias anteriormente descritas corresponden a movimientos tectonostratigráficos a nivel de la cuenca.

Los afloramientos del Oligo-Mioceno son muy extensos y de litologías muy variables.

En la cubeta Ortells-Palenques y vértice NO. se presentan como una monótona serie de conglomerados con estratificaciones de difusa a masiva para proseguir con margas, margocalizas y dolomías rojo-grisáceas con capas de arenisca intercaladas a la base y a techo, culminando con otro tramo de conglomerados masivos. El cemento de los conglomerados es calcáreo, aunque poco abundante, trama cerrada o nulo, en cuyo caso existe una matriz igualmente escasa arenoso-lutítica. La intercalación calcárea en este sector consideramos que no es continua, originada posiblemente por pequeñas intracuenca residuales, rápidamente colmatadas (T_{c31-32}^{A3-A}).

En el sector Centro-Este los cambios de facies son abundantes; indi-

quemos a «grosso modo» que hacia la base se encuentra una alternancia de argilolitas rojo burdeos y areniscas ferruginosas, y abundantes suelos ferralíticos con niveles escasos de microconglomerados. Las areniscas son del tipo sublitanitas-litanitas, siendo los fragmentos de roca de origen paleozoico, predominantemente continúa la serie con un paquete de conglomerados poligénicos muy cementados de estratificación difusa a masiva, un nuevo paquete de margas de color asalmonado y arcillas rojas con escasos bancos de arenisca para culminar la serie con un potente paquete con alternancias de conglomerados, areniscas, arcillas y escasas capas calcáreas, con indudable predominio de los primeros.

Las potencias son muy variables; estimativamente consideramos un mínimo de 150 m. en el Oeste y un máximo de 400 metros en el Este. Estas variaciones son lógicas, dada su génesis y naturaleza en zonas relativamente próximas, Castellserás, Calanda y Oliete; más hacia la depresión del Ebro se dan potencias superiores a los 1.000 metros.

En resumen, podemos decir que esta formación, dadas sus características litoestratigráficas, corresponden a sedimentos posteriores a las fases de plegamiento principales y anteriores a la fase parasísmica tangencial de la orogénica alpina, en la que están implicados tectónicamente, como se observa claramente en Ortells-Palenques y sobre todo al norte de Peñarroya de Tastavins.

1.5.3 CHATIENSE-MIOCENO (T_{C33-1}^{A-B})

Subhorizontal y en discordancia angular sobre cualquier tramo de los anteriormente descritos, encontramos una formación constituida esencialmente por conglomerados poligénicos de cemento calcáreo, con intercalaciones de areniscas y argilolitas rojizas.

La importancia relativa de los constituyentes en relación al conjunto de la formación depende de la columna local, variando constantemente sus proporciones. De todas formas los grandes cejos de conglomerados masivos es, al menos dentro de la Hoja, la característica más constante.

Como anteriormente citábamos, su separación de la formación Oligo-Mioceno en los sectores donde ambas se encuentran subhorizontales es prácticamente imposible.

La potencia máxima estimada es de 250 metros.

1.5.4 MIOCENO SUPERIOR (Tc_1)

De manera tentativa, y debido a la clara diferenciación litológica en los alrededores de Monroyo, se cartografía una formación constituida por un paquete de argilolitas rojas con niveles de areniscas intercaladas, coronado por un paquete de areniscas y conglomerados de cemento calcáreo con es-

traticación cruzada, paleocauces y *gradde-hedding*. El conjunto se encuentra concordante con la formación Chatiense-Mioceno y su potencia máxima es de 50 metros, culminando los sedimentos del Terciario de la zona. No poseemos ningún criterio que nos haga posible la correlación con las formaciones Mio-Pliocenas, diferenciadas en zonas próximas, toda vez que si la posición estratigráfica es similar su litología es diferente.

1.6 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios están muy poco representados, al menos con entidad cartografiable dentro del ámbito de la Hoja. Los encontrados tienen diversa génesis, recubrimientos de ladera, aluviones actuales, restos de terrazas de pequeña extensión, etc.

El Río Bergantes es el que origina depósitos cuaternarios de mayor entidad, dando extensos aluviones constituidos esencialmente de calizas y dolomías mesozoicas en cantos muy rodados con escasa arena (QA1).

Las terrazas de las cuales sólo es cartografiable un nivel de pequeña entidad presentan constitución similar (QT); por último, los derrubios de ladera, coluviones en general, etc., los incluimos en el cuaternario indiferenciado (Q).

2 TECTONICA

En el capítulo anterior se han descrito toda una serie de características que configuran la distribución paleográfica condicionante de las distintas litofacies de tramos y en conjunto de ciclos sedimentarios.

En origen todo esto viene regido por la actividad tectónica que se desarrolla a lo largo de las eras Primarias, secundarias y terciarias, afectando a estos sedimentos de los confines de las cadenas Ibérica y Catalana.

Dentro del ámbito de la Hoja no podemos reconocer ningún hecho tectónico, producido con anterioridad al Muschelkalk; sin embargo, por el interés que representa en cuanto a condicionamientos Tectoestratigráficos posteriores, es necesario acudir a bibliografía de zonas colindantes.

En el Secundario y Terciario son numerosas las fases epirogénicas que afectan a la zona, alternando con períodos de relativa calma tectónica. En el capítulo anterior se han sintonizado en el Trías terminal-Jurásico Inferior, en el Jurásico Medio, Jurásico terminal-Cretácico Inferior, en el Aptiense Superior-Albiense basal, Cretácico Superior y a todo lo largo del Terciario en diversas fases.

2.1 FASES DIASTROFICAS

2.1.1 TECTOROGENESIS HERCINIANA

En la Hoja de Montalbán aparece el Bundsandstein en discordancia angular sobre el Namuro-Westfaliense. La discordancia queda marcada por un conglomerado de base seguido de sedimentos terrígenos continentales. Por tanto, entre el Westfaliense y el Triás Inferior se han producido movimientos tectónicos que plegaron las capas del Carbonífero, dando lugar a una emersión seguida de un período importante de gliptogénesis.

2.1.2 MOVIMIENTOS TRIASICOS

En la región de Montalbán-Castel de Cabra se acusan movimientos verticales, responsables de la disminución de potencia del Bunt. Estos movimientos cesan durante el Muschelkalk y se establece una subsidencia diferencial, originándose los depósitos epicontinentales y marinos que caracterizan el tramo.

Nuevamente durante el Keuper comienza la elaboración de la cuenca, estableciéndose un régimen continental lagunar causante de los depósitos evaporíticos de dicho tramo.

2.1.3 JURASICO MEDIO

Tras el depósito continuo del Lías se producen nuevas pulsaciones de escasa importancia durante el depósito del Dogger y a su final es cuando se produce una emersión generalizada que se manifiesta por la ausencia del Calloviense-Oxfordiense Medio.

2.1.4 MOVIMIENTOS NEOKIMMERICOS

Tras un período de relativa calma correspondiente a los depósitos del Malm, las diversas fases de la epirogénesis neokimmérica se desarrollan desde el Jurásico terminal hasta el Aptiense.

La consecuencia de estas diferentes fases en una compartimentación de la cuenca sedimentaria, que originaron los depósitos del Malm, de tal forma que se crean numerosas cubetas separadas por umbrales ocasionalmente emergidos, como ocurre en la franja septentrional.

Como es lógico pensar, la sedimentación Cretácica está directamente condicionada por estos hechos.

El Aptiense marino, Gargasiense, hay una elevación de la cuenca de forma sectorial, de tal modo que mientras en cubetas aisladas continúa una sedimentación marina continua, hasta el Aptiense terminal en estos sectores quedan emergidos o en zonas de débil sedimentación.

Posteriormente se manifiesta un levantamiento post-Albiense, dando lugar a una regresión generalizada, manteniéndose la sedimentación en paso gradual a facies continentales en las cubetas anteriormente aludidas, que de esta forma quedan protegidas del período erosivo del Aptiense terminal.

Las fases tectónicas del Jurásico terminal e intra-Cretácico Inferior están directamente ligadas a movimientos del zócalo paleozoico, por rejuvenecimiento de antiguas fracturas, que originan reajustes en la cobertera mesozoica deposita y condiciona en gran parte la evolución paleogeográfica y tectónica posterior.

2.1.5 MOVIMIENTOS TURONIENSES

En el período Albiense-Cenomaniense la actividad epigenética es nula, pero hacia el Turoniense comienza una elevación de la cuenca en sus zonas de borde que origina un cambio en el régimen sedimentario, pasando de marino a marino restringido o lagoom.

2.1.6 LOS MOVIMIENTOS DEL CRETACICO TERMINAL

Con posterioridad al levantamiento Turoniense, durante el Coniaciense y Santoniense se desarrolla un período subsidente con invasión marina generalizada. Hacia el Senoniense Superior se manifiestan intensos movimientos epigenéticos que ocasionan la elevación progresiva en pulsaciones intermitentes y finalmente la emersión del dominio ibérico en su conjunto. Sincrónicamente se produce el hundimiento de la plataforma septentrional de la cuenca del Ebro.

2.1.7 TECTOROGENESIS TERCIARIA

Cuatro son las fases tectónicas de la orogenia alpina que se citan para la región como partes de un mismo fenómeno. Si en conjunto estamos de acuerdo en respetar estas divisiones bien es cierto que discrepamos en su nitidez.

La «fase» post-Cretácica, origen del depósito de los sedimentos continentales paleocenos, en gran parte es la culminación del movimiento epigenético póstumo de elevación, con la consiguiente destrucción de estructuras débiles y acumulación de los materiales erosionados.

La «fase» post-paleocena es clara, al menos en su inicio, toda vez que en el único afloramiento de serie continua Paleoceno-(Oligo-Mioceno) la discordancia angular entre ambos es neta. Las pulsaciones a lo largo del Oligoceno-Mioceno debieron ser continuas, de tal forma que la erosión es progresivamente acentuada y los sedimentos de esta formación desbordan

la cuenca subyacente, invadiendo la Hoja en discordancia angular progresiva, superponiéndose a cualquier término de la serie estratigráfica.

Entre el Stampiense y el Chatiense tienen lugar los movimientos parosísmicos más intensos, diferenciándose grandes unidades estructurales con agudos repliegues y cabalgamientos en los que se encuentra implicada esta formación. Estos accidentes tectónicos corresponden a agudizaciones intermitentes del movimiento que creemos continuo a lo largo del Oligo-Mioceno; es por ello que se hace muy difícil precisar la edad de estos accidentes, toda vez que afectan a tramos diferentes en momentos distintos, al igual que ocurre con las discordancias interterciarias imposibles de correlacionar a escala regional con precisión.

Durante el amplio espacio de tiempo en que se produce el plegamiento, y sin precisar su datación, podemos dar una síntesis generalizada de la sucesión de fenómenos.

En una primera fase se originan amplios pliegues de directrices ibéricas, catalánides, dependiendo del sector de la Hoja. Con posterioridad, y a consecuencia del basculamiento del zócalo, con elevaciones al Sur y hundimiento al Norte, con eje en los antiguos umbrales anteriormente citados, se invierten las posiciones relativas de la antigua plataforma del Ebro y la cuenca del Maestrazgo, produciéndose un deslizamiento hacia el Norte de la gran masa de sedimentos mesozoicos, a favor de niveles plásticos, principalmente el Keuper, con despegues de la cobertera que se repliega y fractura y origina frentes de cabalgamiento, cuando las masas deslizadas encuentran obstáculos, bien sean umbrales, bien la misma masa de sedimentos terciarios ya depositada.

Tras esta importante fase tangencial hay diversas fases de distensión que originan fracturas de reajuste.

Tras esta fase se deposita el Mioceno, durante el cual continúan fases de reajuste y suave plegamiento que refleja la continuidad de los empujes tangenciales del Sur con mucha menor intensidad.

2.2 DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

La zona estudiada forma parte del entronque de las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana al sur de la deposición del Ebro. Corresponde a dos sistemas de pliegues y cabalgamientos con vergencia general Norte, producidos por potentes esfuerzos del zócalo y modeladas por la interferencia de direcciones Ibérica y Catalana, así como por la paleogeografía de los diversos ciclos sedimentarios anteriormente citados.

Muy esquemáticamente podemos distinguir las siguientes unidades, siguiendo a J. CANEROT (1974).

Si dividimos la Hoja por un eje imaginario: Pobleta de Riu-Herbes-S. de

las Albardas, en el sector Oeste distinguimos a grandes rasgos y de Sur a Norte:

- El eje sinclinal del Corachar-Fredes.
- El anticlinal del Villoros-Torre Miró.
- El eje sinclinal de Palanques-Castell de Cabres.
- Los pliegues de la región de Zorita del Maestrazgo-Pobleta del Riu.

En el sector Este puede distinguirse:

- El anticlinal falla del Tosal de Encanadé.
- El sinclinal falla de la Corcollora-Michavilla.
- La lámina sinclinal de la Tosa-Renta Muleta-Mina Maruja.
- La unidad de las Peñas del Marmut-Pubillas.
- La unidad de los Garcigones-Pinar Disent.
- El pliegue falla de las Vueltas.
- El eje sinclinal de Beciete-Peñarroya de Tastavins.
- El anticlinal complejo de Fuentespalda.
- La Unidad de Raffles-La Ginebrosa.

Describimos someramente cada una de las estructuras citadas.

El eje sinclinal del Corachar-Fredes

Corresponde a un complejo en el que se encuentra de SO. a NE. el sinclinal colgado de Bojar, el braquisinclinal de la Sierra de las Albardas, el anticlinal cabalgante de Tosal-Gados y el sinclinal falla de Seresoles. El Aptiense y el Albiense esporádicamente jalonan los ejes sinclinales, en tanto que las capas del Jurásico terminal o del Cretácico basal ocupan las charnelas anticlinales. Es interesante hacer constar que las diversas estructuras son oblicuas, por acción de los pliegues que las encuadran: 1) el anticlinal falla del Tosal de Encanadé, al NO., y el anticlinal de la Sierra de Buenfill, al SE.

Los pliegues son más agudos, con flancos invertidos parcialmente laminados y vergencia no muy acusada al NO.

Esta tendencia se confirma en la región de la Tosa y se generaliza más al N., como se describe posteriormente.

El anticlinal de Villoros-Torre Miró

Está atravesado por el valle del Bergantes; hacia el O., en el corte del río, se observa una cúpula regular en las calizas masivas del límite Jurásico-Cretácico. Hacia el E. se prolongan a lo largo del macizo de San Cristóbal, donde se pinza en diversos accidentes subverticales, como puede observarse a la altura de Torre Miró, donde inflexiona al SE.

El eje sinclinal de Palenques-Castell de Cabres

Como la estructura precedente es bien visible a lo largo del curso del Bergantes, donde, entre Ortells, al S., y Zorita del Maestrazgo, al N., el eje está ocupado por los conglomerados oligocenos. Este eje se alarga hacia el NE. en la sierra de los Mojones, hacia el SE., el eje se corta y desaparece por acción del accidente tectónico (cabalgamiento) de la Masía de las Beatas, localizada al N. del Carrascal. Hacia el E., a la altura del Col de Torre Miró, se continúa por el sinclinal falla de la Bolincha, cuyo eje se sitúa en el Gargasiense. Al S. de la Hoja este eje sinclinal se continúa en la zona de Castell de Cabres, donde afecta a sedimentos del Barremiense y Aptiense en pliegues de dirección SO.-NE., constituyendo la prolongación suroccidental del sinclinal colgado de Bojar, anteriormente descrita.

Los pliegues de la región de Zorita del Maestrazgo-Pobleta del Riu

Podemos sintetizar los numerosos pliegues reconocidos en la zona de la siguiente forma:

Las escamas sinclinales Aptienses de Palenques, al E.; de la Pobleta y del Mas de la Roqueta; estas últimas afectando a las capas de arenas albienses.

El sinclinorio Hauteriviense-Albiense de Mas de la Baseta, Masía del Sol de la Vall y de Mas de Ferrás.

El anticlinal Jurásico de Solanes y de Sabater.

Por último, el anticlinal Jurásico de Tozal de Sabater y Molino de las Beatas, de tectónica complicada, se comporta una transición progresiva a las estructuras cabalgantes del sector más septentrional de Herbes. Este eje desaparece al NO. bajo los conglomerados oligocenos y miocenos de la cubeta de Monroyo.

Como conclusión para esta zona podemos decir que los sedimentos aparecen plegados con dirección predominante NO.-SE. La mayor parte de estos pliegues muestran su prolongación hacia el E. y NE. con una torsión axial de 120° en las estructuras descritas, con una diversificación progresiva hacia el NE., al mismo tiempo que sus flancos inversos (Norte) se estiran y se pinzan por acción de accidentes direccionales cuyos planos buzan suavemente al SO.

En el sector E. distinguimos:

Anticlinal falla del Tosal de Encanadé trunca hacia el N. el sinclinal complejo del Corachar-Fredes, anteriormente descrito. Sigue una orientación Norte 60° Este y su flanco noroccidental se encuentra vertical o in-

verso pinzado por una falla direccional cuyo plano buza al S., por lo que los sedimentos del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior se constituyen su núcleo, cabalgan al Cretácico Inferior-Medio del sinclinal vecino de Michavila-Coscollosa. Su flanco S. presenta una serie normal con buzamiento de 30-40° al SE.

Rigurosamente paralelo al pliegue precedente, el sinclinal fallado de la Coscollosa-Michavila es seguido a lo largo de unos 20 Km., entre la Sierra suroccidental de San Cristóbal y los relieves nororientales de Tall Nou. Su eje está ocupado por el Cretácico Superior y el Aptiense. Su flanco NO., bien conservado, es casi horizontal; por el contrario, su flanco S. está próximo a la vertical y es el más afectado por fallas vergentes que lo separan del anticlinal más meridional. En el Zapater el sinclinal presenta una estructura característica en pliegue truncado, pero más al NE. aflora sólo como un monoclinal laminado. En el alto de Matarrañas el accidente mayor pasa por el E. del sinclinal, aislando al S. una serie Neocomiense-Aptiense afectada de muchos repliegues vergentes al NE.

Dentro de la Hoja el cabalgamiento de los Marrocales se extiende desde los Montes Tozales, al SO. a la Mola del Lino, al NE., pero se prolonga más allá de este último sector.

Este accidente es particularmente espectacular en las pendientes septentrionales de los Marrocales, donde se observa cómo las dolomías jurásicas del Raconet se superponen sobre las calizas cenomanienses, que constituyen el último término de la serie de esquemas de la Tosa-Punta Muleta, dibujando una charnela anticlinal aguda.

El contacto mecánico buza 25° SE. Al O. de la Masía del Cap de la Roca su trazado está acentuado por una pequeña escama de calizas de Toucasia. Hacia el NE., en las proximidades del valle de Matarrañas, el accidente se levanta progresivamente; las dolomías Kimmeridgiense-Portlandienses, sobre las cuales subsisten isleos alargados de capas eocretácicas, se organizan en un pliegue vergente al NO. Más allá de este valle el cabalgamiento toma de nuevo amplitud a la altura de la Mola, donde las dolomías de la charnela se hunden con una pendiente de 30° al SE. sobre las calizas aptienses del sinclinal de la Mola del Lino.

Al SE. de los Marrocales el accidente es todavía visible en las pendientes escarpadas del Comunet, donde el Jurásico Superior constituye un amplio anticlinal por encima de las calizas aptienses del Mas Chuanblancfis; después se levanta y se pierde bajo los suaves pliegues del sinclinorio eocretácico de Montes Tozales.

Bajo el cabalgamiento anterior se alarga entre los valles del R. Tastavins y del Matarrañas la lámina sinclinal de Tosa-Punta Muleta.

Cabalga a su vez siguiendo un gran accidente paralelo a los Marrocales, y como él buzando al SE. a los tramos Mesozoicos y Terciarios de Peñas de Masmut y Pubillas.

En las proximidades de la Tosa esta unidad se halla constituida por una serie muy delgada Barremiense-Cenomaniense, que hundiéndose como el cabalgamiento de Marrocales con una superficie buzante 25-30° al SE.

La unidad de Peñas de Masmut-Pubillas está constituida al SO. por una serie de pliegues de orientación E.-O., que del SE. al NO. son:

El sinclinal del Barranco de los Mojones, cuyo eje ondulado se encuentra jalonado por conglomerados oligocenos.

El anticlinal del Mas de los Arangosos, atravesado por el Barranco de la Vuelta, al OE., y de los prados, al E., cuya prolongación se observa en la charnela aguda que dibuja los sedimentos jurásico-cretácicos en las pendientes septentrionales de la Peña Roya.

El sinclinal de Peñas del Masmut, con relleno oligoceno, que continúa hacia el E. en la serie eocretácica monoclinal del Algaret, prosiguiendo en el sinclinal fallado de eje aptiense-albiense del Coll de Redó y de la Mola del Lino, justo en el límite E. de la Hoja.

Estos diversos pliegues se laminan y pinzan hacia el Este bajo la lámina cabalgante de la Tosa; por el contrario, hacia el O. se alargan, continuándose en la masa oligocena de la cubeta de Peñarroya de Tastavins, antes de desaparecer bajo la formación miocena de Monroyo.

Más al N. se continúa el anticlinal de Pubillas, que en su parte oriental se reduce a una lámina monoclinal de orientación N. 60° E., paralela a las estructuras meridionales, compuesta esencialmente por sedimentos jurásicos con buzamiento de 25-30° al SE. que truncan en echarpe cabalgando los pliegues más septentrionales de la unidad de los Garrigones.

En la unidad más septentrional de los Garrigones-Pinar Disent los dispositivos estructurales son semejantes a los de la unidad anterior, con pliegues aproximadamente paralelos de orientación dominante E.-O. De SO. a NE. encontramos:

El sinclinal terciario de barranco de Maragatos.

El anticlinal fallado de núcleo Jurásico de Pinar Disent-Mas de los Maragatos.

El sinclinal del Arroyo de Formenta, en cuyo núcleo aparecen depósitos oligocenos o cretácicos.

Por último, el cabalgamiento de los Garrigones, donde la serie mesozoica constituida por un Jurásico potente y un Cretácico Superior reducido (30-40 m.) dibuja un agudo anticlinal disimétrico, cabalgante sobre los conglomerados terciarios de la depresión de las Marradas.

Hacia el O. estos pliegues se hunden bajo la masa de los conglomerados oligocenos del sinclinatorio de Peñarroya de Tastavins.

Paralelamente, y al N. de la unidad descrita, se encuentra el pliegue

falla de las Vuellas. Se trata de un anticlinal decapitado al N., cuyo eje está constituido por las calizas y dolomías jurásicas, y en su flanco meridional, suprayacente al Jurásico, se encuentra una serie del Cretácico Superior reducida al Albiense arenoso y Cenomaniense calcáreo.

Las diferentes unidades descritas dominan morfológicamente al S., con relieves abruptos, el sinclinatorio de Peñarroya-Beceite. Entre estas dos localidades, distantes 15 Km., el sinclinatorio se encuentra relleno de sedimentos oligocenos, cuyo eje principal de plegamiento corre paralelo a los cabalgamientos más meridionales, y a su vez se encuentra afectado por un accidente de vergencia idéntica a los anteriormente descritos, por lo que las direcciones de plegamiento E.-O., predominantes al S., se truncarían con esta directriz.

Por último, la unidad más septentrional de Fuentespalda, constituida por un anticlinal complejo de sedimentos del Jurásico y del Cretácico Medio-Superior.

Presenta tres ondulaciones mayores, que se funden al S. en el surco terciario del sinclinatorio anteriormente descrito y cabalgan al N. los sedimentos conglomeráticos del Oligoceno del valle del Ebro.

A la altura de Fuentespalda esta unidad corta en un ángulo aproximado de 100° el pliegue falla de orientación N. 120° E. de la unidad de Rafales-La Ginebrosa, constituida por sedimentos idénticos a la anterior.

Como conclusión, podemos decir que en los alrededores de Peñarroya de Tastavins se observan estructuras de orientación dominante N. 60° E. Se trata de pliegues apretados, generalmente vergentes al NO., que tienen frecuentemente laminación de los flancos inversos cabalgantes. La tectónica se hace particularmente complicada a lo largo de una estrecha banda que pasa por la Tosa, donde se individualiza una lámina comprimida entre dos grandes accidentes cuya superficie buza débilmente al SE. Las estructuras se hacen más abiertas hacia el S., implicando así una transición progresiva con el dominio meridional plegado de la Sierra de las Albardas. Hacia el N. los pliegues falla se hunden en la masa conglomerática paleógena de la zona meridional del Valle del Ebro.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los sedimentos más antiguos que afloran en la Hoja son las dolomías del núcleo anticlinal de la unidad del Pantano de Pena, atribuidas al Muschelkalk. Estos sedimentos, junto al tramo suprayacente del Keuper, nos muestran parte del ciclo Triásico en facies laguno-evaporíticas, originadas en su período degresivo final.

El ciclo Jurásico se inicia con el depósito de dolomías y dolomías car-

niolares, continuándose con los sedimentos calcodolomíticos del Lías Inferior-Medio, pasando a otros de carácter marino más profundo hacia el Lías Superior.

Se trata de una transgresión marina procedente del SE., que invade el Surco Ibérico en dirección NO., conservando su orientación y sentido en todo el Jurásico Inferior.

Sedimentológicamente, la transgresión marina que nos marca el límite de los ciclos Triásico-Jurásico es muy suave, toda vez que el medio de depósito del Keuper y de las dolomías y carnioles del Rhetiense-Hettangiense son similares, evaporítico-continental, con influencias marinas el uno, marino restringido el otro.

Esta leve subsidencia diferencial, que origina el ciclo Jurásico, se acentúa en el Sinemuriense-Pliensbachiense, dando facies neríticas y alto nivel de energía (oolíticas). La cuenca de sedimentación liásica conserva su amplitud durante el Toarciense, pero en este período la sedimentación es intermitentemente más tranquila y con influencias pelágicas, dando bancos de margas y margocalizas alternantes con calizas.

En el Dogger vuelve la sedimentación caliza, testimoniando una gran inestabilidad en la cuenca, como lo prueban las condensaciones de fauna en calizas nodulosas, los oolitos ferruginosos, niveles de pseudobrechas y *hard-grounds* abundantes, culminándose el ciclo hacia el Calloviense.

Regionalmente sabemos que existe un hiato sedimentario que abarca desde el Calloviense Superior al Oxfordiense Medio, en el que prosigue la sedimentación calcárea en medio tranquilo de plataforma media, con niveles intermitentes de mayor o menor energía de medio. Hacia el Kimmeridgiense Medio-Superior aparecen calizas intraclásticas y lumpales, que nos indican una gran inestabilidad en la cuenca, posiblemente debido al inicio de los movimientos neokimméricos que provocan un levantamiento en la cuenca origen de la sedimentación dolomítica y de aguas someras del Portlandés-Valangiense y culminadas por la emersión de la cuenca post-Valangiense.

En el Hauteriviense el mar vuelve a cubrir prácticamente toda la zona, salvo el vértice NE., que queda emergido, dando lugar al primer ciclo transgresivo del Cretácico Inferior. El dispositivo paleogeográfico, con la franja norte emergida, condiciona las potencias y litologías diferentes que se describen en el capítulo 1.3.1, dando lugar a depósitos muy someros litorales a plataforma externa, en la franja sur, que hacia el Norte presentan influencias continentales acusadas. En el Barremiense Medio-Superior la subsidencia es más acusada, dando lugar a tramos francamente marinos, que hacia el techo vuelven a presentar caracteres de sedimento litoral, indicando un período de nuevo regresivo.

En el Aptiense Inferior (Bedouliense) la cuenca emerge rápidamente, dando lugar a los depósitos continentales de las capas rojas de Morella.

Dada la disposición acordante y concordante con los sedimentos infrayacentes y suprayacentes, parece no haber existido erosión, al menos importante, durante esta emersión; ello da lugar a que en el sector al norte de Peñarroya, donde tanto el Hauteriviense-Barremiense como el Beduliense Inferior son claramente litorales con intercalaciones continentales, las capas rojas no se individualicen ni en potencia ni litológicamente, como le ocurre al Sur. Rápidamente se produce la amplia transgresión marina del Beduliense, que originará el segundo ciclo sedimentario del Cretácico Inferior.

En la franja sur este ciclo comienza con una alternancia de areniscas calcáreas, calizas bioclásticas arenosas y margas, como sedimentos transgresivos, para pasar a un paquete calizo de gran potencia y con abundante fauna claramente nerítica de plataforma media-interna, continuándose con otro paquete igualmente de mucha potencia con preponderancia de margas y muy abundante fauna, que nos indica un medio estable de aguas más tranquilas. Localmente este gran paquete de margas presenta una barra caliza bien individualizada en su tercio superior, constituida esencialmente de calizas recifales con dolomitización secundaria de mancha. Coronando el tramo encontramos una potente formación de iguales características a la barra de calizas recifales con dolomitización postdiagenética. Ambos tramos calcáreos, barra de Morella y calizas de Toucasia (Gargasiense), nos indican elevaciones de la cuenca, dentro de la estabilidad anteriormente citada, dando lugar a cordones recifales. El depósito prosigue, si bien sólo localmente, con una alternancia de margas y calizas muy ricas en orbitólinas (serie de Palenques).

Entre el Aptiense Superior y el Albiense se produce una lenta elevación de la cuenca, que origina una intensa fragmentación en cubetas y umbrales. Esta paleogeografía es la que condiciona la sedimentación post-Gargasiense, de tal manera que, en tanto en las cubetas prosigue una sedimentación marina continua, sobre la caliza de Toucasia, que gradualmente y por la elevación mantenida pasa a continental, en los umbrales no existen depósitos, si bien tampoco se observa una fuerte erosión.

En el Albiense se culmina el periodo de emersión. La transgresión subsiguiente, que origina el tercer ciclo sedimentario del Cretácico, se inicia con una sedimentación fluvio-deltaica (arenas del Utrillas).

Consideramos que esta facies, por su disposición paleogeográfica, discordante sobre cualquier término infrayacente y nivelación de los paleo-relieves existentes, es claramente *transgresiva* a nivel regional. La sedimentación continúa con tramos claramente marinos del Cenomaniense-Turonense, pasando por estadios intermedios de marino-lagunares en el Vraconiense.

Esta transgresión es muy amplia, toda vez que invade gran parte del ámbito sedimentario de la Cordillera Ibérica. Es durante el Cenomaniense-

Turoniense donde alcanza mayor amplitud, aunque los sedimentos son epicontinentales, en mar de aguas someras, con alto nivel energético.

En el Turoniense la cuenca sufre una elevación de tal forma que queda aún en ambientes más someros (lagoom), dando origen a depósitos de dolomías primarias y mixtos (calco-dolomíticos).

Durante el Senoniense la cuenca sufre continuas pulsaciones, de tal forma que, junto a calizas de Rudistos y margas de profundidad, encontramos calizas brechoides pseudonodulosas, calizas lumpales intraclásticas y niveles arenosos de clara influencia continental, culminando con sedimentos laguno-evaporíticos.

La emersión marcada por estos sedimentos origina una laguna estratigráfica de amplitud desconocida. El terciario continental más antiguo encontrado es de edad Paleocena, en discordancia angular sobre el Senoniense.

Con posterioridad a estos sedimentos ocurre un fuerte rejuvenecimiento del relieve en toda la zona, que origina los depósitos terrígenos con gran abundancia de conglomerados y areniscas y arcillas rojas.

Toda esta formación se encuentra en discordancia angular progresiva sobre cualquier tramo infrayacente, y ligada a las fases orogénicas principales, de tal forma que se encuentra implicada en las importantes fases tangenciales. La sedimentación no se ve interrumpida en ningún momento; con posterioridad a las fases orogénicas continúan depósitos de características similares, conglomerados, areniscas y arcillas, que de modo tentativo se separan cartográficamente de la formación implicada en la orogénia y se le atribuye edad Chatiense-Mioceno.

La tectónica de cobertera ha funcionado durante un largo periodo de tiempo de forma intermitente, dando lugar a fuertes repliegues y cabalgamientos con fases últimas de distensión, que afectan a los materiales más recientes.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

4.1.1 LIGNITO

Aunque el Cretácico Inferior continental, en facies «Utrillas», se encuentra ampliamente representado en el sector Centro-Nordeste de la Hoja, no existen explotaciones de entidad en la zona. Bien es cierto que los niveles de carbón observados en el tramo son de pequeño espesor (4-5 cm.) o no existen. En las proximidades del borde Este existe una amplia cuenca cretácica, donde el Utrillas y la facies de transmisión Aptiense-Albiense ad-

quiere gran desarrollo; se conocen en esta zona explotaciones antiguas de relativa importancia, hoy día abandonadas (Mina Maruja).

En los afloramientos de Utrillas, dentro de la Hoja, no creemos que exista posibilidad alguna, toda vez que los niveles carbonosos observados son láminas o no existen. La intensa tectonización de la zona, y el que el tramo se encuentre discordante sobre cualquier término de la serie infrayacente, igualmente nos habla de condiciones muy desfavorables.

Salvo pequeñas mineralizaciones ferro-magnesíferas en las calizas oolíticas del Lías Superior, y suelos ferralíticos, en el Terciario Inferior, no se ha encontrado ningún otro indicio.

4.1.2 CANTERAS

Paralela semejanza siguen las explotaciones de canteras que la minería. Ni como material de construcción ni para áridos se han empleado los sedimentos aflorantes, si bien existen niveles estratigráficos, como la caliza de Toucasia, la sacaroidea de Senoniense y aun las dolomías del Lías Inferior-Medio, ampliamente explotadas en otras zonas del Maestrazgo, que aquí no lo fueron, posiblemente condicionado por la abrupta morfología de la Hoja.

4.2 HIDROGEOLOGIA

Tres corrientes de agua drenan la zona hacia el valle del Ebro: el río Bergantes, al Oeste; el Tastavins, cuyas fuentes se encuentran en la vertiente norte de la Sierra de San Cristóbal, y el Pena, al Este, que embalsa las aguas en el pantano de su nombre.

En su recorrido son alimentados por abundantes surgencias, de tal forma que, como ocurre en el Bergantes, duplica su caudal al paso por el macizo Jurásico de Cabezo Negro, al Noroeste, antes de encajarse en los Terciarios del valle del Ebro.

Como anteriormente indicábamos, sería interminable enumerar las surgencias observadas; digamos que el Trías, en facies Keuper, las capas rojas de Morella y el Albiense, facies de tránsito Aptiense-Albiense, actúan normalmente de impermeables de las series calcáreas suprayacentes, dando abundantes manantiales. Igualmente los accidentes tectónicos actúan de canalizadores de tal forma que ligados a fallas de diverso estilo hay manantiales importantes.

Existe una surgencia que, por su importancia y características, merece una nota aparte. Nos referimos a la anteriormente aludida, que duplica el caudal del río Bergantes.

Esencialmente son tres o dos en la margen derecha y una en la izquierda situadas a la altura de Mas de Papele. Característica común de estas

surgencias es la temperatura del agua, aproximadamente 30-35° C, y el que con frecuencia se observan manchas de colores irisados (posiblemente hidrocarburos) de escasa importancia.

Por último, el Terciario en muchos puntos, dada su litología y su potencia, reúne características ideales como presunto acuífero local. Regionalmente sus cambios de facies bruscos y continuos, la importancia global de niveles arcillosos y la escasa pluviosidad de la zona harían muy difícil su evolución en cuanto a su importancia como acuífero.

5 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1956).—«El Cretácico en España. II. El Maestrazgo y la Cordillera Litoral». *Cong. Geol. Inter. XX EME Sesión-México*.
- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GOMEZ, E., y MANSILLA, H. (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja 493, Oliete (28-19)». *IGME*. Inédito.
- BERGER, E. (1970).—«Blockfaltung in Deckgebirge, angelegt im variscinchen Untergrund (am Beispiel der Niederaragonischen Ketten, Spanien)». *Diss. Univ. Heidelberg*, 50 p.
- BOULARD, C., et CANEROT, J. (1970).—«Données nouvelles sur l'Aptien supérieur et l'Albien dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne)». *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 4, 2, pp. 453-463.
- BRINKMANN, R. (1962).—«Aperçu sur les Chaines Ibériques du Nord de l'Espagne». *Mém. h. s. Soc. Géol. France, Livre mém., Porf. Paul Fallot*, t. 2, pp. 291-299.
- BULARD, P. F. (1966).—«Sur les facies et l'extension du Jurassique supérieur au Sud de Saragosse [Espagne]». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 263, pp. 220-223.
- (1971).—«La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure nord-est des Chaines Ibériques». *Cuadernos Geol. Ibérica*, núm. 2, pp. 425-435.
- BULARD, P. F.; CANEROT, J.; GAUTIER, F., et VIALARD, P. (1971).—«Le Jurassique de la partie orientale des Chaines Ibériques». *Cuadernos Geol. Ibérica*, núm. 2, pp. 333-344.
- BULARD, P. F. (1972).—«Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du Bassin de l'Ebre». *These Fac. Sciences Nice*, 353 p., inédit.
- BULARD, P. F.; GOMEZ, J. J.; THIERRY, J.; TINTANT, H., et VIALARD, P. (1974).—«La discontinuité entre Jurassique moyen et Jurassique supérieur dans les Chaines Ibériques». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, pp. 2107-2110.
- BUROLLET, P. F.; DUVAL, B., et MAGNIER, P. (1958).—«Remarques sur le

- Jurassique au Sud du Fossé de l'Ebre». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 93, pp. 121-128.
- CANEROT, J. (1967).—«Le Crétacé supérieur dans le Bas-Aragon et le Maestrazgo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. géol. France*, núm. 8, pp. 345-346.
- (1969).—«La question de l'Utrillas dans le domaine ibérique (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. géol. France*, núm. 1, pp. 11-12.
- (1969).—«Observations géologiques dans la région de Montalbán Aliaga et Alcorisa (Prov. de Teruel, Espagne)». *Bull. Soc. géol. France*, t. XI, pp. 854-861.
- (1970).—«Stratigraphie et paléogéographie du Crétacé inférieur de la région d'Oliete (Prov. de Teruel, Espagne)». *C. R. somm. Soc. géol. France*, núm. 4, p. 119.
- CANEROT, J., et SOUQUET, P. (1972).—«Le facies 'Utrillas'. Distinction du Wealdien et place dans la phase d'epandage terrigenes albo-cénomaniens». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 527-530.
- CANEROT, J. (1974).—«Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)». *Trabajos de Tesis, Enadimsa*, 517 p.
- COQUAND, H. (1863).—«Description géologique de la formation crétacée de la Province de Teruel (ancien royaume d'Aragon)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. 26, pp. 144-173.
- CORTAZAR, D. de (1885).—«Bosquejo físico, geológico y minero de la Provincia de Teruel». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 12, pp. 263-607.
- CRUSAFONT, M. (1967).—«Nuevos datos sobre la edad de los sedimentos terciarios de la zona de Utrillas-Montalbán». *Acta Geol. Hispánica*, t. 2.
- DEREIMS, A. (1898).—«Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon». *Annales Hébert*, t. 2, 199 p.
- ENPASA (1963).—«Tournées de Géologie Stratigraphique: le Jurassique des Chaînes Celtibériques». *Inédit*.
- FALLOT, P., et BATALLER, J. R. (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo». *Mem. Real. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona*, t. 20, pp. 1-143.
- GAUTIER, F., et MOUTERDE, R. (1964).—«Lacunes et irrégularité des dépôts à la limite du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la bordure nord des Chaînes Ibériques (Espagne)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, pp. 3064-3067.
- HAHNE, C. (1930).—«Stratigraphische und Tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellón und Tarragona (Spanien)». *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, t. 82, pp. 79-112.
- LOTZE, F. (1929).—«Stratigraphie und Tektonik der Keltiberischen Grundgebirges (Spaniens)». *Beith. Geol. West. Medit. Gebiet., Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, t. núm. 2, 320 p.
- MARIN, P., et SORNAY, J. (1971).—«Précisions sur l'Age des formations aptiennes aux confins de l'Aragon et du Maestrazgo (provinces de Te-

- ruel et Castellón de la Plana, Espagne)». *C. R. somm. Soc. géol. France*, núm. 3, pp. 165-167.
- MARIN, P., et TOULOUSE, D. (1972).—«Le Jurassique moyen et supérieur du Nord de la Province de Teruel (Espagne): un exemple du passage Dogger-Malm dans la région d'Ariño-Olite». *Estudios Geol.*, vol. XXVIII, pp. 111-118.
- (1972).—«Le Lías du Nord de la Province de Teruel (Espagne): précisions d'ordre chronostratigraphique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, pp. 3356-3358.
- MARIN, P. (1974).—«Stratigraphie et évolution paléogéographique post-hercynienne de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne). I. Le socle-paléozoïque et sa couverture permo?-triasique». *Doct. Univ. Claude-Bernard Lyon I*, 231 p., *inédit*.
- MARIN, P.; PALLARD, B.; DUVAL, B., et MIROSCHEJJI, A. de (1974).—«Memoria explicativa de la Hoja 494, Calanda [29-19]». *MAGNA.*, *inédito*.
- MIROSCHEJJI, A. de (1971).—«Recherches géologiques aux confins du Maestrazgo et du Bassin de l'Ebre entre Alcorisa, Calanda et Forcall (Provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne)». *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijon*, 184 p., *inédit*.
- MOISSRNET, E., et CANEROT, J. (1972).—«Géologie et relief dans la région de Montalbán (Province de Teruel)». *Melanges Caca Velazquez*, t. VIII, pp. 5-47.
- MOULLADE, M.; BILOTTE, M.; BUSNARDO, R.; CANEROT, J.; FOURCADE, E., et PEYBERNES, B. (1972).—«Valeur stratigraphique et description de *Neoirquia cuvillieri*, n. sp., Orbitolini de nouveau du Vraconien-Cénomannien des Pyrénées françaises et de la Péninsule Ibérique». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, pp. 2319-2322.
- MOULLADE, M. (1974).—«Zones de Foraminifères du Crétacé inférieur mésogéen». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, pp. 1813-1816.
- PALLARD, B. (1971).—«Etude géologique détaillée entre Alcorisa, Las Cuevas de Cañart et Bordón (Province de Teruel, Espagne)». *Dipl. Et. Supl. Univ. Nantes*, 97 p., *inédit*.
- PLAZIART, J. C. (1968).—«Stratigraphie continentale et sédimentologie: l'âge des couches à '*Bulimus' gerundensis* VIDAL de la province de Barcelone (Espagne)». *Bull. Soc. géol. France*, t. X, pp. 49-55.
- (1970).—«La transgression de l'Eocène moyen en Haut-Aragon et Navarre, et son rôle dans la définition des grands ensembles du domaine sud-pyrénéen». *C. R. 94e Cong. Nat. Soc. Sav. Pau*, t. II, pp. 293-304.
- QUINTERO, I.; REVILLA, J. (1959).—«Algunos yacimientos del Jurásico y Aptiense de la Provincia de Teruel». *Not. y Com. del IGME*, v. 56.
- RAT, P. (1969).—«Regard sur le Crétacé inférieur mésogéen du Sud de la France et du Nord de l'Espagne». *Rev. Bulgarian Geol. Soc.*, vol. XXX, núm. 1, pp. 55-56.

- (s. f.).—«L'accroissement de taille et les modifications architecturales corrélatives chez les Orbitolines» in *Evolutionary trends in Foraminifera*, pp. 93-110, Elsevier Publ. Comp.
- REY, J. (1967).—«Sur l'âge barrémien du gisement du type de Choffatella decipiens SCHLUMB a Port do Cavalinho (Portugal)». *C. R. somm. Soc. géol. France*, núm. 4, p. 136.
- (1973).—«Observations sur l'écologie des Orbitolines et des Choffatelles dans le Crétacé inférieur d'Estremadura (Portugal)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, p. 276, pp. 25270-2520.
- RICHTER, G., y TEICHMULLER, R. (1933).—«Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Beitr. Geol. West. Medit. Gebiet., Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, t. 7, pp. 1-118.
- SAEFTEL, H. (1961).—«Paleogeografía del Albiense en las Cadenas Celtibéricas de España». *Not. Com. Inst. Geol. Min. de España*, núm. 63, pp. 163-192.
- SAEZ GARCIA, C. (1957).—«Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica». *Las Ciencas*, t. XXII, núm. 4, pp. 689-697.
- SCHROEDER, R. (1964).—«Orbitoliniden-Biostratigraphie des Urgons nordostlich von Teruel (Spanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 8, pp. 462-474.
- TISCHER, G. (1966).—«El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos». *Not. y Com. IGME*, vol. 81.
- VERNEUIL, E. de, et LORIERE, G. de (1854).—«Observations géologiques et tableau d'altitudes observées en Espagne». *Bull. Soc. Géol. France*, 2ème sér., t. XI, pp. 661-711.
- VERNEUIL, E. de, et LARTET, L. (1863).—«Sur le calcaire a *Lychnus* des environs de Segura et sur le Tertiaire, le Néocomien, le Jurassique, le Lias et les terrains triasiques et dévonien des environs de Montalbán, Aragón». *Bull. Soc. géol. France*, t. 20, pp. 684-689.
- (1863).—«Note sur le calcaire a *Lychnus* environs de Segura (Aragón)». *Bull. Soc. Géol. France*, 2ème sér., t. XX, pp. 684-698, 1 pl., 1 coupe.
- VERNEUIL, E. de, et KIRUERE, G. de (1868).—«Description des fossiles dy Néocomien supérieur de Utrillas et ses ebvurins (province de Teruel)». 1 vol., 30 p., 3pls. Imprimé chez Edmond Monnoyer. Le Mans.
- VIALLARD, P., et GRAMBAST, L. (1970).—«Sur l'âge post-Stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Ibérique Castellane». *C. R. somm. Soc. géol. France*, núm. 1, p. 9.
- VIANEY-LIAUD, M. (1972).—«L'évolution du genre *Theridomys* a l'Oligocène moyen. Intéret biostratigraphique». *Bull. Mus. Nat. Hist. Paris*, sér. 3, núm. 98, *Sciences Terre*, núm. 18, pp. 295-370.
- VOÑAMPVA Y PIERA, J. (1859).—«Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Castellón». 229 p., 4 pls., figs.

- WIEDMANN, J. (1963).—«Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique». *Mém. BRGM*, núm. 34, pp. 819-823.
- (1964).—«Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes». *Estudios Geol.*, vol. XX, pp. 107-148.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA