



IGME

497

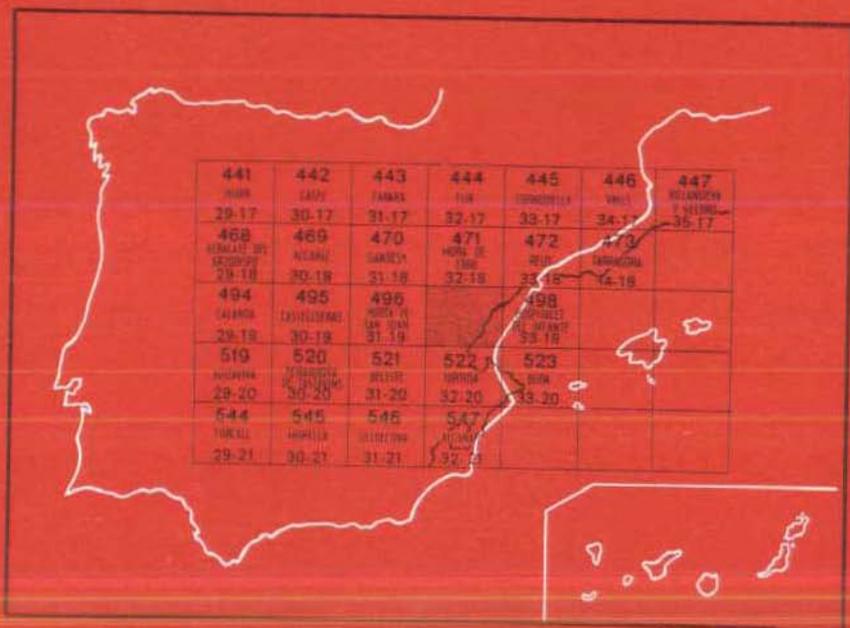
32-19

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PERELLÓ

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PERELLÓ

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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*: E. Orche, Ingeniero de Minas; S. Robles y J. Rosell, Doctores en Ciencias Geológicas.

En *Micropaleontología*: E. Moreno, Doctor Ingeniero de Minas; L. F. Granados, Licenciado en Ciencias Geológicas, y F. Martínez-Fresneda, Ingeniero de Minas.

En *Macropaleontología*: H. Mansilla. Facultativo de Minas.

En *Sedimentología*: M. C. Fernández-Luanco, Licenciada en Ciencias Geológicas, y J. U. Martínez, Licenciado en Ciencias Geológicas.

En *Petrología*: A. Argüelles y T. Nodal, Licenciadas en Ciencias Geológicas.

Supervisión del IGME: J. Tosal y C. Quesada, Licenciados en Ciencias Geológicas.

NOTA.—A la hora de imprimir esta Memoria, y posteriormente a su entrega al IGME, hemos tenido noticia de nuevos datos bibliográficos que aportan precisiones en la cronoestratigrafía de las dolomías J_d, situándolas en el Rethiense-Lías Inferior. Esta datación se realiza en base a criterios de techo y muro y no a hallazgos paleontológicos, por lo que quizá sea revisable en el futuro.

Agradecemos al IGME la inclusión tardía de esta nota.

Los autores.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M - 40.862 - 1980

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

INTRODUCCION

La Hoja núm. 497 (Perelló) está situada en el sector meridional de la Cordillera Prelitoral Catalana, que queda comprendida, de forma general, entre las depresiones del Valle Inferior del Ebro y de Reus (fig. 1).

Estratigráficamente se han distinguido materiales comprendidos entre el tramo rojo Keuperoide del Muschelkalk y el Aptiense, por lo que al Mesozoico se refiere.

Afloran también materiales neógenos, datados Miocenos con ciertas reservas, discordantes sobre el Triásico y el Lías Inferior.

El Cuaternario está representado por margas, conglomerados y un extenso manto de pie de monte que da lugar a una brecha de cantos calizos. El aluvial del Ebro también ocupa una cierta extensión.

El Triásico es margoso, con yesos, y dolomítico, como corresponde a la facies germánica típica de esta zona.

El Jurásico es calizo-dolomítico con facies que van desde francamente marinas a someras. El tránsito al Cretácico es difícil de precisar, pues está enmascarado por la dolomitización.

El Cretácico Inferior es predominantemente calizo y margoso, de facies someras, que se hacen más profundas a partir del Barremiense Superior, y son claramente marinas en el Aptiense, con Ammonites limonitizados.

Tectónicamente se han distinguido varias zonas estructurales. La directriz de los pliegues es predominantemente catalánide.

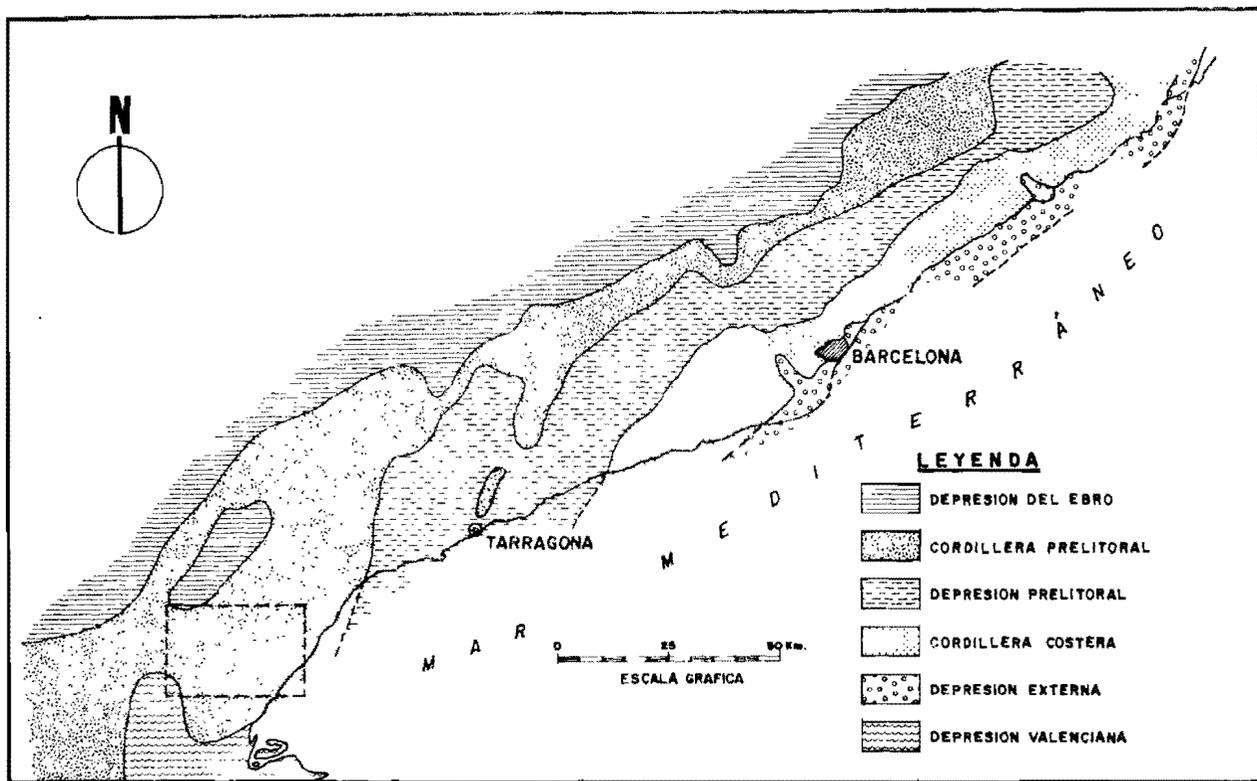


Figura 1.—Situación geológica de la Hoja de Perelló. (Esquema de LLOPIS, 1947.)

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TRIASICO

1.1.1 MUSCHELKALK MEDIO (T_{G22})

Está compuesto por una serie arcillosa roja en la que se intercalan esporádicamente capas de limonitas, areniscas de grano fino, yesos y, en la parte superior, carniolas. La proporción de yeso varía de un punto a otro. Cuando la arcilla es escasa, los yesos poseen aspecto masivo y dan lugar a pequeñas explotaciones.

El grado de tectonización y la cobertera vegetal no permiten estudiar con un cierto detalle la sucesión vertical y horizontal de estos materiales.

1.1.2 MUSCHELKALK SUPERIOR (T_{G23})

Este tramo es predominantemente calcáreo-dolomítico. Una de sus características más importantes es que se intercalan, en su mitad superior, abundantes niveles arcillosos. Existe, además, una anárquica distribución de áreas dolomitizadas, a excepción de la parte inferior de la serie, que siempre está representada por dolomías. En este nivel, ocasionalmente, se encuentran nódulos de sílex.

Las microfacies son de dolomías y micritas con dolomitización en bandas. En la caliza se han encontrado esquirilas de Moluscos y Lagénidos?

ROBLES (1974) cita abundante macrofauna de Moluscos (Cefalópodos, Lamelibranquios y Gasterópodos), Equínidos, Crinoideos y Braquiópodos que difiere poco de la encontrada por VIRGILI (1958) y que caracterizan al Muschelkalk Superior. En el tercio medio de la serie es muy constante un nivel con Ceratítidos, que siempre posee la misma facies y constituye un buen nivel guía para correlacionar distintos cortes.

La potencia media oscila sobre los 140 m.

Las estructuras primarias son raras. Las más frecuentes son los burrows y la laminación paralela. Se encuentran también algunos niveles no deposicionales o erosionales representados por costras ferruginosas.

1.1.3 KEUPER (T_{G3})

Es un nivel predominantemente arcilloso (arcillas versicolores) con carniolas y yesos con cristales idiomorfos de cuarzo. En menor proporción se intercalan delgadas capas de calizas, dolomicritas más o menos recristalizadas y dolomías. En una de éstas, la proporción de barita llega al 18 por 100. Esta litología se conserva en toda la zona, salvo pequeñas variaciones,

tales como la existencia de niveles de areniscas y conglomerados y rocas volcánicas y subvolcánicas que, para SAN MIGUEL (1950), se tratan de basaltos; aparecen en el valle de Cosp (Cardó) y al N de Benifallet, atravesando el Keuper. Los afloramientos, en general, no son cartografiados a esta escala y sólo hemos señalado el mayor, en la carretera de Benifallet a Rasquera. Nosotros preferimos, al menos en el afloramiento cartografiado, el término diabasa, pues no vemos claro su carácter volcánico.

Posee, además, ciertas características que, hasta cierto punto, y al menos localmente, permiten diferenciarlo del Muschelkalk Medio, como son:

- La existencia, en la zona de Benifallet, de delgados niveles de calizas intercalados en la serie arcillosa.
- La relativa abundancia de conchíferos, más frecuentes que en el Muschelkalk.
- La transición con su yacente es gradual, hecho que no es tan marcado entre el Muschelkalk Medio e Inferior.

En los alrededores de Benifallet se encuentran verdaderos canales de areniscas y conglomerados. Estos últimos poseen una composición dominante a base de elementos derivados de rocas volcánicas y subvolcánicas, lo que habla en favor de una característica muy localizada.

La potencia puede estimarse en unos 80 m., aunque hay grandes variaciones debido a los esfuerzos tectónicos. El máximo corresponde a las zonas en las que los yesos alcanzan el mayor desarrollo.

Datación de los materiales triásicos

La datación del Triásico en esta región presenta dificultades derivadas de la escasez de fósiles. Las unidades litológicas que se han cartografiado no corresponden a series cronoestratigráficas, sino que son facies de edad variable. Como en los reconocimientos de campo no hemos podido encontrar macrofósiles y la microfauna es escasa y poco representativa, utilizaremos la bibliografía para datar estas facies.

En la Memoria de esta Hoja se hará referencia a dos de los tres tramos litológicos que aparecen en el Muschelkalk. Estos tramos no tienen valor cronoestratigráfico, pues los términos inferior, medio y superior se refieren únicamente a su posición relativa dentro del conjunto de la serie.

El Muschelkalk Inferior dolomítico (no aflorante en la Hoja) tiene edad Anisiense en esta zona. El límite inferior de este nivel carbonatado es heterocrono, pues si bien en Barcelona parece corresponder al límite Werfeniense-Anisiense, a tenor de la fauna encontrada por LLOPIS (1947) y VIRGILI (1958) en la base de este tramo, en Guadalajara se sitúa en el Ladiniense (VIRGILI y HERNANDO, 1974).

El Muschelkalk Superior está datado Ladiniense por VIRGILI y ROBLES

(1974), por lo que el límite con el Anisiense está forzosamente situado en el Muschelkalk Medio arcilloso.

Por lo que respecta al límite Ladiniense-Carniense es muy probable que corresponda al límite Muschelkalk Superior-Keuper según el tipo de fauna encontrado por VIRGILI y por el hecho de que el techo del Muschelkalk Superior tiene edad Ladiniense de forma bastante constante.

Las facies margosas que se encuentran en la parte inferior del Keuper deben corresponder al Carniense, mientras que la superior, que suele tener delgados bancos carbonatados entre las margas, quizá corresponda al Noriense.

1.2 JURASICO

1.2.1 LIAS INFERIOR (J₁d) (J₁) y (J₁₋₁₃)

Encima del Keuper encontramos una serie dolomítica indicadora de que se inicia el ciclo transgresivo. Al situar aquí el límite Triásico-Jurásico, consideramos que las dolomías Jd₁ y J₁ y la parte dolomítica inferior del tramo calizo J₁₋₁₃, situado encima, son comprensivos del Hettangiense-Sinemuriense. Estos tres niveles son muy constantes en toda la Hoja.

— Jd₁. Está constituido por dolomías y micritas totalmente dolomitizadas con restos de Moluscos. La potencia es de unos 40 m.

— J₁. Es un nivel dolomítico brechoide conglomerático masivo, con una potencia de unos 200 m. En líneas generales, los tramos de la base son conglomeráticos en el estricto sentido de la palabra, es decir, que los cantos poseen un cierto grado de rodamiento; son de distinto color y textura entre sí, aunque siempre dolomíticos; la matriz y el cemento están formados por dolomías de textura diferente a la de los cantos, con un alto grado de recristalización. En la parte media, también dolomítica, existen áreas no conglomeráticas ni brechoides, pero sí masivas y, a veces, con niveles slum-pizados. La parte superior, por lo general, es brechoide, con cantos angulosos y matriz y cemento de la misma naturaleza que los cantos. Los contactos entre los tramos son, frecuentemente, erosionales. El tamaño de los cantos varía de 5 mm. a 50 cm.

— J₁₋₁₃. Este nivel está constituido fundamentalmente por micritas bien estratificadas. En la base son dolomíticas y masivas pero, conforme se sube en la serie, los bancos van disminuyendo de potencia: en la parte superior tienen 20-30 cm. y están formados por micritas y biointramicritas en las que se han encontrado *Glomospira*, *Acicularia*, *Ostrácodos*, *Moluscos*, *Equinodermos*, *Espículas*, *Radiolarios*, *Gasterópodos*, *Ophthalmiídidos* y *Vidalina martana* (FARINACCI), que caracterizan al Domeriense.

Posee una potencia máxima de 50 m.

1.2.2 PLIENSBACHIENSE (J₁₃)

Del nivel anterior se pasa gradualmente a éste, constituido por micritas y biomicritas parcialmente recristalizadas, en bancos de 15-20 cm. con intercalaciones margosas del orden de 5 cm., con macrofauna compuesta, entre otros, por: *Rhynchonella tetraedra* SOW., *Pleuromya unioides* ROEM., *Pecten pradoamus* VERN., *Lobothyris* cf. *punctata* (SOW.), *Pholadomya ambigua* SOW., *Rhynchonella fodinalis* TATE., *Aulacothyris resupinata* (SOW.), que definen el Pliensbachiense. Los niveles margosos son progresivamente menos abundantes hacia el norte.

En las micritas se han encontrado Lamelibranquios, Gasterópodos, Equínidos, Lenticulina, Glomospira, Ostrácodos, Dentalina, Radiolarios, Frondicularia? y Lingulina gr. pupa.

La potencia es de unos 20 m.

1.2.3 TOARCIENSE INFERIOR-MEDIO (J₁₄¹⁻²)

Está caracterizado por biomicritas, biointramicritas recristalizadas y biopelmicritas con Moluscos, Equinodermos, Braquiópodos, Lagénidos, Ophthalmídeos, Glomospiras, Lingulina gr. pupa-tenera, Ostrácodos, Lenticulina y Ataxophragmídeos.

Hacia la parte superior se intercalan algunas capas calcáreo margosas. En algunos lugares (Coll de Som, 951,535 — 711,415; Barranco de En Jordi, 952,984 — 713,898) a las calizas se les superpone un tramo margo calcáreo, de color pardo amarillento y unos 4 m. de potencia que incluye abundantes oolitos ferruginosos. En el resto de la región este tramo es inexistente, aunque en estos casos la superficie del nivel calizo suele estar más o menos ferruginizada, o bien queda relegado a una capa irregular con una potencia inferior a un metro.

La macrofauna es abundante y está constituida por: *Aulacothyris carinata* LAMARK, *Terebratula perfida* CHOFF., *Rhynchonella* aff. *batalleri* DUB., *Lobothyris punctata* (SOW.), *Pseudopecten* cf. *aequivalvis* SOW., *Pentacrinus wurtembergicus* OPPEL, *Ctenostreon proboscideum* SOW., *Rhynchonella northantoniensis* (DAV.), *Spiriferina alpina* BUCH., *Zeilleria stephani* (DAV.), que caracterizan el Toarciense. ROBLES (1974), sin embargo, ha reconocido en el nivel margoso superior las zonas de *Harpoceratoides serpentinus* y de *Hildoceras bifrons* (subzonas *H. sublevisoni* y *H. semipolitum*), lo que indica una edad Toarciense Inferior-Medio, que nosotros aceptamos al incluir en el siguiente nivel, como veremos, un tramo comprensivo del Toarciense Superior-Bajociense basal.

1.2.4 TOARCIENSE SUPERIOR-BAJOCIENSE (J₁₄₋₂₂³⁻⁰)

Está constituido por una facies predominantemente margocaliza gris, en la que se intercalan micritas y biomicritas con Filamentos, Radiolarios, Ostrácodos, Globochaetes y Lagénidos.

De forma bastante general, pero no constante, las capas basales contienen oolitos ferruginosos, siendo una zona litológicamente transicional con el techo del nivel infrayacente. En las inmediaciones de la base son muy frecuentes los restos de *Cancellophycus*. En la parte media y superior dominan los Ammonites que, cuando la facies es predominantemente arcilloso margosa, como ocurre en la parte superior del nivel, son de pirita limonitizada y de pequeño tamaño, lo que indica un medio tranquilo anaerobio.

En la parte superior son también frecuentes pequeños Braquiópodos piritizados. En los sectores donde en la extrema base del nivel existen capas con oolitos ferruginosos, los Ammonites son muy numerosos en ellas.

La macrofauna recogida es la siguiente: *Parkinsonia parkinsoni* (SOW.), *Cadomites deslongchampsii* (D'ORB.), *Spiroceras bifurcati* (QUENST.), *Garantiana parkinsoni longidens* (QUENST.), *Leptosphinctes martinsi* (D'ORB.), *Prorsisphinctes pseudomartinsi* (SIEM.), *Sphaeroceras brogniarti* (SOW.), *Oecotraustes genicularis* (WAAG.), *Orthogarantiana schroederi* (BENTZ), *Garantiana garanti* (D'ORB.), *Planammatoceras obtectum* (BUCK.), *Pseudomercaticeras* sp., *Apsorroceras baculatum* (QUENST.), que caracterizan al Bajociense Inferior y Superior y *Phymatoceras robustum* HYATT del Toarciense Superior.

En la Sierra de Montalt (Hoja de Mora de Ebro), en el límite entre este tramo y el anterior, existe localmente un tramo calizo poco potente, con abundantes oolitos ferruginosos que ROBLES (1974), mediante datación con Ammonites, considera como una serie relativamente condensada del Toarciense Superior, Aalenicense y Bajociense basal.

Nosotros la hemos reconocido en la zona de Cardó, si bien la fauna sólo da edad Toarciense Superior, y en el Barranco de En Jordi (al S de Benifallet), en el que esta formación oolítica tiene edad Toarciense-Bajociense Inferior.

En otros lugares este tramo es posible que no esté representado litológicamente, o bien que no le hayamos reconocido faunísticamente. Tampoco hemos encontrado fauna del Bajociense Medio. En cualquier caso, teniendo en cuenta las consideraciones hechas por ROBLES (1974) y BULARD (1972) y los resultados del estudio de muestras nos inclinamos a pensar que el Bajociense basal, y probablemente, el tramo inferior y medio de dicha serie, se encuentran relativamente condensados, o incluso pueden estar ausentes localmente en un tramo que incluye al Toarciense Superior y Aalenicense.

La potencia de esta serie oscila entre 40 m. en Cardó y 100 en la carretera de Tivenys a Benifallet.

1.2.5 BATHONIENSE-KIMMERIDGIENSE INFERIOR (J₂₃₋₃₂⁰⁻¹) (J₂₃₋₂₄⁰⁻¹)

Se han separado dos niveles: uno calcáreo y otro dolomítico.

— J₂₃₋₃₂⁰⁻¹. Al Bajociense, fundamentalmente margoso y margo-calizo, se le superponen calizas micríticas en las que se intercalan delgados niveles margo arcillosos que, a veces, se limitan a las juntas de estratificación. En la parte media se diferencia un tramo predominantemente margo-calizo. El paso desde el infrayacente es gradual y está marcado por un aumento progresivo de las capas carbonatadas.

Las microfácies son de biomicritas con Filamentos, Ostrácodos, Gasterópodos, Nodosaria, Equinodermos, Radiolarios, Lingulina, Lenticulina, Saccocoma, Ophthalmioidos y *Globochaete alpina* (LOMBARD).

Los macrofósiles encontrados son los siguientes: *Homoeo planulites homoeomarpa* (BUCK), *Cancellophycus* sp., *Macrocephalites macrocephalus* (BUCK), *Cancellophycus* sp., *Macrocephalites macrocephalus* (SCHLOT.) y *Oecotraustes* sp., que caracterizan el Bathoniense Superior y Calloviense Inferior.

No hemos encontrado fauna del Bathoniense Inferior, pero el paso gradual desde la formación infrayacente nos indica una continuidad en la sedimentación. Por otra parte, en estos niveles ROBLES y BULARD señalan la presencia de fauna que, en conjunto, caracteriza al Oxfordiense Medio y Kimmeridgiense Inferior. En ninguna de las series hemos encontrado fósiles del Calloviense Superior ni del Oxfordiense Inferior, hecho observado por los autores anteriormente citados, por lo que, con ellos, llegamos a la conclusión de que dicho tiempo corresponde a una laguna estratigráfica ya observada en otras zonas de la Península.

— J₂₃₋₂₄⁰⁻¹. En la sierra de Cardó, a medida que nos desplazamos hacia poniente, el tramo inferior de las calizas anteriores se ve afectado por una dolomitización que tiene diferente magnitud, en intensidad y espesor de materiales afectados, según los sectores. En microfácies son dolomías que, en algún caso, contienen Moluscos. En las series de Cardó, el yacente del tramo dolomítico lo constituyen generalmente las marcas con Ammonites piritosos del Bajociense Superior. Por el contrario, la altura alcanzada por la dolomitización afecta de una forma general a términos progresivamente más altos hacia el Oeste. Así, mientras en el borde oriental de la sierra este tramo corresponde en un sentido amplio al Bathoniense, puesto que sobre él yacen las calizas con *Macrocephalites*, hacia el Oeste (sector central de la Sierra de Cardó), este mismo género lo hemos encontrado en la parte superior del paquete dolomitizado que, por tanto, debe englobar al Bathoniense y, al menos, parte del Calloviense Inferior. En este mismo sector, sobre las citadas dolomías yacen calizas y margas pertenecientes

al Kimmeridgiense Inferior. Continuando hacia el Oeste, dentro de la Sierra, las dolomías masivas del Jurásico Superior, que veremos más adelante, se sitúan progresivamente sobre términos más bajos de este nivel de forma que en el Coll de Som, 3 Km. al norte de Tivenys, yacen directamente sobre las dolomías basales, que tienen una potencia inferior a la que alcanzan en los sectores central y occidental, por lo que deben incluir solamente al Bathoniense o parte de él.

En razón de la naturaleza del contacto con las dolomías suprayacentes, la potencia de los materiales calcáreo dolomíticos es muy variable, oscilando entre 30 y 100 m.

1.2.6 JURASICO MEDIO-SUPERIOR Y TRANSITO AL CRETACICO

($J_{24}^1-C_{13}$) ($J_{33}-C_{13}$)

La serie jurásica culmina con un nivel de dolomías grises, localmente brechoides, masivas, que, por los afloramientos y por su estado localmente brechificado no permite deducir con exactitud cual era inicialmente su litología y medio de sedimentación. El contacto de este nivel dolomítico con su yacente localmente es discordante (borde oriental de las sierras de Cardó y Boix), con superficies netamente erosionales y restos de arcillas lateríticas, si bien en otros sectores la dolomitización posterior ha debido profundizar por debajo de la superficie de discordancia.

Este nivel puede dividirse en tres tramos: uno inferior de dolomías, uno intermedio de arcillas amarillentas, margas, margocalizas y margocalizas dolomíticas, y otro superior nuevamente dolomítico.

Una de las características común a los tres tramos es la existencia de frecuentes superficies de erosión. Una de ellas, situada en el sector de Colladetas (967,929-707,739), a techo del tramo intermedio, le hace desaparecer hacia el Norte.

Cartográficamente se han distinguido:

— $J_{24}^1-C_{13}$. Hemos englobado en este término los paquetes dolomíticos superior e inferior. El tramo superior tiene potencias que varían entre 80 y 150 m., pues el contacto con el nivel suprayacente es una superficie de dolomitización muy irregular. En el inferior, la potencia es difícilmente evaluable, debido a la ausencia de superficies de referencia. Podemos calcular que oscila alrededor de unos 500 m.

— $J_{33}-C_{13}$. Corresponde al tramo margo-calcáreo intermedio que, en el sector de Perelló, una de las zonas donde es más potente, tiene un espesor de 80 m. Hacia el Norte desaparece por bisel erosivo.

El tramo inferior dolomítico presenta una gran heterocronía en su yacente. El más antiguo es el Rathoniense y el más joven el Kimmeridgiense Inferior calizo. Las microfacies son de dolomías principalmente. Al techo se

encuentran oosparitas dolomitizadas con fantasmas de *Clypeina*, *Actinoporella*, *Trocholina* y *Textuláridos*, que corresponden al Jurásico Superior.

El tramo intermedio está formado por calizas, margas, margocalizas y dolomías que, en microfácies, se presentan como doloesparitas, micritas con esparita, dolomías bandeadas y biomicritas recristalizadas. La microfauna está compuesta, entre otros, por *Lamelibranchios*, *Gasterópodos*, *Ophthalmiídeos*, *Cuneolina*, *Nautiloculina*, *Actinoporella*, *Ostrácodos* y *Charáceas?*, que corresponden a un medio marino lagunar de edad Neocomiense y quizá Portlandiense.

El tramo dolomítico superior está constituido por doloesparitas y dolomías, de edad Neocomiense, al menos en la zona de Perelló. El contacto con la formación superior se sitúa según los distintos sectores en diferente posición en la serie estratigráfica, puesto que depende de la altura alcanzada por la dolomitización, que es bastante irregular en este sentido.

Por tanto, en el conjunto de los tres tramos están representados: localmente Calloviense Inferior, Oxfordiense Medio y Superior, y Kimmeridgiense Inferior; de forma más constante el Kimmeridgiense Superior y Portlandiense, y el Neocomiense (probablemente Berriasiense y parte del Valanginiense).

1.3 JURASICO TERMINAL Y CRETACICO INFERIOR

El obtener una visión de conjunto de los materiales cretácicos que afloran en esta Hoja no es fácil por tres hechos: el carácter fragmentario de las series, impuesto por la tectónica, la abundancia de lagunas estratigráficas de carácter local y los rápidos cambios de facies que sufren algunos niveles.

Hemos cartografiado cinco tramos desde el punto de vista estrictamente litológico. Salvo en el superior, claramente transgresivo (Aptiense), el límite litoestratigráfico no coincide con el cronológico.

1.3.1 CALIZAS Y DOLOMIAS INFERIORES ($J_{33}-C_{14}^2$) (Cd_{11-13})

El nivel inferior se sitúa sobre las dolomías anteriores y tiene una potencia media de 300 m. Está compuesto fundamentalmente por calizas, con escasas intercalaciones margosas especialmente hacia el techo y frecuentes tramos dolomíticos discontinuos en la zona basal. Estas irregulares cuñas dolomitizadas son tanto más frecuentes y potentes cuanto más profunda es la situación en la zona basal del nivel.

— $J_{33}-C_{14}^2$. Es el nivel predominantemente calizo. Las microfácies son de micritas y biomicritas, con *Ostrácodos*, *Gasterópodos*, *Ophthalmiídeos*, *Nautiloculina*, *Lamelibranchios*, *Miliólidos*, *Cuneolina*, *Pseudocyclamina hed-*

bergi MAYNC, *Permocalculus inopinatus* ELLIOT (que caracterizan al Barremiense), *Pseudotextulariella salevensis* CHAR., BRON. y ZAN. (Valanginiense) y Charáceas.

Por debajo de las primeras capas, datadas como Neocomiense en algunas zonas, quedan varias decenas de metros de serie calcárea en los que es posible que estén representados los niveles cretácicos basales (Berriasiense) e incluso y al menos localmente y con ciertas reservas, parte del Portlandiense, pues hay que tener en cuenta la diferente altura alcanzada por la dolomitización.

—Cd₁₁₋₁₃. Está constituido por el tramo dolomítico intracretácico más potente que hemos encontrado en la Hoja. Su potencia es muy variable, oscilando entre 20 y 80 m., aunque es difícil de precisar. En microfacies son doloesparitas y dolomías. Los niveles calcáreos infrayacentes están datados como Neocomienses, igual que los suprayacentes, aunque no descartamos la posibilidad de que la dolomitización llegue a la extrema base del Barremiense.

1.3.2 TRAMO MARGO-CALIZO INTERMEDIO (C₁₄¹⁻³)

Está constituido por margas con capas intercaladas de calizas y margo-calizas que, localmente, llegan a predominar sobre las margas. El porcentaje de margas y calizas es bastante irregular, tanto en vertical como lateralmente. Así, las margas son más abundantes en el barranco de la Fullota (963,844-702,919) que en el Coll de la Mola (964,958-703,796) y dentro de la Sierra de Boix son más abundantes hacia el Sur. La potencia media es de 300 m. En este nivel son frecuentes las superficies de erosión o no deposicionales más o menos importantes.

Las microfacies son de biomicritas con Moluscos, Ostrácodos, *Eggere*lla, *Lamelibr*anquios, Equínidos, Miliólidos, *Pianella*, *Choffatella decipiens* SCHLUMB., *Pseudocyclamm*ina aff. *hedbergi* MAYNC., *Orbitolinopsis* y *Bouei*na entre otros, que datan el Barremiense y el Barremiense Superior.

Hay tres delgadas intercalaciones ricas en Rudistos y varias en Ostreidos.

El medio de sedimentación es predominantemente marino somero o lagunar, desarrollándose episodios marinos claros muy efímeros.

La potencia media es de 300 m.

1.3.3 TRAMO CALCAREO SUPERIOR (C₁₄³)

El nivel superior está formado fundamentalmente por calizas grises en las que se intercalan algunos tramos margosos. Incluyen delgadas capas con Rudistos y abundantes Ostreidos. El medio, que anteriormente era de «lagoon», empieza a ser más claramente marino.

Las microfacies son de biosparita, biomicrita e intrasparita con Miliólidos, Lagénidos, Textuláridos, Lituólidos, Glomospira, Pianella, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Permocalculus inopinatus* ELLIOT, *Boueina hochstetteri* TOULA, *Cylindroporella sudgeni* ELLIOT, *Orbitolinopsis kiliani* SILVESTRI, *Pseudotextulariella scarcellai* (DE CASTRO) y *Paracoskinolina sunnilandensis elongata* MOULLADE.

Este tramo es litológicamente muy monótono y pertenece en su totalidad al Barremiense Superior.

La potencia oscila sobre los 200 m.

1.3.4 APTIENSE (C₁₃)

La transgresión iniciada en el Barremiense Superior adquiere mayor importancia en el Aptiense que, en la Hoja, es francamente marino.

Normalmente los afloramientos son malos y la zona, muy recubierta y fallada, no propicia el establecimiento de la serie que, por otra parte, es muy monótona. Está constituida por calizas, margas y margocalizas amarillas que, en la base, pasan lateralmente a azules. Las microfacies son de biomicritas, micritas e intrasparitas.

No ha sido posible diferenciar Bedouliense y Gargasiense debido al recubrimiento y a la ausencia de niveles guía. De todas formas los afloramientos más frecuentes pertenecen al Aptiense Inferior. La potencia del conjunto oscila sobre los 160 m.

En los desmontes realizados para la construcción de la autopista de la costa (973,211-702,815), a pesar de que está repetidamente fallado, el Aptiense Inferior está constituido por calizas y margas con Ammonites limonitizados, de pequeño tamaño y moldes externos de *Deshayesites deshaysi* (D'ORB.), por lo que a macrofósiles se refiere. La microfauna está compuesta por Lenticulina, Textuláridos y Ataxophragmíidos.

Encima de este nivel nos encontramos, dentro de la monotonía de la serie, varios bancos muy ricos en *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.) asociados a *Venus* sp. y *Terebratula tamarindus* (SOW), que aparecen como un pequeño bloque, limitado por fallas, dentro de la serie barremiense. En los alrededores de Perelló, las margas y calizas inferiores contienen *Heteraster oblongus* LUC., *Panopaea aptiensis* COQ., *Deshayesites? fissicostatus* PHILL., y distintos tipos de *Venus*, entre otros. La microfauna de este sector está compuesta por *Sabaudia minuta* (HOFKER), Nautiloculina, Orbitolinas, Lituólidos y Miliólidos.

Encima de estas capas continúan las calizas y margas, aflorando de manera muy esporádica. Los estudios regionales señalan la existencia de calizas con Toucasias, por encima del nivel anterior, pero no lo hemos podido reconocer, por las causas antes citadas.

En la parte superior del Aptiense, continúa la misma litología. Ya al te-

cho de la formación, en el Barranco de Oliveras, inmediatamente al este de Perelló (970,783-706,597), empiezan a intercalarse a estos bancos calizo-margos otros más detríticos, calizos, de color marrón oscuro, que llegan en pocos metros a predominar sobre los anteriores, dando lugar a un paquete de 6 m. de potencia visible, pues queda recubierto por el Cuaternario. Siguiendo la tónica del resto del Cretácico del sector, está muy fracturado y los afloramientos son de escasa entidad. En los interbancos aptienses se ha determinado *Liopistha gigantea* (SOW.). Las calizas detríticas representan, para nosotros, el tránsito al Albiense. En microfacies son intrasparitas y biosparitas oolíticas con intraclastos y contienen Briozoos, Orbitolinas, Corales, Anélidos, Braquiópodos, Equinodermos, Moluscos y Gasterópodos.

1.4 Terciario

1.4.1 MIOCENO (T_{ci}^B)

Estos materiales azoicos se atribuyen al Mioceno por su disposición tectónica dentro de la cubeta terciaria de Mora (Hoja de Mora de Ebro). Se apoyan discordantemente sobre el Trías y el Lías Inferior.

Está constituido por margas asalmonadas, algo rojizas, con lentejones conglomeráticos de cantos diferentemente rodados, de 1 a 20 cm. de diámetro, siendo el más normal el de 5 a 7 cm.

Los cantos son fundamentalmente calizos y dolomíticos, aunque se encuentran otros cuarcíticos.

El cemento de los conglomerados es calcáreo.

Los materiales miocenos son los típicos de borde de talud, con los consiguientes cambios de facies, poco acusados en la zona que nos ocupa, pero muy notables en la Hoja de Mora, en la que estos materiales afloran con mayor extensión.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 MARGAS ROJAS (Q₁₃)

Son los materiales cuaternarios más antiguos que afloran en la Hoja. Están constituidos por margas y arcillas rojas, a veces vinosas, con niveles eólicos basales de dunas, atribuidos al interglacial Mindel-Riss (MALDONADO, 1972). Los depósitos eólicos se deben haber formado al principio del interglacial, cuando la relativa frialdad del clima, que no permite el desarrollo de una importante masa de vegetación, favorece los fenómenos eólicos.

1.5.2 CONGLOMERADOS (Q_{cg14-16}) (Q₁₄₋₁₆T)

Sobre la formación anterior se apoya un conjunto de conglomerados de origen fluvial y limos eólicos, con paleosuelos y niveles de caliche. Los can-

tos tienen diferente procedencia, lo que nos ha permitido separar dos niveles, no siempre netos, pues lo más probable es que, dada la distinta naturaleza de los cantos, haya más de un ciclo diferente.

— Qc_{14-16} . Son conglomerados de origen local, con aportes procedentes de los macizos circundantes, constituidos predominantemente por cantos calizos, redondeados, unidos por una matriz arcillosa roja.

— $Q_{14-16}T$. Conglomerados transportados, petrográficamente más variados que los anteriores, pues contienen granito y caliza nummulítica (SOLE y otros, 1965) que, sin duda, provienen del Pirineo. Los cantos, redondeados, están unidos por una matriz arenosa. Este nivel presenta lentes limosas, con estratificación cruzada.

Estos conglomerados constituyen la terraza de 20 m., cuyo escarpe no siempre es visible debido a la erosión que en algunas zonas ha modelado una suave pendiente hacia el río.

Los dos tipos de conglomerados, en conjunto son atribuibles al interglacial Riss-Wurm (fundamentalmente desde el final de la glaciación Riss), aunque no se descarta la posibilidad de que el límite superior quede incluido en el glacial Wurm, al menos en parte (MALDONADO, 1972).

Los conglomerados transportados indentan lateralmente con las formaciones de pie de monte locales, lo que da lugar a que en los dos niveles conglomeráticos separados haya mezcla de cantos monogénicos y poligénicos, aunque siempre unos predominen sobre otros, criterio en el que nos hemos basado para diferenciarlos.

1.5.3 BRECHA CALCAREA (QK_{1w}) (QG_{1w}) (QCd_{1w})

Está constituida por un extenso manto de 5 m. de potencia que recubre las formaciones anteriores. Los cantos son angulosos y están unidos por un cemento calcáreo. Presentan niveles margosos con cantos calizos y delgados lechos de caliche. Corresponden a depósitos de pie de monte de origen local. Estos materiales se atribuyen al Wurm. A veces presentan niveles conglomeráticos.

Cuando ha sido posible, hemos distinguido morfológicamente de la brecha QK_{1w} los siguientes niveles:

- QG_{1w} , glacis cuaternario, que ocupa grandes extensiones en la Hoja.
- QCd_{1w} , conos de deyección.

1.5.4 DERRUBIOS DE LADERA (Q_2L)

Solo hay un pequeño manchón en el ángulo NE. de la Hoja. Son materiales calizos, sin clasificar ni cementar.

1.5.5 ALUVIAL (Q₂AI)

Lo forman materiales predominantemente margosos, con cantos, fundamentalmente calizos, muy mal clasificados, y lechos de arenas y gravas. En el Ebro constituyen la terraza de inundación.

1.5.6 PALEOPLAYAS (OP₁₅₋₁₆)

Esta formación apenas asoma en el borde SE. de nuestra Hoja, en la costa. Son fundamentalmente conglomerados y arenas (dunas antiguas) con estratificación cruzada.

2 TECTONICA

2.1 UNIDADES, DOMINIOS, NIVELES Y BLOQUES TECTONICOS

El Paleozoico situado al norte de la Hoja de Perelló constituye el zócalo sobre el que se apoya una potente cobertera meso-cenozoica que, desde el punto de vista tectónico, puede dividirse en dos grandes Unidades estructurales: la Septentrional y la Meridional, individualizables por su autoctonía y relativa aloctonía, respectivamente (fig. 2). La Hoja de Perelló queda encuadrada en la Unidad Meridional casi en su totalidad, excepto el ángulo noroeste, que pertenece a la Septentrional.

Dentro de estas Unidades pueden distinguirse diferentes dominios, según la complejidad de las estructuras existentes. En la Meridional podemos diferenciar un dominio norte caracterizado por la existencia de pliegues invertidos muy apretados, cabalgamientos y fallas inversas, y un dominio sur afectado por pliegues, en conjunto, más suaves y amplios y fallas normales de dirección sensiblemente la del litoral catalán. La existencia de estos dominios es un reflejo de la variación tectónica en horizontal, en una dirección transversal a las estructuras.

En las Unidades definidas se puede individualizar una serie de niveles tectónicos que englobarían a uno o más de los distintos niveles estratigráficos definidos. Estos niveles se han formado por despegues a favor de los tramos más plásticos de la serie estratigráfica. La individualización de estos niveles produce una variación tectónica en vertical. A su vez, las diferentes Unidades, que engloban a los distintos dominios y niveles tectónicos, están divididas en bloques relativamente desplazados y basculados a favor de fracturas transversales u oblicuas a la dirección de las estructuras de plegamiento. Hay dos bloques principales: el del Cardó y el de Tivisa.

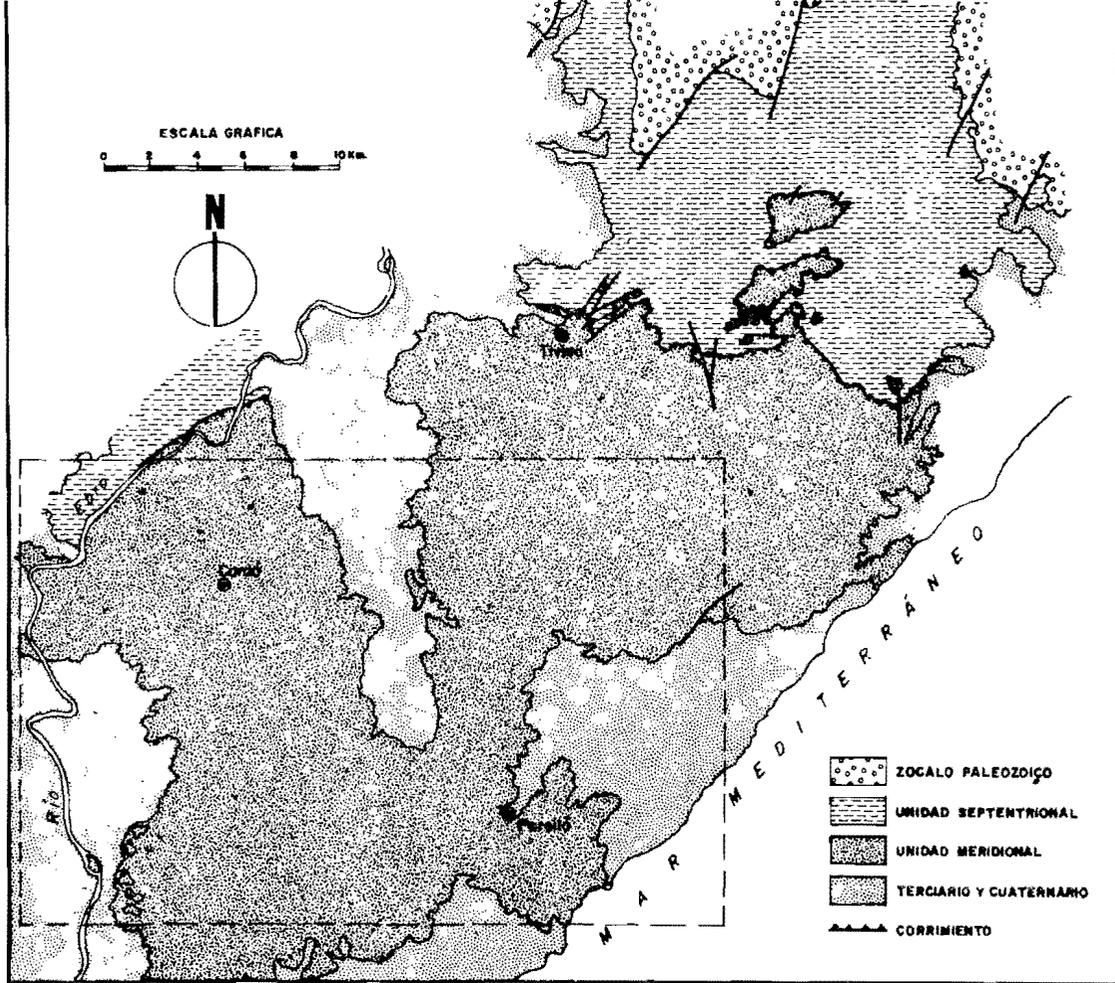


Figura 2.—Unidades estructurales (ROBLES, 1974).

2.2 POSIBLES NIVELES DE DESPEGUE

Puesto que la zona estudiada casi en su totalidad es una estructura cabalgante, vamos a ver cuales pueden ser los niveles más favorables para el despegue.

Las estructuras que suponen un fuerte acortamiento, corrimientos o cabalgamientos, están desarrolladas a favor de una clara tectónica de despegue. En ellas, de forma directa, nunca participa el zócalo paleozoico. En general, el despegue tiene lugar a favor de los materiales triásicos, pues son los que presentan mayor plasticidad y, dentro de éstos, los más favorables son el tramo arcilloso del Buntsandstein Superior (que está representado en la Hoja de Mora de Ebro) así como el Muschelkalk Medio y el Keuper, ambos arcillosos y con yesos.

Estos tramos no tienen igual importancia como niveles de despegue: el más favorable es el Muschelkalk Medio, el siguiente podría ser el Buntsandstein Superior y, después, el Keuper. La explicación de este hecho puede ser que si bien el tramo arcilloso del Buntsandstein es el primer nivel plástico de la cobertera (y por ello cabría esperar que fuese el de despegue fundamental), su potencia es relativamente pequeña (máximo 18 m., ROBLES, 1974), pudiendo llegar a hacerse bastante menor, e incluso desaparecer lateralmente.

El Muschelkalk Medio es el primer nivel plástico que tiene una potencia notable y una continuidad lateral perfecta.

El Keuper tiene también una potencia notable y gran continuidad lateral, pero se encuentra encima del virtual nivel de despegue, que es el Muschelkalk Medio. En esta secundariedad del Keuper como nivel de despegue puede influir algo el que su potencia es menor que la del tramo rojo y que en sus facies existe, en conjunto, mayor proporción de carbonatos, lo que le da, en particular al techo, mayor competencia relativa.

~~En consecuencia, frente a unos esfuerzos diferenciales suficientes, ocurre el despegue zócalo-cobertera que primera y principalmente se localizará a nivel del Muschelkalk Medio. Posteriormente podrán producirse nuevos despegues que, ahora, se localizarían en el Keuper, siendo, posiblemente, de menor rango.~~

Esta estructuración supra Muschelkalk Medio de la cobertera ha supuesto una liberación tensional a partir de dicho nivel hasta la superficie, pero no le ha ocurrido igual al resto de la cobertera infrayacente, en la cual las tensiones, y en especial si son causadas por empuje, han podido aumentar hasta alcanzar el nivel crítico que permita se realice un nuevo despegue a favor del Buntsandstein Superior y la estructuración, bien exclusivamente del Muschelkalk Inferior, o de él y algunos niveles basales de la cobertera.

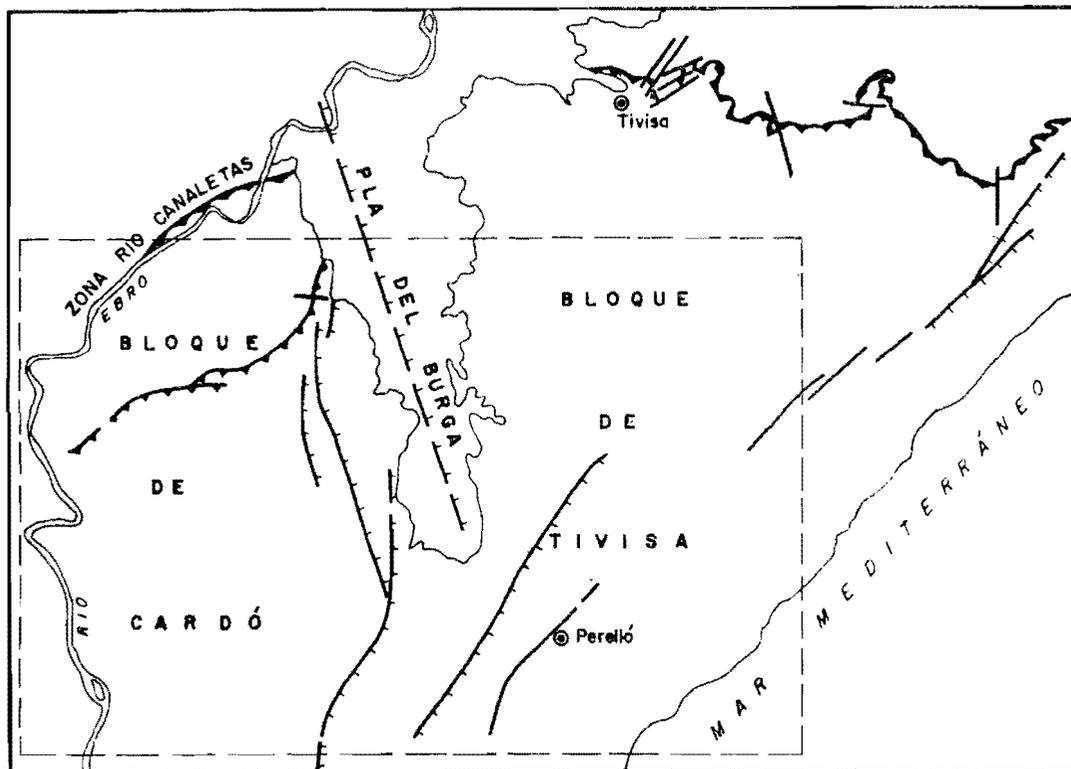


Figura 3.—Zonas estructurales de la Unidad Meridional.

2.3 UNIDAD SEPTENTRIONAL, ZONA DEL RIO CANALETAS

Esta Unidad tectónica constituye el ángulo NO. de la Hoja, al oeste del río Ebro. Se caracteriza por su autoctonía. Estructuralmente forma parte del Bloque de Cardó. En ella existe un sinclinal invertido, de dirección media N.-70-E., vergente hacia el SE., cuyo núcleo lo ocupan las dolomías brechoi-des del Lías Inferior. Por el Oeste, y antes de quedar oculto bajo el Neógeno discordante, se hace normal. El flanco Sur invertido tiene un buzamiento de unos 70° hacia el SSE. Al sur de este sinclinal y justo por la orilla derecha del Ebro, desde enfrente de Benifallet hasta la desembocadura del Barranco de Enrubia (frente al Km. 28 de la carretera de Rasquera (955,494-719,194), discurre el eje de un anticlinal que se hace progresivamente invertido en el sentido O.-E. Hacia el este de dicho barranco, los materiales del Keuper y Muschelkalk Superior pertenecientes al flanco invertido común a ambos pliegues, se acuñan progresivamente y son cabalgados por arcillas rojas del Muschelkalk Medio. Estas arcillas pertenecen al núcleo del anticlinal invertido y llegan a situarse sobre las dolomías de la base del Lías. En la Hoja sólo se ve el extremo sur de dicho cabalgamiento, que es del tipo de plie-gue cabalgante, originado por despegue entre el Muschelkalk Inferior y Su-perior, a favor de las arcillas del tramo intermedio. Parece ser que enraiza axialmente por el Oeste, aproximadamente 1 Km. al NE. de Benifallet.

2.4 UNIDAD MERIDIONAL

Constituye el resto de la cobertera mesozoica de la Hoja.

Tectónicamente se individualiza porque su frente norte es cabalgante sobre la Unidad Septentrional y porque, en conjunto, ha sufrido un despla-zamiento hacia el Norte pivotando alrededor de la zona del río Canaletas. Por eso, en la zona costera, el frente de cabalgamiento ha recorrido la má-xima distancia, que podemos cifrar en unos 10 Kms.

La unidad Meridional está dividida en dos grandes bloques (fig. 3): el bloque de Cardó y el de Tivisa, separados por el Pla del Burga, valle de ori-gen tectónico por el que discurre la carretera de Perelló a Resquera.

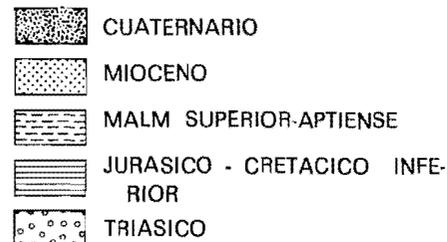
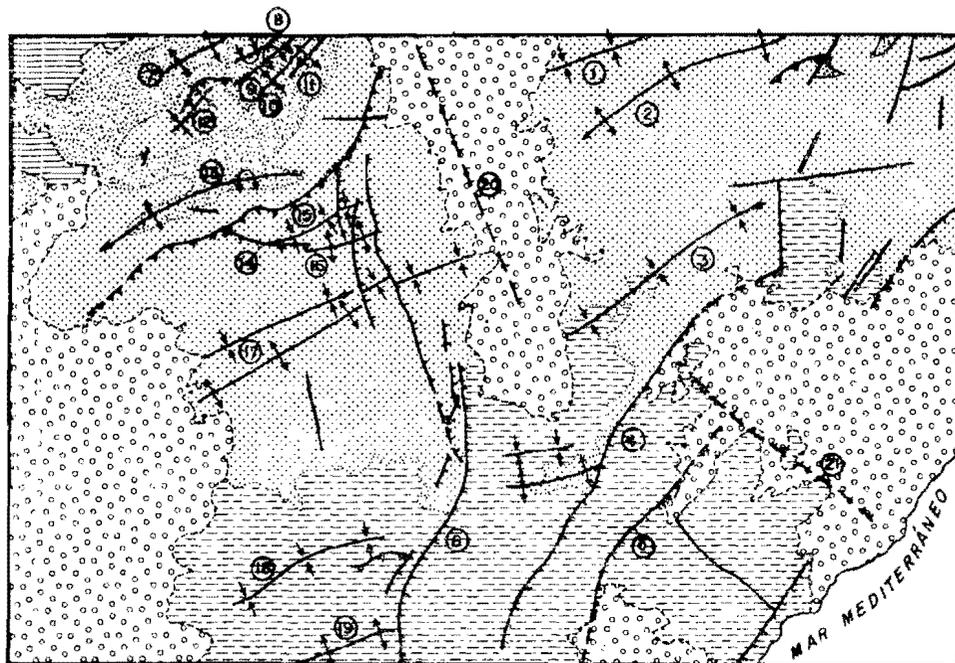
2.4.1 BLOQUE DE TIVISA

2.4.1.1 Sector de la Sierra de la Batalla y Colladetas (O de Perelló)

Forma el sector occidental de la Unidad Meridional dentro del bloque de Tivisa.

Las estructuras principales, en nuestra Hoja, son tres grandes pliegues de orientación general NF-SO (fig 4)

De Norte a Sur, el primero de ellos es sinclinal de *Las Marradas*, del que



- ① Sinclinal de las Marradas
- ② Anticlinal del Racó Grand
- ③ Sinclinal de Montagut
- ④ Falla de Colladetas
- ⑤ Falla de Perelló
- ⑥ Falla de La Inclusa
- ⑦ Anticlinal de La Viña

- ⑧ Sinclinal de La Basa
- ⑨ Anticlinal de Hons
- ⑩ Sinclinal del Barranco de Los Merlos
- ⑪ Anticlinal del Camino de Pesolls
- ⑫ Sinclinal del Carmull
- ⑬ Anticlinal del Barranco de En Jordi
- ⑭ Cabalgamiento de Cardó

- ⑮ Sinclinal de Los Cops
- ⑯ Anticlinal de Cháquera
- ⑰ Pliegues de la Loma de Junch
- ⑱ Sinclinal del Camino de Povet
- ⑲ Anticlinal de La Alenta
- ⑳ Falla del Pla del Burgá
- ㉑ Falla de La Ametlla

Fig. 4.— Principales estructuras.

sólo queda enmarcado en la Hoja su terminación SO. Es un sinclinal normal, prácticamente simétrico y levemente buzante al SO. En el núcleo afloran las dolomías del Malm Superior. Su dirección es aproximadamente N-70-E.

El segundo pliegue es el anticlinal del *Racó Grand*, normal, cuyo eje describe una sinuosidad, por lo que su dirección varía de N-75-E. y N-50-E. Hacia el O. se hace progresivamente vergente al NO. En el núcleo afloran desde las calizas del Lías Inferior hasta las dolomías del Malm.

Entre estos grandes pliegues existen otros de menor rango. Los más importantes son el anticlinal y sinclinal situados al SO. del vértice «Las Marradas», formados por las dolomías del Malm. Ambos son normales y el anticlinal asimétrico y vergente al NO.

Al sur del anticlinal del *Racó Grand* se localiza una falla inversa de dirección N-60-E., vergente al NO., que llega a superponer las dolomías brechoides liásicas a las margocalizas bajocienses. Más al E. existe una falla normal, de dirección N-30-E. que, además de hundir el bloque occidental, parece tener una componente de desgarre sinistral.

En la Sierra de la Batalla y las elevaciones situadas entre ella y el Pla del Burgá afloran exclusivamente las dolomías del Malm que, aunque en conjunto buzán de 10° a 20° hacia el SE., presentan numerosos repliegues de escasa magnitud.

El tercer pliegue importante es el sinclinal de *Montagut*. Es un sinclinal normal, de dirección N-50-E., prácticamente simétrico, buzante al SO., que hacia el Oeste queda recubierto por los materiales cuaternarios del Pla del Burgá. El buzamiento máximo de los flancos no supera los 30°. En el extremo occidental afloran, en el núcleo, las calizas del Malm Superior-Cretácico Inferior.

Al Sur del sinclinal de Montagut aun existen estructuras de plegamiento, la más importante de las cuales es un anticlinal normal de dirección variable, prácticamente asimétrico, relativamente amplio y cuyos flancos no superan los 35° de buzamiento. El eje discurre desde el Km. 3 de la carretera de Perelló a Rasquera, donde es cortado por una importante falla, hacia la zona de Cova Plorador (965,977-705,506).

En este bloque existen importantes fallas, que podemos dividir en dos grupos:

a) Fallas normales de dirección comprendida entre N-40-E. y N-80-E. La más corriente es que las superficies de falla bucen entre 45° y 70° hacia el SE. y hunden, por tanto, los bloques meridionales. Las que bordean las Sierras del Mar y del Esteve hacen contactar entre sí las dolomías del Malm o, a lo sumo, éstas con las calizas del Malm Superior y Cretácico Inferior. Su salto es, en todas, inferior a 100 m., pero su actuación de conjunto produce un escalonamiento progresivo hacia la costa con un hundimiento total de relativa importancia.

De la naturaleza de las fallas de este grupo y su sensible paralelismo con las direcciones de plegamiento que, para esta zona oscilan entre N.-50-E. y N.-70-E. se puede deducir que se originaron en la etapa de distensión o descompresión.

b) Fallas de dirección N.-10-30°-E. En conjunto se caracterizan por cortar oblicuamente a las estructuras de plegamiento. En ninguna es observable claramente la superficie de falla, pero de su intersección con la topografía se puede deducir que el buzamiento es, en general, bastante fuerte, sin llegar a ser verticales, y que los materiales más modernos se sitúan siempre en el techo de la falla. Las más importantes son:

Falla de Colladetas:

Su dirección varía entre N.-30-E. y N.-60-E. La superficie de falla no es visible, pero debe buzarse entre 55° y 80° hacia el SE. El salto mínimo lo estimamos en 300 m. Tiene una longitud de unos 14 Km.; pone en contacto entre sí distintos tramos del Cretácico Inferior y las dolomías del Malm con las calizas del Malm Superior-Cretácico Inferior.

Falla de Perelló:

Pasa inmediatamente al oeste del pueblo. Buza hacia el ESE. entre 60° y 80° y hunde el bloque oriental, en el que afloran, fundamentalmente, las calizas barreмиenses.

Falla de La Inclusa:

Es la responsable, en este sector, de la individualización, poco marcada ya en la zona, entre el Bloque de Cardó (elevaciones de la Inclusa) y el de Tivisa, al que pertenecen Cova Fumada (964,203-703,347) y el barranco de la Fullota. La falla sufre dos inflexiones, por lo que su dirección varía de N.-S. a N.-30-E. La superficie de falla, no visible, buza de 55° a 75° hacia el SE. Pone en contacto diversos tramos del Cretácico entre sí y el Inferior de estos con las dolomías del Malm. El salto vertical puede ser de unos 350 m. En el bloque elevado existen varias fallas paralelas a la principal, de iguales características y de menor magnitud.

Existen fallas de menor entidad que ponen en contacto mecánico las calizas con intercalaciones margosas y las calizas del Barreмиense Superior de Perelló con el Aptiense de la Punta del Aliga (974.666-703,328), en la costa.

Todas estas fallas producen un marcadísimo escalonamiento en el sentido ESE. desde las elevaciones de la Inclusa hasta la costa.

Para ser fracturas originadas durante la etapa de descompresión, la situación de los esfuerzos principales intermedio y mínimo tendría que haber variado con relación a la situación que produjo las fallas normales

paralelas a los pliegues. Por eso, cabe más bien pensar que funcionaran durante dicha etapa de descompresión, pero aprovechando fracturas pre-existentes o, a lo sumo, se produjeron fracturas gobernadas o influidas por ellas. Cabría pensar que fueran fracturas reactivadas, originadas durante una fase de la etapa de compresión, en que el eje intermedio de esfuerzos se situase próximo a la vertical, pero el ángulo que forman las fracturas con el eje principal de esfuerzos es superior al que deberían tener.

Podría pensarse también que fueron causadas no por compresión directa, sino por un par de fuerzas que originarían fundamentalmente un solo juego de fracturas de cizalla. El par de fuerzas podría estar representado por dos fracturas de desgarre a nivel de zócalo, de las que se especula sobre su existencia en las Hojas de Tarragona, Valls y Villafranca (IGME, 1973) y en ESTEBAN (1973), que dejasen entre ellas un bloque correspondiente a la zona que nos ocupa. De acuerdo con la dirección predominante NO-SE., de estas fracturas tan sólo serviría un par que fuese dextrógiro, que podría originar un juego de fracturas de cizalla de dirección N-30-E., pero precisamente este juego es el que no favorece la acción del par.

De todas formas, la existencia de estas fracturas de dirección N-10-30-E. y con las características indicadas, es un hecho real y muy marcado dentro de la zona estudiada, quizá bastante más que en el resto de los Catalánides, y su actuación ha tenido bastante importancia en algunos aspectos de la estructuración de este sector de la Cordillera.

2.4.1.2 Sector de Puig Moltó (E de Perelló)

Esta zona se comporta como un subbloque dentro del bloque de Tivisa.

Está limitado por las fallas de Perelló, que lo hunde, y la de La Ametlla. La tectónica es de fallas normales que hunden siempre el bloque oriental, siguiendo el estilo regional. No se han observado pliegues de importancia. El buzamiento es suave, en general, aunque se ve afectado en muchas ocasiones por el hundimiento de los bloques. Las fallas más importantes siguen la dirección catalánide y la ortogonal, aunque aparecen algunas más norteadas. Pertenecen a la etapa de descompresión.

2.4.2 EL BLOQUE DE CARDÓ

La estructura interna del Bloque de Cardó es de fuerte plegamiento, acompañado de fallas inversas y de cabalgamientos de relativa importancia. Esta estructura se va simplificando progresivamente hacia el SE.

2.4.2.1 Zona de Benifallet-Carmull

Desde el río Ebro hacia el Jurásico de Cardó, en dirección SE, existen cinco pliegues principales. De Norte a Sur nos encontramos:

- Anticlinal de *La Viña*, de dirección N-60-E, similar a la de las siguientes estructuras, vergente al NO con buzamiento máximo en los flancos de 60°. Fuera de la Hoja se invierte.
- Sinclinal de *La Basa*, con el flanco sur volcado buzando de 70° a 90° hacia el SE.
- Anticlinal de *Hons*, con buzamiento máximo en el flanco sur de 55°. El norte está invertido y tiene, en general, más inclinación.
- Sinclinal del *Barranco de Los Merlos*, muy apretado, fuertemente asimétrico y vergente al SE. El flanco norte es frecuentemente vertical.
- Anticlinal del *Camino de Pesolls*, cuyo flanco septentrional se falla inversamente, cabalgando el Muschelkalk Superior al Keuper, que aflora en el núcleo del sinclinal anterior.

Todos ellos están localizados en los materiales triásicos.

En esta zona, lo que más llama la atención es que el apretado anticlinal de Hons y el sinclinal de la Basa no tienen continuidad en el Jurásico del Carmull, que exhibe en conjunto una estructura sinclinal normal, simétrica y relativamente amplia. En el borde meridional del Carmull, donde aflora el Trías en el núcleo de un fuerte anticlinal, los buzamientos de estos niveles son muy distintos de los del Jurásico suprayacente. El Keuper queda, además, muy laminado. En principio podría pensarse que este Jurásico está despegado y corrido sobre un sustrato triásico. En este corrimiento podría haber participado al mismo tiempo el Jurásico de Cardó, o bien tratarse simplemente del desplazamiento muy posterior a la etapa de compresión, incluso reciente, de un bloque desgajado de la masa del Cardó. Sin embargo, el estudio detallado de esta zona permite comprobar que se trata de un claro ejemplo de disarmonía y diferente estructuración de acuerdo con la distinta plasticidad y competencia de los materiales afectados por unos mismos esfuerzos de compresión, ayudado por la existencia de un despegue a favor del Keuper.

En efecto, el anticlinal volcado de Hons es reemplazado en los más rígidos materiales jurásicos del Carmull (995,900-717,903) por una falla inversa que muere al entrar en el Keuper. Dentro del sinclinal del Carmull existen otros repliegues y fallas de menor importancia.

Al sur de este sinclinal afloran materiales triásicos, que son la prolongación de los descritos al principio del apartado. Hay cuatro anticlinales de importancia, que tienen en común el estar fuertemente replegados. El más septentrional tiene por dirección media N-65-E y se invierte y hace ligeramente cabalgante hacia el Oeste. El segundo tiene características similares. El tercero es un anticlinal cabalgante. El cabalgamiento se sigue desde las inmediaciones del Km 3 de la carretera de Rasquera al Baleario de Cardó, hacia el SO. El cuarto anticlinal, que llamaremos del *Barranco de En Jordi* (fig. 4), tiene una longitud de unos 7 Km. Su eje tiene dirección N-70-E. Es buzante al OSO. Normal y simétrico en su mitad occi-

dental, se inclina progresivamente e incluso llega a invertirse ligeramente por el Este (dolomías de base del Lías). Por este extremo está fallado inversamente, en particular los niveles jurásicos, y es ligeramente cabalgante.

Entre este anticlinal y el vértice Raells (952,966-714,345), cerca de la curva del Ebro, afloran materiales jurásicos que están afectados por una falla inversa de dirección N-75-E que buza entre 45° y 60° hacia el SSE, que superpone las dolomías basales del Lías al Bajociense. El bloque meridional presenta una estructura sinclinal buzante hacia el OSO, de dirección N-60-E. Es un sinclinal normal y vergente al NO.

2.4.2.2 Sector del Coll de Som

El buzamiento hacia el Oeste del sinclinal últimamente mencionado y del anticlinal del Barranco de En Jordi, unido al basculamiento general hacia el Oeste que presenta el Bloque de Cardó, permite que lleguen a aflorar las dolomías del Malm a una cota relativamente baja como es la del vértice Som (951,535-711,415). Esta zona está afectada por pliegues suaves y de pequeña longitud y fallas normales de dirección N-50-E, la más importante de las cuales buza entre 60° y 80° hacia el NO y hunde el bloque septentrional. Su salto aumenta hacia el SO de forma que, en las inmediaciones del Ebro, contactan las dolomías del Malm con las brechoides liásicas.

2.4.2.3 Las Sierras de Cardó

El cabalgamiento de Cardó es la estructura más importante del bloque al este del Ebro. Atraviesa de NE a SO dicho bloque y tiene una longitud mínima de 11 Km.

El punto más nororiental del frente del cabalgamiento queda fosilizado por los discordantes del Pla del Burga. La base del cabalgamiento la constituyen las arcillas del Keuper, que afloran con poca potencia y, a veces, no existen. En este caso, las calizas del Lías Inferior del conjunto cabalgado se ponen en contacto con las dolomías basales e incluso brechoides cabalgantes. Los materiales cabalgados están invertidos en el contacto con la superficie de cabalgamiento, dando lugar a un sinclinal volcado con núcleo en el Toarciense. El flanco invertido está poco desarrollado.

El frente de cabalgamiento continúa hacia el SSO localizándose en el Keuper, con lo que el conjunto cabalgante no tiene ya tal carácter, sino que simplemente está despegado a nivel del Keuper de su sustrato inmediato, el Muschelkalk Superior, y desplazado sobre él.

El cabalgamiento sigue hacia el SO, poniendo en contacto las dolomías brechoides del Lías Inferior de los conjuntos cabalgante y cabalgado, se-

paradas únicamente por un discontinuo tramo de arcillas del Keuper. En la vertiente occidental del barranco de Cardó (957,671-714,985) se observa cómo la superficie del cabalgamiento, que buza por término medio 35°, se desarrolla progresivamente sobre términos más altos de la serie del conjunto cabalgado, situándose sobre las dolomías del Malm. La base del frente de cabalgamiento la constituyen niveles cada vez más altos, pasando de ser las dolomías brechoides del Lías a las dolomías del Malm.

Tanto en relación al conjunto cabalgado como cabalgante y a nivel del Jurásico, la superficie de cabalgamiento no es paralela a la estratificación, sino que la corta, formando con ella un ángulo que es mayor para el conjunto cabalgado y menor para el cabalgante.

Al oeste del vértice Cullá (956,128-713,265) el contacto de cabalgamiento se sitúa entre las dolomías del Malm de uno y otro bloque, por lo que su seguimiento se hace bastante difícil y la posición exacta del mismo es dudosa, si bien razonablemente segura hasta el Ebro.

El solapamiento mínimo es de unos 700 m., pero indiscutiblemente la envergadura real debe ser bastante mayor.

Vamos a describir someramente las zonas colindantes al cabalgamiento. En la Picososa (958,946-715,303) se sitúa el extremo NE del *Sinclinal de la Barca*. Tiene dirección N-60-E, es fuertemente buzante al SO y su flanco meridional está verticalizado e incluso invertido.

En La Llaguna (958,539-715,989) existen dos repliegues, sinclinal y anticlinal, de poca amplitud, pero fuertemente apretados que al aproximarse al cabalgamiento sufren una inflexión hacia el Norte.

En el sector del vértice Cháquera (959,520-712,936) existen dos importantes pliegues:

- El anticlinal de *Cháquera* (fig. 4), al norte del vértice, tiene una dirección media N-80°-E y es buzante al Oeste. Es un anticlinal bastante fuerte que, hacia poniente, se hace progresivamente inclinado y vergente al Norte. En el núcleo afloran las dolomías brechoides del Lías. El flanco septentrional está afectado por varias fallas inversas; la principal aparece en el extremo occidental, tiene un buzamiento de unos 60° al ESE, que hacia el Oeste aumenta hasta la vertical. Muy posiblemente ha tenido dos períodos de juego inversos.
- El sinclinal de *Los Cops* está situado entre el anticlinal anterior y el cabalgamiento de Cardó. Tiene dirección N-70°-E. El flanco norte buza entre 20° y 30°; el sur, algo más, llegando a invertirse en las inmediaciones de la falla que comentábamos en el anticlinal de Cháquera.

Estas dos estructuras principales son cortadas hacia el Este por tres fallas normales, transversales a las mismas, de dirección noroesteada y buzando 60° al Este. La falla más occidental, que es la menos importante, tiene

un salto vertical del orden de 50-60 m.; la intermedia, de 100 m., y la tercera, superior a 200 m.

Unos 800 m. al sur del vértice Cháquera, en la zona denominada Corral de Moreno (959,440-712,252), se encuentra una importante falla inversa, de dirección Este-Oeste y buzamiento 40° al Sur. Ambos bloques, hundido y elevado, están constituidos por las dolomías del Malm.

2.4.2.4 Sector de la Sierra del Boix-La Inclusa

Existen las siguientes estructuras principales de Norte a Sur:

- Sinclinal y anticlinal de la *Loma de Junch*. Son normales, de dirección N-60°-E y algo buzantes al SO. Prácticamente son simétricos. El buzamiento máximo de los flancos es de 50°, y el medio, del orden de 30°. El anticlinal tiene el flanco meridional muy amplio y sus buzamientos disminuyen progresivamente hacia el SE (15°-25°). Ambos pliegues están desarrollados en las dolomías del Malm. Por el Este son seccionados por las fallas que cortan al anticlinal de Cháquera. En el escarpe de la falla más oriental, llegan a aflorar en el núcleo del anticlinal las calizas del Lías Inferior.

Al sur del anticlinal de La Loma de Junch, los materiales buzan en conjunto 15°-20° hacia el SSE, si bien manifiestan repliegues de poca importancia. Esto permite que afloren materiales cada vez más modernos: tramo intermedio margo-calcáreo del Malm, tramo superior de las dolomías, calizas jurásico-cretácico y calizas barremienses. Aquí encontramos ya el:

- Sinclinal del *Camino de Povet* (fig. 4). Es fuertemente buzante al SO. Por el Este desaparece. Es un sinclinal normal, relativamente simétrico, pero a causa de las intercalaciones margosas de los terrenos cretácicos, existen numerosas disarmonías en su desarrollo.
- Anticlinal de *La Alenta*. Tiene dirección N-75°-E, ligeramente buzante al Oeste. Es un anticlinal normal muy amplio y tan solo ligeramente inclinado al Norte. El buzamiento de los flancos es de 20° a 35°.

2.4.2.5 Conclusiones sobre la Tectónica del Bloque de Cardó

La estructura interna del Bloque de Cardó es de fuerte plegamiento acompañado de cabalgamientos de relativa importancia. Esta estructura es más fuerte en el sector septentrional, que coincide con los afloramientos más bajos de la cobertera: Triásico y Jurásico Inferior. En dicho sector predominan los pliegues muy apretados, frecuentemente invertidos y vergentes siempre al NO, dando lugar a cabalgamientos. Hacia el SSE desaparecen los cabalgamientos y los pliegues se hacen más amplios, normales

y, a lo sumo, algo inclinados hacia el Norte. Sin embargo, hay que tener en cuenta que en el sentido SSE, el zócalo paleozoico se encuentra progresivamente más profundo, con lo que los movimientos que le afectan se reflejan atenuados en superficie o no son visibles, dada la potencia cada vez mayor de la cobertera.

En el bloque hay un claro despegue a favor del Muschelkalk Medio, y otro, de menor importancia, a nivel del Keuper. Aunque algunos de los cabalgamientos nacen en el Trías Medio, los materiales del Muschelkalk Medio y Superior y los del Keuper exhiben pliegues muy apretados que se manifiestan atenuados en los niveles calcáreo-dolomíticos superiores, más rígidos. Puede ocurrir una disarmonía a nivel del Keuper y que un pliegue fuerte en el Trías se convierta en una falla inversa en los niveles superiores.

La dirección de los pliegues oscila entre N-45°-E y N-75°-E. La de las fallas inversas varía entre N-55°-E y N-80°-E, en general, sensiblemente paralela a la de los pliegues y se han producido, junto con ellos, en la etapa de compresión.

Las fallas normales las podemos dividir en tres grupos:

a) Fallas oblicuas a las estructuras de plegamiento, de pequeña longitud. Hay dos juegos, uno de dirección N-10°-35°-O y otro N-10°-30°-E. Generalmente tienen salto en dirección, además de salto vertical. Pertenecen fundamentalmente a la etapa de compresión.

b) Fallas de dirección N-50°-65°-E, sensiblemente paralelas a los pliegues, propias de la etapa de descompresión (Coll de Som).

c) Fallas transversales a los pliegues, de dirección N-S aproximadamente, que producen el escalonamiento del borde oriental del bloque.

2.5 RELACION ENTRE EL BLOQUE DE CARDÓ Y EL DE TIVISA

El borde oriental del bloque de Cardó sufre un escalonamiento hacia el Pla del Burga, por efecto de tres fallas normales. Este valle es una depresión tectónica originada por dichas fallas y otra, cuya existencia se supone desde hace tiempo, que queda fosilizada por el Cuaternario, perteneciente al mismo sistema de las anteriores. Esta falla hunde el bloque oriental y a la vez éste bascula hacia el Oeste. La otra falla necesaria para el basculamiento discurre a lo largo del valle inferior del Ebro. El movimiento del bloque tuvo lugar en la etapa de distensión, pues las fallas indicadas afectan a las estructuras de la etapa de compresión (pliegues, cabalgamientos y fallas inversas).

La correlación entre las estructuras de uno y otro bloque, así como la inflexión del extremo oriental del cabalgamiento de Cardó, suscitan la

hipótesis de que la falla del Pla del Burga, antes de funcionar como normal, contribuyendo al basculamiento, actuó en un régimen diferente.

La correlación es difícil porque las estructuras de un bloque no tienen una prolongación clara en el otro y, entre ambos, existe la discordancia del Pla del Burga, de considerable anchura. Las posibles prolongaciones de las estructuras del Bloque de Cardó están desplazadas unos 2 Km al Sur, en el Bloque de Tivisa, lo que mueve a pensar que la falla fosilizada actuó primeramente como de desgarre dextral, pero con posterioridad a la génesis de los pliegues y cabalgamientos de la cobertera de ambos bloques, a los que corta. Además, la dirección de esta falla es similar a la de las fallas de desgarre transversal a la dirección catalana que se observan más al Norte. La inflexión del cabalgamiento de Cardó no cabe explicarla como producida por un desgarre dextral, puesto que tendría que ser al contrario. Esta situación se plantea en otras zonas de la Cordillera Catalana (Macizo del Priorat, Arco periférico de Bonastre).

Con posterioridad a esta hipotética actuación de desgarre, la falla funcionó como normal y contribuyó al basculamiento de los Bloques de Cardó y Tivisa.

2.6 TECTOGENESIS Y CRONOLOGIA DE LOS ACCIDENTES

1. La inestabilidad más temprana la reflejan las dolomías brechoides del Lías Superior. Son productos resultantes de movimientos de gran radio y pequeña intensidad.

2. Suaves movimientos epirogénicos son responsables de los cambios bruscos en la sedimentación durante el Lías Medio y Dogger Inferior. Entre el depósito de los materiales pliembachienses y toarcienses ocurre un movimiento positivo; entre éstos y los del Dogger Inferior se produce un movimiento de signo contrario.

3.- La probable laguna estratigráfica que afecta al Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior puede explicarse por procesos resultantes de movimientos epirogénicos. De acuerdo con BULARD (1972) es correlacionable con la que afecta a la Cordillera Ibérica.

4. Es muy probable que, con posterioridad al Kimmeridgiense Inferior y antes del Portlandiense, ocurra un movimiento ascensional que afecte a toda la región estudiada. Este movimiento tiene como consecuencia la erosión de parte de los materiales del Malm, de forma que las dolomías masivas $J_{24}^1-C_{13}$ reposan discordantemente sobre términos de diferente edad dentro del Malm. El que sólo se haya observado estos hechos en dos sectores del Bloque de Cardó nos impide darle valor regional cierto a dicho movimiento.

5. La ausencia del Cretácico Inferior en la Unidad septentrional y su gran desarrollo en la Meridional, unido al acuñamiento que sufren parte de dichos materiales hacia el NNE, indican que en este tiempo debió ocurrir una marcada subsidencia diferencial en la cuenca, que es mayor hacia el SSO, como consecuencia del hundimiento paulatino de grandes bloques del zócalo.

6. Durante el Cenomaniense (este tramo y los siguientes no están representados en la Hoja) se inicia una nueva transgresión, fuerte aunque breve. Hasta el Maestrichtiense, que son los materiales preorogénicos más jóvenes datados con relativa seguridad en la Unidad Septentrional, han privado los movimientos verticales, que han producido transgresiones de diferente magnitud regional.

7. La etapa orogénica de compresión, en sentido SSE-NNO aproximadamente, es imposible de datar con los materiales de nuestra Hoja, por lo que tendremos que utilizar los datos regionales. La orogenia es claramente intraeocénica, aunque algunos accidentes han podido iniciarse en el Paleoceno y otros continuar evolucionando o producirse, al menos, durante el Oligoceno. La Unidad Meridional se comporta con bastante independencia del zócalo paleozoico. Se caracteriza por despegues a nivel del Triás y corrimiento hacia el N-NNO. El cabalgamiento sobre la Unidad Septentrional es post Maestrichtiense y posiblemente intrapaleocena, aunque ha podido evolucionar algo más después. Posteriormente se acentúa el plegamiento y se producen nuevos cabalgamientos en el manto (Eoceno). Finalmente, actúan las fallas de desgarre más importantes. La etapa de distensión es muy manifiesta desde la base del Mioceno. Da lugar a fallas normales sensiblemente paralelas a la dirección de plegamiento. Otras oblicuas a la dirección de los pliegues rejuegan como normales, a pesar de haberse producido en la etapa de compresión con diferente carácter (principalmente de desgarre). Los dos conjuntos de fallas producen un basculamiento hacia el Oeste de grandes bloques, ayudado por fallas de nueva creación cuya actuación ha continuado durante el Plioceno.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales paleozoicos del borde sur del Priorato y extremo noreste del Baix Camp de Tarragona, cuya continuación hacia el Sur constituye la base de la cobertura mesocenozoica de la Hoja, fueron afectados por la Orogénesis Herciniana. En conjunto se presentan frente al periodo alpidico, en gran parte por sus importantes enclaves de rocas ígneas, con unas características de rigidez bien marcadas y una cierta anisotropía. Ambas características influirán en el desarrollo estructural de ellos mismos

y de la cobertera, durante la Orogénesis Alpina, existiendo una clara individualización de un zócalo paleozoico y una cobertera meso-cenozoica.

Sobre la superficie de erosión pretriásica y en un régimen continental, se depositan los materiales detríticos del Triás Inferior. Las facies carbonatadas del Muschelkalk se originan en un medio intermareal y, a lo sumo, de plataforma carbonática para el Muschelkalk Superior, que supone transgresiones marinas débiles por su carácter, pero amplias por su extensión. Entre estas dos transgresiones marinas existe un período de regresión en el que se deposita el tramo rojo Keuperoides en un medio que, para VIRGILI (1958), es marino poco profundo, ubicado en el borde de un continente con relieve suave. No obstante, es extraño que el mar no haya dejado su sello en estos sedimentos. El medio sedimentario que existía en la región, durante el depósito de los materiales del Muschelkalk Superior, es claramente marino aunque, probablemente, sin llegar a ser de profundidad. Cabe pensar que se tratase de una plataforma carbonática somera, con aporte de material detrítico fino que, posiblemente, quedaba sin cubrir por las aguas de forma esporádica.

El depósito arcilloso del Keuper manifiesta una nueva regresión. Poco a poco, la cuenca adquiere características continentales y se depositan las arcillas, yesos y carniolas. El relieve debió ser muy suave, dando lugar a pequeñas cuencas lagunares en las que se depositan las evaporitas. En esta cuenca, o en las inmediaciones, se produjeron localmente manifestaciones volcánicas o subvolcánicas que originaron pequeños relieves capaces de suministrar un material detrítico grosero a la cuenca. Pequeños cursos fluviotorrenciales, posiblemente integrados en cuencas endorreicas de escasa amplitud, habrían originado los canales de detríticos groseros que existen en los alrededores de Benifallet. Esta actividad ígnea permite deducir que en esta época el zócalo tenía ya fracturas activas que permitían el ascenso de los materiales ígneos hasta la superficie o sus cercanías. Los movimientos que pueden ocurrir en el zócalo en este tiempo son de carácter epirogénico.

Al comienzo del Lías, la cuenca se hace ligeramente más subsidente que durante el Triásico: se inicia la transgresión jurásica. En toda la zona existe un medio marino, de alta energía en algunas ocasiones, pero situado en las inmediaciones de la costa. El medio marino continúa, probablemente, durante el depósito de las brechas dolomíticas liásicas aunque con emersiones esporádicas. Hasta el Pliensbachiense la sedimentación se realiza en un mar tranquilo y de poca profundidad. Durante el Toarciense Inferior y Medio, el medio es marino muy bien desarrollado, pero muy proximal. En el Toarciense y base del Bajociense la sedimentación es muy escasa. El ciclo transgresivo se intensifica durante el Bajociense: el ambiente es claramente marino, de plataforma continental. Estas características se mantienen durante el Bathoniense y el Calloviense Inferior. Es muy

probable la existencia de una laguna estratigráfica a nivel del Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior, que cabe explicar por una emersión, aunque es más probable que se deba a una detención de la sedimentación o al barrido de los sedimentos por corrientes, o una combinación de ambos. Es muy probable que no desapareciera el medio marino, aunque variarían sus características. Durante el Oxfordiense Medio-Superior y Kimmeridgiense Inferior el medio es marino, de plataforma.

Con posterioridad al Kimmeridgiense Inferior y antes del Portlandiense (?) o Cretácico basal, la zona queda emergida y sometida a erosión, como lo prueban los residuos lateríticos en el contacto, en este caso claramente discordante, entre las calizas del Oxfordiense y Kimmeridgiense con las dolomías suprayacentes.

La fuerte dolomitización sufrida por los materiales post-Kimmeridgiense Inferior no permiten deducir cuál era el medio existente en la zona durante el tiempo que éstos representan. Es claro, desde luego, que la región estuvo sometida a frecuentes períodos de emersión, como lo demuestran las numerosas superficies de erosión, costriñidas e incluso con restos lateríticos, que existen en este nivel. Es muy probable que el claro medio marino reinante durante el Dogger y parte del Malm se abandone definitivamente tras la emersión post-Kimmeridgiense Inferior y que la transgresión subsiguiente sólo permita la instalación de un medio de transición o muy poco marino, como el existente en el tramo calizo inferior del Cretácico Inferior, cuya base puede, al menos localmente, pertenecer al Portlandiense o parte de él.

Si es así, durante el Jurásico terminal se depositan micritas que corresponden a plataformas muy amplias y regulares, someras, que se extendían hacia el Maestrazgo nord-oriental.

El Cretácico Inferior se deposita en un ambiente similar al del Jurásico Superior. Está formado por sedimentos de facies somera, por lo que, dada la gran potencia que tienen, la zona es fuertemente subsidente especialmente hacia el Sur y Suroeste.

La mayor parte de los sedimentos se han originado en un medio de «lagoon» e incluso lagunar en el que existen episodios marinos muy efímeros. Se producen algunas emersiones que dan lugar a zonas de fuerte alteración, con lateritas y bauxitas bajo los materiales del Barremiense Superior. Este hecho ha sido reconocido por COMBES (1969) y ESTEBAN (1973) en el Maestrazgo nord-oriental y en el sector del Cabo de Salou, respectivamente.

Tras la emersión intrabarremiense, la zona queda nuevamente en un medio bastante similar al anterior, pues las facies son someras con intercalaciones de carácter más marino.

Durante el Aptiense, el medio es claramente marino. Abundan las

facies arrecifales de Rudistas, facies ricas en Orbitolinas y facies margosas, más distales, con Ammonites.

El Aptiense es el Cretácico, datado con seguridad, más alto que aflora en la Hoja. Es posible, de acuerdo con la mayor subsidencia de la cuenca hacia el Sur, que el Albiense, al menos parcialmente, estuviese representado por sedimentos marinos, como ocurre en sectores del Maestrazgo. El medio que existía en la zona con posterioridad al Albiense no puede saberse con exactitud por la ausencia de materiales cretácicos supra-aptienses. Es probable que durante el Cenomaniense el medio fuera claramente marino, pero la erosión ha eliminado los sedimentos que lo prueban.

La fase orogénica se inicia con una etapa netamente compresiva, claramente intraeocénica, si bien algunos accidentes han podido iniciarse en el Paleoceno y otros continuar evolucionando o producirse al menos durante el Oligoceno.

En el zócalo se producen fallas que afectan a la cobertera, así como algún arqueamiento de radio medio. Las dos Unidades tectónicas de la cobertera se comportan de distinta manera: la Septentrional tiene una estructura bastante influenciada por el zócalo, si bien también exhibe estructuras de plegamiento y cabalgamiento, propias e independientes del zócalo, originadas por despegue a nivel del Trías; la Meridional tiene una estructura muy independiente de la del zócalo. Se caracteriza por su despegue con base en el Trías y corrimiento hacia el N-NNO. Internamente tiene una estructura de plegamiento y cabalgamiento.

Es muy importante la individualización de diferentes niveles o pisos tectónicos, de acuerdo con los virtuales niveles de despegue y la magnitud de los esfuerzos diferenciales. Existe por tanto una doble variación estructural, una en dirección transversal, NNO-SSE, y otra en sentido vertical. Los principales grupos de estructuras y su datación relativa son:

- Inicio del plegamiento y corrimiento de la Unidad Meridional sobre la Septentrional, cuya colocación es post-Maestrichtiense y posiblemente intrapaleocena, aunque ha podido evolucionar algo más después.
- Acentuación del plegamiento y producción de nuevos cabalgamientos en la cobertera.
- Actuación de las fallas de desgarre más importantes. La etapa de distensión empieza al principio del Mioceno, según datos regionales. Se originan fallas normales paralelas o subparalelas a la dirección general de plegamiento y rejuegan, como normales, fallas producidas en la etapa de compresión con diferente carácter.

También en esta etapa se produce el basculamiento hacia el Oeste de grandes bloques, a favor de fallas que actúan como normales, siendo algunas posiblemente preexistentes y otras de nueva creación, paralelas a las

anteriores, y que siguen funcionando, en algunos casos, durante el Plioceno.

En la etapa de distensión, el mar plioceno invadió las áreas que quedaban hundidas (valle inferior del Ebro) como consecuencia de la tectónica epirogénica. Esto, unido a los aportes del Ebro, que ya desembocaba aproximadamente por el sitio actual y a los grandes aportes de los jóvenes macizos circundantes, dieron lugar a una cuenca en la que hay muy frecuentes cambios laterales de facies (SOLE y otros, 1965).

Los materiales cuaternarios se depositan en esta zona a partir del período interglacial Mindel-Riss (Eotirreniense) estando constituido por margas, conglomerados, limos eólicos y brechas calcáreas.

Los depósitos más recientes corresponden a derrubios de ladera y al aluvial del Ebro.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

Dentro del ámbito de la Hoja sólo existe una mina, abandonada ya, en la que se explotó wolframio. En el resto de la zona no se ha observado ninguna labor minera, ni siquiera de pequeña importancia.

Tampoco creemos que una investigación sistemática de la zona llegara a resultados claramente positivos, pues no se han observado indicios de yacimientos sedimentarios (salvo las lateritas y bauxitas jurásicas de pequeña extensión) y el granito, fuente de los criaderos magmáticos que afloran bastantes kilómetros al Norte, deben estar a mucha profundidad en esta zona tan subsidente, donde sólo la cobertera mesozoica alcanza, en algunos puntos, más de mil metros de potencia.

Las canteras tampoco son abundantes; es más, actualmente sólo existen dos en explotación, en las inmediaciones del Coll de Som, que aprovechan las calizas jurásicas para la fabricación del cemento.

Antiguamente se explotaron los yesos del Triás mediante calicatas o pequeñas canteras, en régimen familiar. Aún pueden verse en algunos lugares los restos de los hornos de yeso. Actualmente, todas las explotaciones de este tipo están paradas.

En el sector de Perelló, los materiales cuaternarios han suministrado gravas para la construcción de la carretera de Tarragona a Castellón, pero actualmente están abandonadas.

4.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Los tramos que nos parecen más interesantes como embalses subterráneos son las dolomías brechoides del Lías Inferior y del Jurásico, por

su permeabilidad y porosidad. Estas últimas son las que surten el manantial de Cardó, donde existe un balneario, hoy cerrado. Actualmente las aguas de este manantial suministran un caudal de 9 a 12 m³/h. a una planta embotelladora que desde hace dos años comercializa estas aguas, cuya composición es la siguiente:

| | Gr/l. |
|------------------------------|---------|
| Bicarbonato potásico | 0,00086 |
| Bicarbonato sódico | 0,00226 |
| Bicarbonato cálcico | 0,05943 |
| Bicarbonato magnésico | 0,02479 |
| Bicarbonato ferroso | 0,00187 |
| Sulfato cálcico | 0,03317 |
| Cloruro sódico | 0,01372 |
| Cloruro cálcico | 0,00276 |
| Silicato sódico | 0,00328 |
| Oxido aluminico | 0,00765 |
| Fosfato sódico | 0,00972 |
| Materia orgánica | 0,02176 |

Los tramos calizos del Neocomiense-Barremiense (J_{33} - C_{14}^2) y del Barremiense Superior (C_{14}^3) pueden constituir acuíferos de cierta importancia debido a la potencia de estos niveles (unos 300 m. cada uno) y a su suave plegamiento.

El tramo inferior podría constituir una unidad con las dolomías brechoides infrayacentes, dando lugar a una potente formación acuífera de unos 400 m. por término medio, de espesor. El sustrato impermeable serían las capas margosas intermedias J_{33} - C_{13} .

El superior (C_{14}^3) formaría otro acuífero independiente, separado del anterior por las margas, margocalizas y calizas del C_{14}^{1-3} , que harían la función de nivel impermeable.

Son interesantes, también, los depósitos cuaternarios conglomeráticos que a su porosidad y permeabilidad añaden el estar próximos al río Ebro, que tienen que constituir un gran nivel hidrogeológico.

Lógicamente, el aluvial del río Ebro es el nivel que está más explotado, ya que al situarse en los márgenes del río sustenta prácticamente todas las poblaciones y regadíos importantes de la zona.

5 BIBLIOGRAFÍA

ALMELA, A. (1956).—«El Cretácico en España. El Maestrazgo y la Cordillera litoral catalana». *Mem. IGME*, t. 57, pp. 129-160, Madrid.

- ASHAUER, H., y TEICHMULLER, R. (1946).—«Origen y desarrollo de las Cordilleras variscas y alpídicas de Cataluña». *Publ. extr. Geol. Esp.*, volumen III, núm. 9, pp. 1-93, Madrid.
- BATALER, J. R. (1922).—«El Jurásico de la provincia de Tarragona». *Trb. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, núm. 29, pp. 1-117, Madrid.
- (1922).—«Notes per a la Geologia de la comarca tortosina». *Bul. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 188-191, Palamós.
- (1926).—«Sur le Jurassique de la partie méridionale de la Catalogne (Puertos de Tortosa)». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 26, pp. 101-116, París.
- (1927).—«El Pliocénico de la provincia de Tarragona y algunas notas sobre el Cuaternario fluvial». *Revista Ibérica*, vol., 702, pp. 1-8.
- (1950).—«Geognosia del Triásico español». *An. Esc. Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura*, vol. 9, pp. 193-219, Barcelona.
- BULARD, P. F. (1972).—«Le Jurassique moyen et supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)». *Tesis Universidad de Niza*.
- CANEROT, J. (1967).—«Découverte de l'Albien marin et paléogéographie du Crétacé dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 5, pp. 182-183, París.
- (1967).—«Le Crétacé Supérieur dans le Bas-Aragón et le Maestrazgo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 8, pp. 345-346, París.
- (1968).—«Sur le Crétacé de la région d'Uldecona et ses variations dans l'extrémité méridionale des Chaînes catalanes (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 4, pp. 114-115, París.
- (1968).—«Sur la tectonique du Maestrazgo nord-oriental (Espagne) et ses relations avec la paléogéographie du Crétacé et du Tertiaire». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 1, pp. 10-12, París.
- (1974).—«Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane». *Trabajos de tesis*. ENADIMSA, Madrid.
- COMBES, P. J.; GLACON, G., y GRAMBAST, L. (1966).—«Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, núm. 10, pp. 390-391, París.
- COMBES, P. J. (1967).—«Contribution à l'étude de la genese des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans la Maestrazgo nord-oriental (Espagne)». *C. R. Acad. Sc.*, París, vol. 264, pp. 703-706.
- ESTEBAN, M. (1973).—«Petrología de las calizas cretácicas del sector central de los Catalánides (Prov. de Tarragona y Barcelona)». *Tesis doctoral Univ. Barcelona*.
- FALLOT, P., y BATALER, J. R. (1926).—«Sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin de l'Ebre et des montagnes du littoral méditerranéen

- entre Tortosa et Castellón (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 182, pp. 226-228.
- (1927).—«Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y Maestrazgo». *Mem. R. Acad. Cien. y Art. Barcelona*, vol. 20, núm. 8, pp. 1-143.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1929).—«Memoria explicativa de la Hoja núm. 522 (Tortosa). Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (1.ª Serie).
- (1931).—«Memoria explicativa de la Hoja núm. 498 (Hospitalet)». Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (1.ª Serie).
- (1972).—«Mapa geológico de España E. 1:200.000. Hoja núm. 41 (Tortosa)». Síntesis de la cartografía existente.
- (1973).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 473 (Tarragona)» (2.ª Serie).
- (1973).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 446 (Valls)» (2.ª Serie).
- (1973).—«Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja núm. 419 (Villafranca del Panadés)» (2.ª Serie).
- LLOPIS, N., y VILLALTA, J. F. (1935).—«Contribución a la fauna triásica catalana». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, vol. 35, pp. 1-12, Barcelona.
- LLOPIS, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *Publ. Inst. Lucas Mallada del C. S. I. C.*, Barcelona.
- MALDONADO, A., y RIBA, O. (1972).—«Secuencias deposicionales del río Ebro (resumen)». *VI Reunión del grupo esp. de sedim.*, pp. 51-53, Barcelona.
- MALLADA, L. (1889).—«Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Map. Geol. de Esp.*, t. 16, Madrid.
- MORENO DE CASTRO, E. (1969).—«Presencia del *Nannoconus wassalli* Bronnimann en el Aptiense de Perelló, provincia de Tarragona (España)». *Rev. Esp. Micropál.*, vol. 1, núm. 2, pp. 195-203, Madrid.
- ROBLES, S. (1974).—«Estudio geológico del Mesozoico del Bloque de Cardó y sectores adyacentes». *Tesis Univ. Autónoma*, Barcelona.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A. (1948).—«Sobre unas erupciones volcánicas en el valle de Cosp (Cardó)». *Bol. Real. Soc. Esp. Ha. Nar.*, t. 46, núm. 4, pp. 235-255, Madrid.
- (1950).—«Estudio de la región volcánica del Bajo Ebro». *C. S. I. C.*, Madrid.
- SCHRIEL, W. (1942).—«Constitución geológica de la Cadena Costero Catalana entre la desembocadura del Ebro y el Ampurdán». *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, vol. 1, núm. 4, pp. 104-168, Madrid.
- SOLE, L.; MACAU, F.; VIRGILI, C., y LLAMAS, M. R. (1965).—«Sobre los depósitos pliocénicos y cuaternarios del Bajo Ebro». *Mem. y Com. C. S. I. C.*, t. 1, pp. 83-91, Barcelona.

- TEICHMULLER, R. (1946).—«Territorio tabular y plegado en el sur de Cataluña». *Publ. Extr. Geol. Esp. C. S. I. C.*, t. 3, núm. 16, pp. 293-297, Madrid.
- VIRGILI, C. (1954).—«Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico». *Bol. Real. Soc. Esp. Ha. Nat.*, pp. 697-716, Madrid.
- (1955).—«El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides». *Mem. y Com. Inst. Geol. Provincial*, t. 13, pp. 37-78, Barcelona.
- (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. 69, Madrid.
- VIRGILI, C., y HERNANDO, S. (1974).—«Datación del Trías medio en la región comprendida entre Los Condemíos y Miedes de Atienza (NO de la provincia de Guadalajara)». *Sem. Estratigrafía*, núm. 9, pp. 1-9, Madrid.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA