



IGME

418

34-16

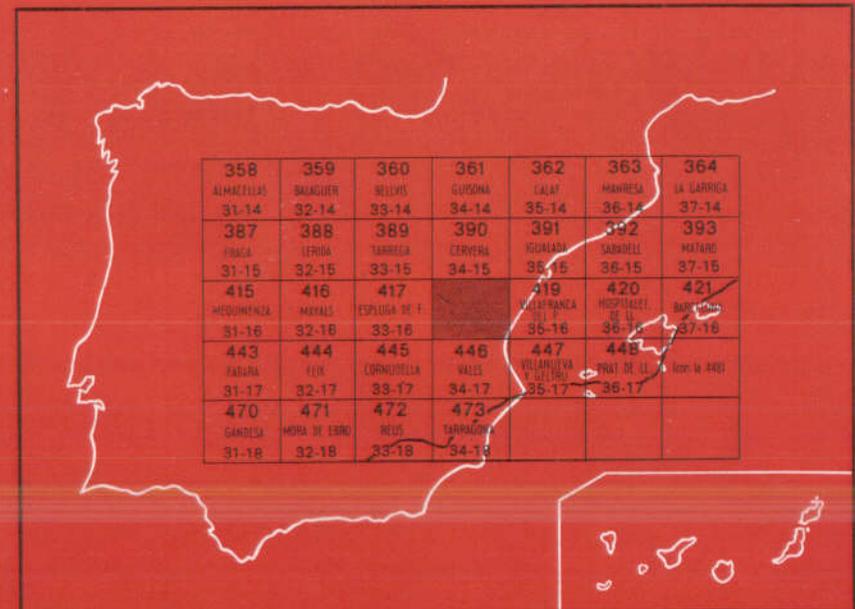
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MONTBLANCH

Segunda serie - Primera edición

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

Advertencia para las Hojas de:

**VALLS
VILLANUEVA Y GELTRU
TARRAGONA
VILLAFRANCA DEL PANADES
MONTBLANCH**

A la hora de imprimir esta Memoria y cuando ya lo han sido las correspondientes a las Hojas de VILLANUEVA Y GELTRU —TARRAGONA— VILLAFRANCA DEL PANADES y MONTBLANCH, hemos recibido las determinaciones específicas de Orbitolínidos enviados a M. MOULLADE y pertenecientes a las facies margosas que, con reservas, habíamos atribuido totalmente al Albiense en las cinco Hojas Geológicas arriba mencionadas.

Estas determinaciones muestran que el límite Aptiense-Albiense se encuentra dentro del paquete margoso, ya que:

Mesorbitolina parva
Mesorbitolina minuta
Sabaudia minuta
Trocholina infragranulata
Dorothia praeoxycona
Haplophragmoides sp.

representarían al Gargasiense.

Así pues, todas las reconstrucciones paleogeográficas expresadas en las citadas Memorias deben ser interpretadas con una cierta migración en el tiempo.

Agradecemos al I.G.M.E. la inclusión tardía de esta nota que subsana en parte el error cometido.

Los Autores.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MONTBLANCH

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La realización de esta Hoja geológica corresponde al programa «MAGNA», elaborada bajo las especificaciones y control del IGME, por FINA IBERICA, S. A.

AUTORES

Geología de campo: Mauricio Benzaquen, Alfonso Núñez y Wenceslao Martínez. (Geólogos.)

Petrografía: Isabel Cabañas. (Geólogo.)

Micropaleontología: Isabel Cabañas y J. J. Mennig. (Geólogos.)

Preparación de las muestras: Laboratorio de FINA IBERICA, S. A.

CONSULTORES Y COLABORADORES

Petrología ígnea y metamórfica: M. Muñoz (Universidad de Madrid). (Geólogo.)

Microfaunas cenozoicas: J. Ferrer (ESSO Production Research, Bebles, Francia) y J. Ramírez del Pozo (CIEPSA, Vitoria). (Geólogos.)

Bibliografía: L. Solé Sabarís (Universidad de Barcelona).

DIRECCION Y SINTESIS, por FINA IBERICA.

Iván GUIGON. (Geólogo.)

Los trabajos han sido realizados durante el año 1972.

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,
- columnias estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M - 28.511 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Cordillera Prelitoral cruza la región de SO. a NE., identificándose tres claros dominios geomorfológicos y geográficos:

- Al Norte, el borde de la depresión del Ebro, con sus relieves tabulares y en cuesta.
- Ocupando una estrecha franja central y todo el sector oriental, se desarrollan los elevados y a la vez suaves relieves de la Cordillera Prelitoral. Se diferencian las formas abombadas y tabulares, producto de una tectónica de gran radio de curvatura en los sectores del Priorato y Macizo del Gayá, y los bruscos paredones y escarpes, reflejo de una tectónica violenta que identifican los sectores de la Vall de San Marc, al N. del Montmell y del tramo comprendido entre las ríos Francolí y Gayá.
- Ocupando la porción S. y central del territorio, se destaca la depresión con fondo plano, que forma ya parte de la cuenca mediterránea. Es el último retazo de la depresión, Valls-Reus, que se abrirá algunos kilómetros al SO. al Mar Mediterráneo.

El planteamiento geológico en general será tratado limitándonos en lo posible al área cartografiada, pero abandonando ésta siempre que la interpretación lo requiera, pues muchos problemas han encontrado solución tras recurrir al estudio regional.

Tras una etapa puramente litoestratigráfica, con cortes de campo muestreados intensivamente en los tramos a priori más significativos, pasamos, con formaciones ya definidas y que admiten una cartografía formal, a su representación sobre foto aérea a escala 1:33.000. Una última etapa de síntesis y encuadre en la geología regional nos llevó al final del estudio.

Como siempre ocurre, no todo ha quedado resuelto, pero al menos nuestras hipótesis, sobre estos particulares puntos, abren nuevas vías a seguir y otros delinearán con más exactitud los problemas planteados.

En el informe complementario hemos depositado los siguientes documentos:

- Mapa de situación de muestras, cortes y fotografías.
- Mapa de itinerarios.
- Muestras representativas.
- Láminas delgadas y levigadas.
- Cortes litoestratigráficos a 1:500 de:

Terciario:

- Montblanch.
- Sarreal.
- Pontils.

Jurásico:

- Montmell (*).
- Vandellós (*).
- Llavería (*).
- Cabo Salou (*).
- Garraf (*).

Triásico:

- Pontons-Bonani (*).
- Cabra del Campo.
- La Riba (*).

Paleozoico:

- Figuerola.
- Cabra del Campo (bis).
- Informe Micropaleontológico.
- Informe Petrográfico.
- Informe Sedimentológico y Correlaciones.

(*) Fuera de la Hoja 1:50.000.

2 ESTRATIGRAFIA

Dentro del marco geográfico encuadrado en la Hoja 1:50.000, alcanza una gran diferenciación el Paleógeno, siendo la transversal de Pontils francamente privilegiada. El Triásico es accesible en numerosas transversales, de ellas destacan la de Cabra del Campo y Vallespinosa.

Las series paleozoicas, aunque sujetas a numerosas indeterminaciones estratigráficas, afloran largamente en Figuerola y Cabra del Campo.

Los problemas estratigráficos principales se encuadran en estas series paleozoicas, carentes de fauna representativa y en el techo de la serie oligocena, donde el tránsito al Aquitaniense no está bien definido.

2.1 PALEOZOICO

Alineados en el tren estructural que constituye el horst Priorato-Gayá, los materiales paleozoicos afloran bajo condiciones de observación difíciles. En ellos no hemos encontrado un solo elemento paleontológico de control estratigráfico; así, las facies cartografiadas han sido datadas merced a telecorrelaciones e informaciones bibliográficas (M. JULIVERT). Este sistema de datación no es idóneo y queremos, pues, hacer constar que nuestras atribuciones estratigráficas no tienen ninguna base paleontológica y que las telecorrelaciones litológicas en estas series epimetamórficas, que además se presentan en reducidos afloramientos no relacionados directamente, pueden estar sometidas a múltiples errores.

Opinamos que tan sólo el detallado estudio de todo el Paleozoico Catalán, y sobre todo del próximo macizo del Priorato, que al parecer está afectado por una estructuración sencilla, aportaría datos realmente significativos.

2.1.1 Silúrico (S)

Espesor atribuible, mayor de 250 m.

En el corte de Cabra del Campo aparecen 250 m. de sedimentos que corresponden a una alternancia de calizas dolomíticas gris oscuro a negro con esquistos verdes y pizarras sericíticas; hacia el techo aparecen escasos y delgados niveles de ftanitas.

Los tramos carbonatados son más frecuentes en la base de la formación, estando acompañados allí por rocas volcánicas del tipo riocita.

Petrográficamente, los sedimentos carbonatados mantienen un carácter criptocristalino muy acusado, con presencia de cuarzo detrítico casi constante y que varía entre los tamaños limo y arena. Elementos de reemplazo

zamiento o secundarios están siempre presentes, formando en ciertos casos texturas compuestas por dolomita-ankerita, cuarzo de reemplazamiento y calcita microcristalina relleno los huecos, en gran parte debidos a una porosidad secundaria.

Existen composiciones intermedias; la roca, al microscopio, está constituida por un fino bandeado calcáreo-dolomítico y pizarroso-sericítico, con inclusiones de materia orgánica en formas filamentosas irregularmente distribuidas.

Escasas láminas muestran ciertas formas fósiles asimilables a Crinoides totalmente reemplazados por cuarzo recristalizado.

Es frecuente la reorganización del material detrítico y la neoformación de pumpellyta, indicando sin duda alguna los efectos de un metamorfismo en el comienzo de las facies pumpellyta-prehnita.

Los tramos pizarrosos corresponden a:

- Pizarras sericíticas con carácter criptocristalino y esquistosidad de flujo con crenulación incipiente. En zonas irregulares han recristalizado: carbonato cálcico, clorita y cuarzo.
- Esquistos con epidota, generalmente con bandeado composicional: en unas bandas predomina la epidota y en otras el carbonato cálcico. Textura, en conjunto, del tipo nematoblástica-poiquiblastica; esta última siempre en relación con los cristales de calcita de mayor tamaño que incluyen cristales de epidota.

Como en casos anteriores, es un metasedimento (de roca carbonatada impura) de metamorfismo regional bajo facies de esquistos verdes, si es epidota, y de facies de pumpellyta-prehnita, si es pumpellyta. Las características litológicas de esta serie son a grosso modo muy semejantes a los niveles que, en Cataluña, marcan el paso al Devónico, más concretamente identificados como Ludlow-Wenlok.

2.1.2 Carbonifero (H)

Espesor aproximado, 400-450 m.

Discordante sobre las series anteriores, comienza generalmente por una colada de material volcánico tipo andesita.

Características eminentemente detríticas, poco estructurado y en líneas generales con mejores afloramientos y más expresividad morfológica que el resto del Paleozoico.

La serie atribuida al Carbonífero y reconocida en el corte de Figuerola se puede resumir en:

- Roca volcánica de base, 20 m.
- Tramo inicial de filitas y esquistos micáceos, 80 m.

— Tramo superior eminentemente detrítico, conglomerados, grauwackas y pizarras detríticas, 300-350 m.

Las filitas con esquistosidad de flujo (de recristalización) marcada, formando ángulos de 30° con estratificación residual. Tamaño de grano variable con el bandeado composicional existente, con zonas criptocristalinas y microcristalinas.

La zona criptocristalina coincide con una composición marcadamente micácea:

Moscovita + Sericita, 90 por 100.

Cuarzo + Sericita, 10 por 100.

La zona microcristalina más rica en cuarzo:

Cuarzo + Albita (subordinada), 50 por 100.

Sericita + Clorita + Moscovita + Biotita (incipiente), 50 por 100.

Como accesorios en ambos casos tenemos: óxidos de hierro, apatito y circón.

Metamorfismo regional dinamotermal, facies de esquistos verdes.

Los conglomerados presentan fragmentos subangulosos a subrodados, con formas elipsoidales alargadas en general, tamaño rudita. Elementos de naturaleza variada, en la que pueden reconocerse las series precarboníferas: cuarcitas, ftanitas, rocas ígneas de tipo granítico y traquítico y calizas recristalizadas. La matriz está constituida por una arenisca cuarzosa de grano muy uniforme, aglomerada por calcita y óxidos ferruginosos abundantes. En ocasiones la matriz está constituida por un agregado micáceo (sericita + moscovita + clorita), fragmentos de cuarzo y feldespato bastante recristalizado.

Las grauwackas, con textura epiclástica, con componentes variando entre los tamaños arena a limo, mal calibrados. Los fragmentos varían de subangulosos a subrodados con índice de esfericidad bajo, abundando las formas tabulares y elipsoidales. Cierta disposición orientada según el eje mayor de los fragmentos cuarzo-feldespáticos y de los filosilicatos es observable.

Los componentes son: fragmentos minerales, 85 por 100 (cuarzo, 60 por 100; plagioclasa, 20 por 100, y moscovita + biotita, 10 por 100); fragmentos de roca, 10 por 100 (cuarcita, ftanita y rocas metamórficas de bajo grado); matriz arcillosa micácea, 5 por 100 (sericita y moscovita). Como accesorios, óxidos de hierro, apatito y circón.

Sus características texturales y los indicios de recristalizaciones postdiagénicas, definen un ambiente entre diagénesis tardía y metamorfismo epizonal.

2.1.3 Consideraciones generales sobre el Paleozoico

Se puede afirmar que las secuencias sedimentarias originales han sobrepasado los límites de la diagénesis, y sus caracteres corresponden a los de un metamorfismo epizonal regional estático que en general no sobrepasa la facies de la pumpellyta-prehnita, y que todo lo más, y sólo en algunos casos, se puede considerar que se han alcanzado las facies de los esquistos verdes en subfacies de menor grado.

El metamorfismo epizonal se pone sobre todo de manifiesto en los tramos pizarrosos, donde al menos hay una clara esquistosidad de flujo por recristalización del material arcilloso.

En los materiales epiclásticos (grauwackas, conglomerados, etc.), el carácter de metamorfismo epizonal es más difícil de reconocer. Aun así, casi siempre existe una recristalización incipiente de la matriz arcillosa con neoformación de micas (clorita y moscovita) y sustitución parcial de bordes de granos de cuarzo por las micas de neoformación, y reorganización de la estructura puesta de manifiesto por la isotropía y aplastamiento de los materiales terrígenos.

Cuando se llega a alcanzar la facies de esquistos verdes, la reorganización mineralógica y textural se hace más evidente. Así, en los sedimentos limo-arcillosos, la sericita ya recristalizada pasa a moscovita y hay recristalización bastante completa de los cuarzo-feldespáticos.

En lo que se refiere a las rocas calcáreas, si son puras, dan lugar a recristalización con neoformación de grandes cristales de carbonato y marcada isotropía de los mismos; si es una caliza arenosa, pasa a ser un esquistoso de epidota pumpellyta con recristalización completa.

2.2 MESOZOICO

Representado casi exclusivamente por la serie triásica. Tan sólo en el Montmell (ángulo SE.) existen facies atribuidas al Jurásico.

El Triás, con facies muy constantes y uniformes, parece sólo afectado por cambios de espesor.

La importante serie jurásica de la desembocadura del Ebro se reduce aquí a una serie comprensiva, de plataforma, afectada por una intensa domitización.

2.2.1 Trilásico

Representado de forma muy completa en el Bloqueo del Gayá, está constituido por tres tramos característicos, cuya litoestratigrafía ha sido ampliamente estudiada por C. VIRGILI en numerosos trabajos considerados como

básicos. Únicamente por litofacies, y con referencia a dichos estudios, hemos dado su cronología.

2.2.1.1 *Buntsandstein* (TG₁)

Espesor medio de 50 m. (sección tipo de Cabra del Campo).

Serie detrítica roja con espesores variables tanto por laminaciones tectónicas como por áreas sedimentarias (posibles rellenos de surcos).

Constituido por conglomerados heterométricos de elementos muy rodados de cuarzo filoniano, cuarcita y pizarras como accesorio, de tamaño medio, 6 cm. Cemento calcáreo y numerosas impregnaciones ferruginosas. Areniscas finas ferruginosas y micáceas, con cemento calcáreo (esparita). Ocasionalmente, las laminillas de mica están orientadas en una dirección predominante. La fracción silícea ocupa desde un 50 hasta un 90 por 100.

En el techo, arcillitas rojas, verdes y versicolores que constituyen, sin duda, un nivel de despegue importante de toda la cobertera calcárea superior.

2.2.1.2 *Muschelkalk*

Compuesto por dos tramos carbonatados marinos con un nivel rojo continental intermedio. El paso al Keuper es progresivo y difuso, ya que las condiciones lagunares comienzan en su techo.

Es constante la presencia de granos poco rodados de cuarzo, que llegan a constituir el 5 por 100 de la muestra, en los dos tramos carbonatados.

A. *Muschelkalk 1* (TG₂₁)

Espesor medio, 70-90 m.

Constituido por calizas microcristalinas, ligeramente arcillosas, ferruginosas y ocasionalmente bioclásticas y oolíticas. Los bioclastos corresponden a restos de Equinodermos, Lamelibranquios, Ostrácodos y Gasterópodos; la dolomitización es patente en casi todo el tramo.

Son frecuentes los niveles menos dolomitizados llenos de Fucoides y la presencia de cherts aislados o estratificados que definen el tramo. Secciones de Ammonoideos y Lamelibranquios son relativamente frecuentes hacia el techo de la formación.

El tamaño microcristalino a criptocristalino de los constituyentes esenciales, micrita y dolomita, son las características petrográficas más acusadas.

Su estratificación clara, en bancos gruesos menores de 1 m., la pátina gris y el color azulado que presenta la fractura fresca la hacen fácilmente reconocible del resto de los carbonatos mesozoicos, a excepción hecha del *Muschelkalk 3*, del que realmente sólo podemos diferenciarlo cuando las relaciones geométricas aparecen claramente.

B. *Muschelkalk 2* (TG₂₂)

Espesor variable entre 25 y 60 m., quizá con un máximo acusado en la región de Vall de San Marc.

Formación detrítica roja en todo semejante al Buntsandstein, salvo en la ausencia de conglomerados y la ocasional aparición de yesos fibrosos y alabastros.

Son, pues, areniscas finas, con cemento calcáreo-ferruginoso (esparita), con micas y óxidos de hierro distribuidos puntualmente en los huecos dejados entre los granos de cuarzo, a tal punto que llegan a constituir una cementación efectiva de la roca. Margas arcillosas rojas muy siltosas y yesos distribuidos muy irregularmente, hacen de este tramo una formación inconfundible.

Representa paleogeográficamente una regresión muy acusada en el *Muschelkalk* Medio y, estructuralmente, constituye un nivel «incompetente» causante de acusadas disarmonías y despegues de los horizontes carbonatados.

C. *Muschelkalk 3* (TG₂₃)

Potencia aproximada, 70-80 m.

Paso progresivo a las facies atribuidas al Keuper, por confinamiento del medio de sedimentación.

Constituido por dolomías finamente cristalinas y calizas dolomíticas con escasos bioclastos de Algas, Lamelibranquios y Equinodermos. Escasísimos niveles de *Fucoides*, *Oolitos* y *Filamentos*. El techo suele estar constituido por una barra dolomítica masiva de 30 m., sobre la que se instalan las facies finamente tableadas que contienen restos de peces; progresivamente se acentúa el carácter margoso de las dolomías y pasamos al Keuper.

El límite cartográfico representado en el mapa es puramente morfológico, e incluye en el *Muschelkalk* las últimas facies dolomíticas tableadas que coronan la barra dolomítica formando cornisa.

Desde el punto de vista petrográfico, es posible, en general, diferenciar el *Muschelkalk 3* del 1 por el tamaño de los constituyentes. En efecto, mientras el inferior es criptocristalino (*micrita*), el superior es esparítico y con cristales de dolomita de mayor tamaño, a la vez que afectado por una dolomitización más intensa que incluso llega a borrar los planos de estratificación.

2.2.1.3 *Keuper* (TG₃)

Espesor muy variable, debido al período erosivo anterior al depósito del Herdiense (Eoceno basal). En las áreas sinclinales llega a alcanzar los 50 m. Sobre el horst Priorato-Gayá ha sufrido una intensa laminación tectónica.

Tan sólo, muy ocasionalmente, semejante a las facies típicas de yesos y arcillas versicolores; totalmente excluido del carácter diapírico.

Constituido por facies dolomíticas, amarillentas, finamente estratificadas, que progresivamente se van cargando de arcilla hasta llegar a arcillitas amarillas; tan sólo en el techo de la formación aparecen yesos grises bien estratificados, pero realmente escasos y nunca abandonando el carácter dolomítico.

2.2.2 Jurásico

La Hoja de Tarragona, al S. de la que ahora nos ocupa, constituye el territorio clave capaz de aportar datos que resuelvan en parte el problema estratigráfico planteado por las dolomías yacentes bajo las facies carbonatadas cretácicas. En efecto, en el Cabo Salou y Tarragona, puede estudiarse una serie jurásica similar a la de la Cuenca del Ebro, si bien más reducida, tectonizada y dolomitizada parcialmente. No obstante, es posible seguir la evolución de la serie marina del Ebro hasta su identificación con las brechas y dolomías yacentes bajo el Cretácico.

Desde el Lías basal, un importante bisel sedimentario, afectado por una fuerte dolomitización, va a realizarse a partir de lo que podemos considerar como un «hingeline» o zona de articulación entre una plataforma estable al NE. y una cuenca subsidente al SO.

A falta de puntos de afloramiento suficientemente densos para controlar el trazado de las isópicas, es lógico imaginar que el «hingeline» tenga una relación con las antiguas directrices hercínicas, ya que atribuimos a una zona de debilidad de tal rumbo la falla de transformación Esplugu-Punta de la Mora. Línea que a grosso modo coincide con los cambios de facies jurásicos, pelágicos al SO. (Salou-Tarragona), de plataforma al NE. (Montmell).

2.2.2.1 Lías (J₁)

Espesor máximo posible, 50 m. (Montmell).

Corresponde a la base del corte del Montmell, constituido ahora por una barra inicial, sobre el Keuper, de 25 m. de potencia, formada por dolomías microcristalinas a finamente cristalinas, finamente varvadas y que en el techo contienen un nivel calcarenítico y oolítico. Encima vienen unos 20 m. de dolomías arcillosas, siltomícáceas con tonos amarillo-violáceos. Este tramo contiene abundantes óxidos de hierro en costras, así como moldes de Moluscos y Braquiópodos, identificados como liásicos.

Es patente la ausencia de brechas basales y cierto carácter detrítico de la facies atribuida al Lías. La interpretación paleogeográfica de estos hechos es difícil, pues si la aparición de detrítico se puede considerar como índice de borde de cuenca, e incluso como procedente del macizo catalán

situado en el Mediterráneo actual, la interpretación de la anómala distribución de las brechas basales escapa a nuestra síntesis.

2.2.2.2 *Serie comprensiva (J)*

Espesor máximo, 150 m. (Montmell).

Al E. del «hingeline» es constante la presencia de un paquete dolomítico al que hemos llamado formación «Peñas Negras». Corresponde, sin duda alguna, a una serie comprensiva depositada sobre una plataforma estable y equivalente lateral de las facies pelágicas de la Cuenca del Ebro (ver Hoja de Tarragona).

La atribución estratigráfica de este conjunto dolomítico al Jurásico, queda justificada por su posición entre el Keuper y el Valanginiense Inferior, y sobre todo por el estudio de la dolomitización que afecta al Jurásico datado del Cabo Salou y Tarragona. El isocronismo entre este Dogger con Ammonítidos y la formación «Peñas Negras» es para nosotros suficientemente evidente.

En el Montmell, esta formación contiene innumerables niveles oolíticos, oncolíticos e incluso con fantasmas de coralaris, facies que pueden significar los restos de las posibles formaciones stromatolíticas asentadas sobre la zona de flexuración del mar jurásico.

No obstante, no deja de plantear un problema estratigráfico importante, ya que la dolomitización secundaria ha borrado todo vestigio de las microfácies que podrían permitir la correlación con los niveles sin dolomitizar del O. del «hingeline».

Fuera de los límites de esta Hoja han sido realizados numerosos cortes litoestratigráficos, entre otros los de Vandellós, Salou y Garraf, básicos en cuanto al planteamiento del problema (ver correlaciones y documentación complementaria). En la serie dolomítica comprensiva que aflora en la presente Hoja, no ha sido posible identificar los términos del ciclo jurásico y, por consiguiente, determinar cuáles están representados y las reducciones de espesor y lagunas acaecidas.

Ya que no se ha observado en el seno de esta formación ninguna señal de emersión, ningún hard-ground, y dado que las calizas valanginienses aparecen en continuidad de sedimentación con los tramos infrayacentes, admitimos, hasta que se pruebe lo contrario, que la formación «Peñas Negras» representa la totalidad del Jurásico en una zona de «shelf», entre el «hingeline» y el límite de extensión de la cuenca (Barcelona-Montseny).

Es muy posible que, dentro del bisel, las más amplias líneas de costa correspondan al Lías, la máxima profundidad al Dogger, y tras el posible hiatus Calloviense Superior-Oxfordiense pasemos a un Kimmeridgiense netamente regresivo, al menos en el techo, llegando así a un Portlandiense en facies Purbeck: aún menos comunicado con el mar abierto que en Vandellós.

pero existente y en continuidad e identidad de facies con el Cretácico Inferior.

Se destaca como una barra dolomítica de aspecto masivo a veces y otras bien estratificado. Ocasionalmente aparecen fantasmas de oolitos, intraclastos, oncolitos y coralaris, caracteres finamente cristalinos hacia el techo o en gruesos romboedros, junto con la coloración negruzca definen el tramo.

2.3 CENOZOICO

Sedimentos de esta edad procedentes de cuencas sedimentarias muy diferentes encuentran representación en la Hoja de Montblanch. El Paleógeno procedente de la cuenca terciaria del Ebro alcanza un gran desarrollo, próximo a 2.000 m., de sedimentos marinos y continentales. El Neógeno, procedente ahora del dominio mediterráneo, está escasamente representado por las facies continentales del techo de la formación miocena.

2.3.1 Paleoceno (T₁^A)

Espesor variable, máximo 30 m.

Sobre el Keuper del horst del Gayá, y fácilmente confundible con éste, a causa de una cierta convergencia de facies, se observa un tramo fundamentalmente arcilloso, rojo, presentando localmente intercalaciones muy débiles de areniscas rojas bien cementadas, con escasos Miliólidos y Microcodium. Creemos que podría tratarse muy bien de un equivalente del nivel con *Bulimus gerundensis*, tratado en numerosos artículos (ver Bibliografía).

En nuestra opinión, este nivel puede representar un paleosuelo al que ocasionalmente llegasen incursiones lacustres e incluso marinas que anunciarían el hundimiento de la Cuenca del Ebro; su estrecha relación con los yacimientos de bauxita y el carácter de sus materiales, en todo semejantes a las facies garumnienses de Salou-Tarragona, nos lleva a equiparlo a una etapa comprensiva que podría abarcar desde el Cenomaniense hasta el Ilerdiense, y quizás desde el Albiense, en las zonas posiblemente inundadas por la transgresión cenomaniense.

2.3.2 Eoceno

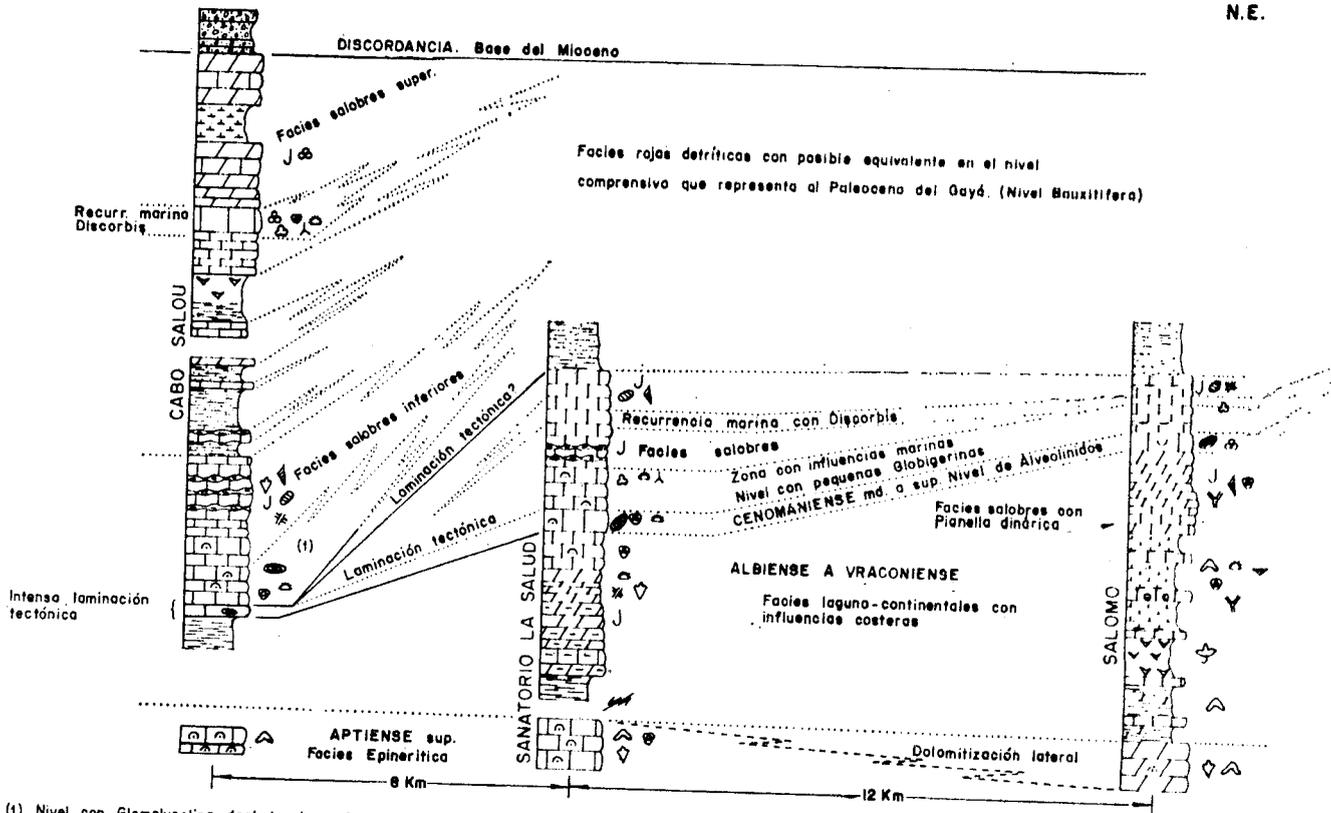
La sedimentación eocena, magníficamente representada en la Hoja, se identifica como una serie prácticamente completa desde el Ilerdiense hasta el Priaboniense al menos, delineándose un doble ciclo sedimentario.

ESQUEMA DE CORRELACION AL CRETACICO SUPERIOR-PALEOCENO

ESCALA VERTICAL 1:1.600

S.W.

N.E.



(1) Nivel con Glomalveolina dachelensis y G. telemansis. Paleoceno medio.

2.3.2.1 *Ilerdiense* (T₂₁^{Aa})

Espesor, 25-30 m.

Barra calcárea muy blanca, constituida en la base por brechas calcáreas y dolomíticas (1 m.), dolomías microcristalinas con fantasmas de gravales y bioclastos, biomicritas y bioesparitas en vías de recristalización o dolomitización y calcarenitas graveloso-bioclásticas que encierran una asociación faunística características de esta edad:

Glomalveolina lepidula,
Alveolina aragonensis,
Orbitolites latimarginalis,
Orbitolites biplanus,
Orbitolites complanatus,
Spirolina cilindrícea,
Lockarthia,
Idalina,
Lacazina blumenthali,

acompañados por Valvulinidos, Algas coralináceas y Dasycladáceas, Peneróplidos, Rotálidos, Gasterópodos y Lamelibranquios.

El nivel es fácilmente identificable cuando no está dolomitizado o recristalizado, fenómeno que ocurre en dirección oeste, a partir de Vallespinosa, en la vecina Hoja de Valls.

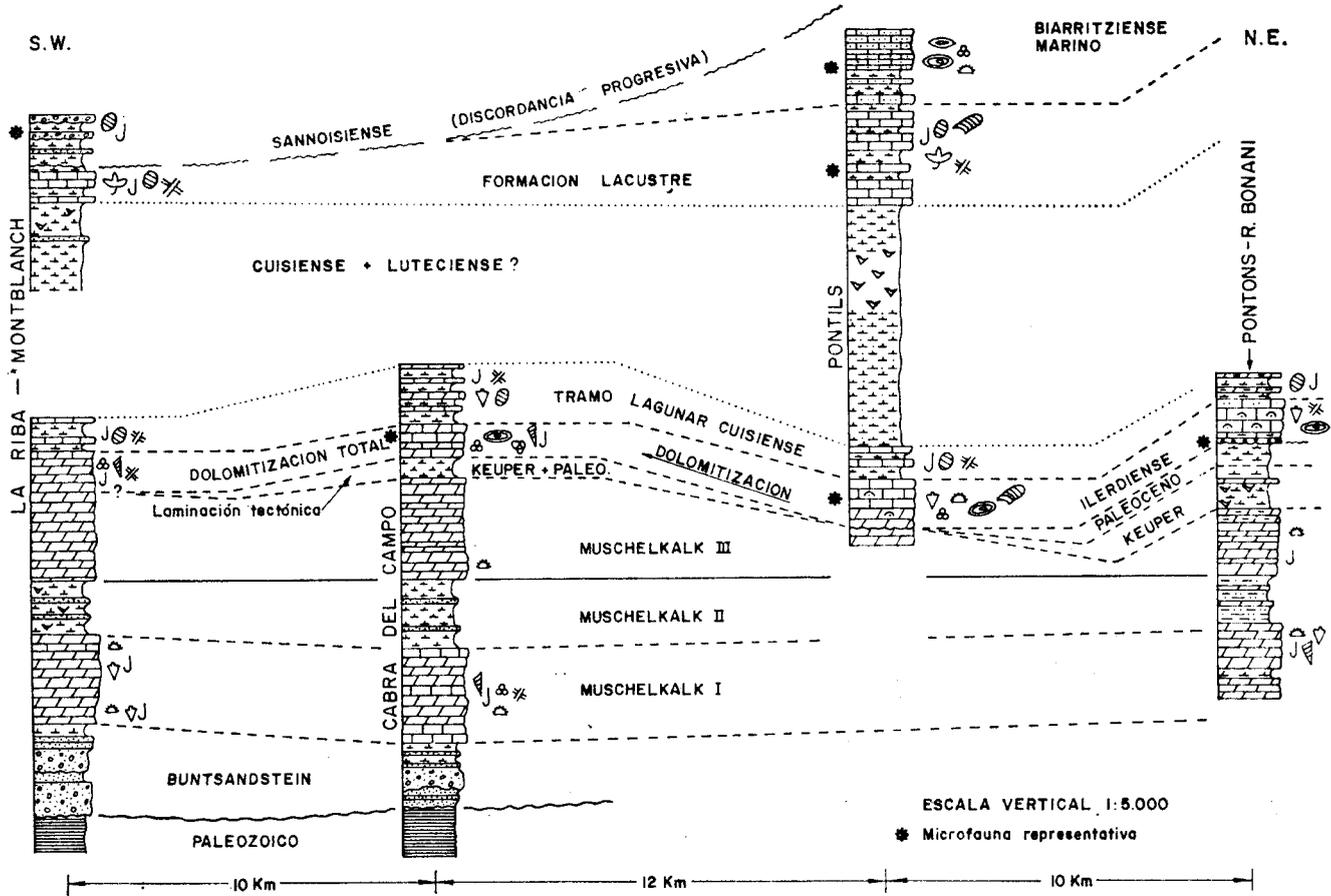
2.3.2.2 *Cuisiense* + *Luteciense*

Espesor del orden de 270 m.

Tras la rápida transgresión marina del Ilerdiense, el medio de sedimentación se confina y pronto lo invade el material clástico terrígeno. Las facies continentales van a ocupar gran parte del Eoceno Inferior y Medio, pues hasta el Biarritziense no se manifiestan las influencias marinas.

Las facies continentales agrupan un conjunto Cuisiense + Luteciense; el límite exacto entre ambos pisos es imposible de discernir, ya que en realidad están datados en sus equivalentes marinos muy al NE. Existe incluso la posibilidad de que gran parte del Luteciense corresponda a una laguna sedimentaria. En la cartografía geológica hemos distinguido tres tramos fundamentales que representan una formación roja muy potente entre dos paquetes carbonatados claramente lacustres.

ESQUEMA DE CORRELACION AL ILERDIENSE



A. *Formación lacustre de base* (T₂₂^{Aa1})

Espesor aproximado, 30 m.

Constituida por margas dolomíticas amarillentas, arcillas rojas, verdes y violáceas, que alternan con bancos delgados de biomicritas y bioesparitas arcillosas, ligeramente dolomitizadas. Los niveles carbonatados muestran una asociación de:

Restos de Moluscos,
Cyanophyceas,
Charáceas,
Ostrácodos,
Rotálidos.

El conjunto tiene una gran continuidad lateral y prácticamente se puede seguir por todo el borde de la cuenca hasta la región del Francolí.

B. *Formación roja* (T₂₂₋₂₁^{Aa1-Ab3})

Espesor aproximado, 180 m.

Formación constituida en un 90 por 100 por margas rojas a salmón, muy siltsas y con escasos cuarzos y micas. En la base presenta lentejones más o menos extensos de areniscas rojas escasamente cementadas. En el techo existen niveles de yeso blanco, fibroso, con una gran continuidad lateral. Es característica la presencia en los yesos de grandes cherts aislados, bien formados y de contornos irregulares.

La formación, siempre de difícil observación, ha sido intensamente muestreada, habiendo resultando totalmente estéril.

C. *Formación lagunar del techo* (T₂₁^{Ab3})

Espesor en sección de Pontils, 70 m.; en Montblanch, 60 m.

Barra calcárea con escasas intercalaciones de margas y lignitos en la transversal de Pontils y con una intercalación margosa roja de 20 m. en Montblanch. Esta circunstancia hace que a primera vista la reducción de espesor parezca más apreciable, y más aún cuando se producen laminaciones tectónicas por la violenta estructuración del horst Priorata-Gayá.

Formada en líneas generales por carbonatos bien estratificados en tonos blancos a rosas, pero en fractura fresca son grises a negros y fétidos.

Tramos nodulosos, pseudobréchicos y más raramente finamente tableados. Petrográficamente, el 90 por 100 de la formación corresponde a micritas y biomicritas en vías de recristalización, con presencia de escasos granos

de cuarzo y restos piritosos. Es frecuente la presencia de calcita rellenando los huecos dejados por la disolución de cristales de yeso.

La asociación faunística es:

Ostrácodos,
Charáceas,
Algas recristalizadas,
Miliólidos,
Restos de Moluscos.

Algunos levigados han proporcionado:

Clavulina parisiensis,
Pararotalia inermis,
Rotalia armata,
Elphidium subnodosum,
Leguminocythereis.

En conjunto corresponde, pues, a una facies lagunar salobre con ciertas influencias marinas que no permiten una aproximación estratigráfica precisa.

2.3.2.3 *Biarritzienne-Priabonienne*

La sedimentación marina comienza en el Biarritzienne, continúa tras un paso gradual al Priabonienne y acaba en éste en un nivel recifal con carácter regresivo que da paso a las facies rojas del Oligoceno por medio de un nivel detrítico rojo de atribución imposible.

Desde este punto de vista estratigráfico hemos distinguido en la cartografía: base transgresiva del Biarritzienne, facies profundas donde se encuentra el tránsito al Priabonienne, nivel recifal y facies rojas premonitoras de las próximas condiciones continentales; el primero claramente Priabonienne y el segundo sin atribución estratigráfica cierta.

A. *Facies transgresiva* (T₂₂^{Ab1})

Espesor, 60 m.

Comprende un tramo inicial de 30 m., constituido por microconglomerados y areniscas gruesas (1 a 1,50 m.), seguidos de una alternancia de margas detríticas amarillentas y calcarenitas bioclásticas con cemento de micrita o microesparita.

Presentan un aspecto noduloso característico, creemos debido a procesos de compactación diferencial.

La asociación microfaunística es:

Gypsina linearis,
Orbitolites complanatus,

Rotalia cf. armata,
Rotalia pustulosa.

Los levigados de margas han dado por su parte:

Clavulina parisiensis,
Halkyardia minima,
Rotalia rimosa,
Rotalia inermis.

Son frecuentes los restos de Equinoideos, Coralarios, Algas, Miliólidos, Moluscos y Ostrácodos.

El tramo superior consta de una barra de 30 m. de potencia constituida por biomicritas y bioesparitas fuertemente detríticas, de aspecto similar a las anteriores.

Junto a la microfauna anteriormente descrita hacen su aparición.

Alveolina frágilis,
Alveolina cf. fusiformis,
Fabiania cassis,
Asterigerina campanella,
Idalina sp.

B. *Facies margosa de tránsito* (T_{22.2}^{Ab1-Ac})

Espesor, 240 m.

Tramo eminentemente margoso, con numerosas intercalaciones poco espesas (máx., 10 m.), y sin continuidad lateral, de areniscas y calcarenitas.

Las margas de color gris verdoso y tonos amarillentos constituyen, pues, el 90 por 100 de la formación.

Las intercalaciones calcáreo-detríticas y detríticas son, desde el punto de vista petrográfico, calcarenitas bioclásticas arenosas con cemento de micrita y esparita y calcarenitas bioclásticas. En el techo de la formación existen dos o tres barras de biomicritas y bioesparitas carentes de cuarzo.

Es constante la presencia de Nummulites en toda la formación, hecho que la diferencia claramente de la anterior desde el punto de vista paleontológico.

La microfauna más significativa corresponde a:

Nummulites striatus,
Operculina ex. gr. alpina,
Asterigerina cf. campanella,
Halkyardia minima,
Discocyclina.

C. *Facies regresiva arrecifal* (T₂₂^{Ac})

Espesor, 35 m.

En el techo de la formación marina se desarrolla una barra calcárea, en ocasiones construida a base de Briozoarios, Algas y Coralarios. Su aspecto es noduloso y presenta pequeñas intercalaciones margosas.

Petrográficamente, corresponde a una secuencia de calizas fuertemente bioclásticas a pararecifales con cemento predominantemente micrítico.

El tramo presenta una asociación faunística de:

Nummulites ex. gr. *fabianii*,

Clavulina *angularis*,

Nummulites *striatus*,

Gypsina *linearis*,

Halkyardia *minima*.

D. *Facies rojas* (T₂₃^{Ac})

Espesor aproximado, 80 m.

Comprende un primer tramo con espesor próximo a los 30 m. de margas y arcillitas rojas abigarradas.

Los últimos 50 m. son margas yesíferas y arcillitas rojas con numerosas intercalaciones de microconglomerados y calizas dolomíticas arenosas y piritosas.

Junto a microfauna, al parecer autóctona, de Ostrácodos y Charáceas, se encuentran restos de Moluscos, Equinoideo y Alveolínidos resedimentados.

Este último tramo aparece bajo una manifiesta indeterminación estratigráfica. Corresponde completamente al Priaboniense o, ya dentro de él, ¿está representado el Oligoceno?

2.3.3 Oligoceno

La serie oligocena, con espesor difícil de evaluar debido a la discordancia progresiva (prograding) de su término inicial, alcanza al menos los 550-600 m. dentro de la Hoja de Montblanch. Dentro de sus monótonas características litoestratigráficas, nosotros hemos distinguido dos tramos fundamentales:

- El inferior, de edad Sannoisiense, y que incluye dos formaciones con características suficientemente claras como para poder ser individualizadas a lo largo de una extensa área.

— El superior, en el que hemos cartografiado tres tramos que realmente no tienen una buena expresividad litoestratigráfica, tan sólo morfológica. No estamos, pues, nada seguros de que los contactos entre ambos representen isócronas y sí sólo líneas que marcan un escalón morfológico, cuya base no corresponde claramente a un único y continuo nivel duro.

A estos dos paquetes hay que añadir los niveles calcáreos superiores, sobre los que hablaremos detenidamente.

2.3.3.1 *Sannoisiense*

Serie eminentemente detrítica de facies salobre lacustre con intensos aportes terrígenos y escasas secuencias evaporíticas. Ha sido muestreada y estudiada en tres transversales: Pontils, Sarreal y Montblanch, mostrando claras diferencias de espesor y de facies. Las dos formaciones cartografiadas han dado microfauas de edad sannoisiense y en conjunto representan dos enormes lentejones.

A. *Formación Cabra del Campo* (T₃₁₁^{A3})

Espesor aproximado en Pontils, 140 m., difícil de medir debido al fenómeno de prograding. Espesor en Montblanch, 200 m. Constituida por una formación margo-siltosa roja, con niveles arcillosos y de margas yesíferas. En el techo se identifican claramente hasta dos lentejones cartografiables de alabastros y yesos grises.

Enormes lentejones de conglomerados polimícticos, heterométricos y bien rodados, con frecuencia de tamaños entre 4 y 10 cm. y procedencias en un 90 por 100 de materiales triásicos y eocenos, se intercalan en la serie margosa. La matriz es detrítica y a veces se realiza una cementación efectiva; los contactos inferiores son todos erosivos, siendo posible observar frecuentemente magníficos paleocanales. La estratificación es tipo «Flaser», con lentejones y cambios bruscos del tamaño del grano.

Los conglomerados constituyen una serie en discordancia progresiva muy acentuada, llegándose a observar lechos totalmente verticales yacientes sobre otros prácticamente horizontales.

Lateralmente, y de una forma rapidísima, desaparecen en la región de Cabra del Campo, donde tan sólo quedan ya ciertos lentejones que en la región de Montblanch son fundamentalmente de areniscas.

Dentro de la formación se identifican restos resedimentados fundamen-

talmente de Equinoideos. Tan sólo un levigado ha proporcionado, en el corte de Montblanch, la asociación siguiente:

Stephanochara,
Grovesiella,
Sphaerochara,
Rhabdochara cf. stockmansi.

B. Formación Sarreal (T₃₁₂^{A3})

Potencia máxima al E. (Pontils), con 70 m., disminuyendo progresivamente hasta alcanzar tan sólo 35 m. en Blancafort (Montblanch).

Paralelamente con este adelgazamiento, sufre un lento pero constante cambio de facies, pasando de micritas y biomicritas arenosas con dolomitización incipiente a calcarenitas arenosas ligeramente dolomitizadas, con cemento de micrita o esparita.

La característica clave de esta formación es la relativa abundancia de fauna que en ella existe. Casi todos los levigados son productivos.

Junto a esta abundancia de material, se cae en una pobre diferenciación de especies y en un mal estado de conservación para los Ostrácodos, que son ahora muy abundantes.

Define en realidad la formación la abundancia de restos e impresiones vegetales y restos piritosos, sobre todo en las canteras de Sarreal.

2.3.3.2 Estampiense

Por encima de la formación Sarreal se desarrollan al menos 250 m. de serie, en los cuales sus características son tan similares que los criterios de diferenciación cartográfica han sido basados en diferencias morfológicas.

Diferencias que los cambios de facies pueden hacer desaparecer fuera de los límites de nuestra Hoja.

De los cuatro tramos cartografiados, el único con carácter realmente distintivo es el calcáreo superior.

De base a techo la formación se puede resumir en:

- 1.º Paquete margoso rojo, con delgadas intercalaciones de areniscas y lentejones más o menos continuos de margas yesíferas y conglomerados.

Espesor aproximado, 20-25 m.

- 2.º Tramo constituido por una alternancia de calcarenitas arenosas, en ocasiones ligeramente dolomitizadas, que alternan con margas rojas amarillentas y ciertos nivelillos de yeso.

La base, con espesor próximo a los 120 m., presenta aproximadamente un 50 por 100 de tramos blandos y duros. El techo, con po-

tencia aproximada a los 80 m., está constituido por una mayor proporción de calcarenitas con cemento de esparita.

- 3.º Tras la aparición de un primer lentejón calcáreo, se desarrolla una alternancia de biomicitas y margas grises, con estratificación muy bandeada y potencia no superior a los 10 m.

Estas calizas de ambiente francamente lacustre alcanzan un mayor desarrollo en la vecina Hoja de Espluga de Francolí.

Presentan abundante microfauna constituida por Ostrácodos y Charáceas:

— Ostrácodos:

Candona sp.,
Cypridopsis kinkelini,
Limnocythere,
Candona praecox,
Darwinula,
Eocytheropteron,
Haplopytheridea aff. *helvetica*,
Cyprideis aff. *miocaenica*.

— Charáceas:

Chara microcera,
Rhabdochara major,

y Gasterópodos referibles al género *Helix* y al grupo de los *Cerithidos*.

Por otra parte, en estas calizas, o en niveles superiores, se encuentran fuera de la Hoja los yacimientos de vertebrados de Mequinenza, Fraga y Tárrega principalmente; estos yacimientos definen una edad Estampiense.

La microfauna, según nuestro colaborador J. RAMIREZ DEL POZO, indica una edad Aquitaniense, atendiendo a los Ostrácodos, y una edad Oligoceno Superior o Mioceno Inferior, refiriéndose a las Charáceas.

Ante estas diferencias entre la escala de vertebrados, Charáceas y Ostrácodos, hemos preferido incluir las calizas en el Oligoceno Superior, manteniendo así el sentir regional, basado en los yacimientos de vertebrados.

A la hora de imprimirse esta Memoria, hemos recibido las opiniones del Profesor L. GRAMBAST concernientes a las muestras de Charáceas.

Tectochara meriani.

Chara microcera.

Edad: Estampiense, quizá Chattiense.

Rhabdochara cf. *praelangeri*.

Chara microcera.

Edad: Estampiense Superior o Chattiense.

2.3.4 Mioceno Superior (Tc₁^{Bc})

Espesor aproximado, 30-40 m. (río Gayá).

En afloramientos extensos, cubiertos por el Cuaternario de la depresión de Valls, asoman facies conglomeráticas asimilables a las formaciones que regionalmente constituyen el último relleno de las depresiones costeras.

En principio, tanto por su posición estructural como por su litología, estas facies rojas deben representar un equivalente de las conocidas y estudiadas del Vallés-Panadés, donde el profesor CRUSAFONT ha determinado la existencia de faunas vindobonienses, vallesienses, pikermienses y pontienses.

Desde los últimos yacimientos de vertebrados en Piera y Hostalet, los más meridionales, ningún resto de fauna ha sido encontrado en todos los afloramientos que bordean el Alto y Bajo Panadés y la cuenca del Gayá. En el Alto Panadés (Torrellas de Foix) hemos reconocido niveles lacustres que han proporcionado restos de Charáceas y Ostrácodos inclasificables, Planorbis, Hydrobia, Condona cf. praecox y Chara Brongniarti; son, pues, facies salobre-lacustres con fauna nada similar a las facies de idéntico ambiente, pero pertenecientes a niveles estratigráficamente más bajos. Sin más posibilidades por el momento, creemos lógico identificar esta formación con un Mioceno Superior, admitiendo que la continentalidad empezó al menos en el Vindoboniense Superior.

En documentación complementaria hemos incluido un mapa a 1:25.000, elaborado por el doctor TRILLA. Dicho estudio sostiene como interpretación el que estas facies corresponden a un equivalente lateral de las formaciones marinas, cambio que ha de realizarse, pues, en dirección NO.-SE. Nosotros hemos mantenido en la interpretación de estas facies, en las Hojas de Villafranca y Villanueva, una opinión contraria. Para nosotros representa la fase regresiva final del ciclo, en ocasiones incluso discordante. Esta regresión es anunciada a veces con débiles lechos de conglomerados dentro de las facies marinas, intercalaciones que atestiguan la colmatación de la fosa tectónica y del próximo régimen regresivo.

Las facies conglomeráticas llegan siempre sobre formaciones marinas, allí donde no existen las facies Tortoniense Superior-Andaluciense con influencias continentales acusadas. Es decir, la cuenca es progresivamente más continental en dirección NE., siendo allí donde es posible pensar en facies continentales como equivalentes laterales del Andaluciense marino (San Sadurní de Noya). Las transversales con dirección NO.-SE. no muestran siempre esta progresiva continentalidad en dirección NO.; los conglomerados llegan bruscamente sobre las facies marinas que, además, en dirección SO., están progresivamente más limpias de influencias continentales, aunque mantengan, como en toda la cuenca, facies muy someras. Por

otra parte, creemos que puede inducir a error el hecho de que la base de los conglomerados suele ser de granulometría fina, intensamente identada con los conglomerados; estos cambios laterales dentro del ciclo superior pueden ser fácilmente interpretados como propios de la sedimentación marina, y ello tan sólo por su granulometría.

Desde el punto de vista paleogeográfico, los conglomerados con facies fluvio-torrenciales, ocasionalmente lacustres (meandros abandonados), son asimilables al producto de la deposición en un surco de máxima subsidencia —escarpe tectónico—, donde se instala un régimen fluvial que recibe intensos aportes —conos de deyección— de un escarpe de falla que aún hoy sigue funcionando activamente en el SO. (Montrouig-Reus).

Cualquiera que sea, pues, la interpretación válida, la formación está constituida por conglomerados poco rodados, con elementos de naturaleza fundamentalmente triásica y eocena, envueltos en una matriz detrítica roja. Intercalaciones arcillosas rojas y calcáreas travertínico-lacustres, completan las litologías de este Mioceno Superior.

2.4 CUATERNARIO

Este surco de máxima subsidencia, donde se instaura el régimen continental del Mioceno Superior, continúa manifestándose durante el Cuaternario, quedando aún un gran escarpe sin erosionar y condicionándose, pues, a estos hechos la total localización de los depósitos cuaternarios no aluviales.

Su cronología es muy difícil de establecer, debido al propio carácter de los sedimentos, intenso fenómeno de resedimentación, y a la ausencia de hallazgos con posibilidades cronoestratigráficas.

Tan sólo una cierta cronología relativa podemos establecer, y siguiendo ésta en la forma usual, de más antiguo a más moderno, haremos la descripción de los materiales.

2.4.1 Conos de deyección — Piedemonte (Qcg)

Guardando una estrecha relación con la distancia a los niveles periféricos de la depresión, sus espesores varían entre cifras extremas de 2 y 80 m. (datos de sondeo).

Son conglomerados heterométricos muy angulosos, dimensiones más frecuentes entre 10 y 20 mm., llegándose, no obstante, a tamaños de hasta 1 m.

Los cantos son en un 75 por 100 de materiales paleozoicos, el resto corresponde a elementos de procedencia mesozoica y cenozoica, predominando estos últimos y muy especialmente las calizas de Alveolinas.

El conjunto está prácticamente exento de cementación, poseyendo una matriz limo-arcillosa gris a roja.

Costras calcáreas que llegan a recubrir cantos y lentejones de arenas de granulometría media a gruesa, aparecen frecuentemente dentro de la formación.

2.4.2 Aluvial del Francolí y Gayá (Q_{2a}/Q_2)

Dominando el cauce actual de los ríos Gayá y Francolí, existen depósitos de conglomerados que cubren una gran extensión superficial intensamente cultivada.

Son conglomerados bien rodados, con tamaños máximos de 40 cm. y englobados en una matriz areno-arcillosa.

Ocasionalmente, puede apreciarse una incipiente cementación.

Estos depósitos, situados a alturas variables sobre el cauce entre 6 y 10 m., indudablemente representan niveles de terraza de los ríos Francolí y Gayá.

El cauce actual está constituido por gravas con cantos algo rodados, heterométricos y en ocasiones de gran tamaño. La litología predominante es de procedencia paleozoica, siguiendo en importancia los materiales triásicos.

Estos depósitos pasan lateralmente a limos y arcillas de color rojizo que forman la llanura de inundación.

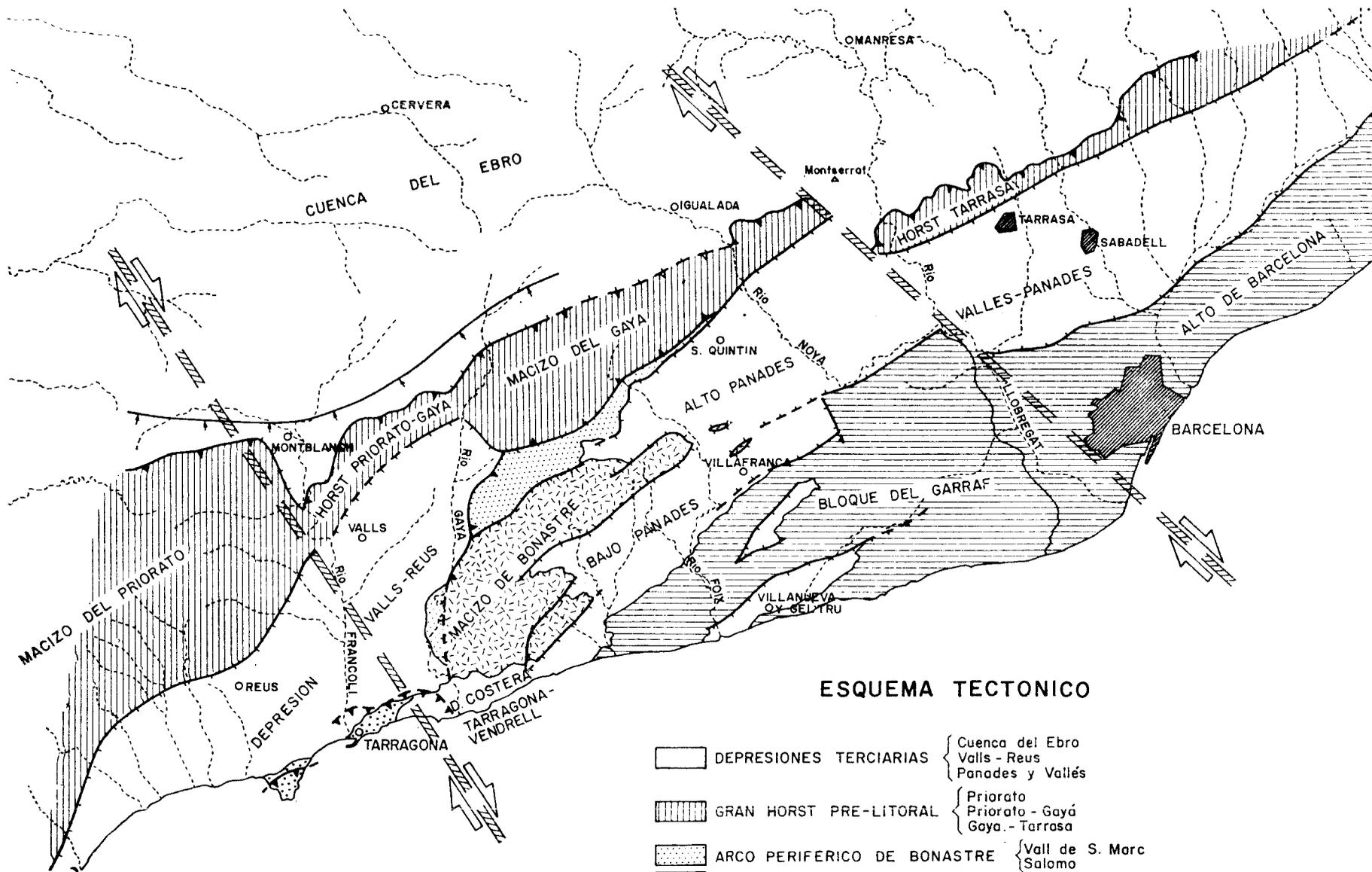
2.4.3 Depósitos de ladera (QL)

En la garganta del Francolí, al S. de Montblanch y en la empinada ladera del Montmell, existen depósitos poco seleccionados, nada rodados y con un escaso desarrollo vertical. Corresponden a una serie de materiales que no han sufrido prácticamente transporte alguno, y por eso sus litologías están estrechamente relacionadas con el sector donde se encuentran.

3 TECTONICA

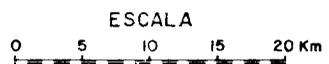
Al tratar de definir unidades estructurales es evidente que el límite geográfico impuesto por una Hoja a 1:50.000 resulta realmente reducido en ocasiones, pues los caracteres de estas unidades deben ser entendidos a escala regional.

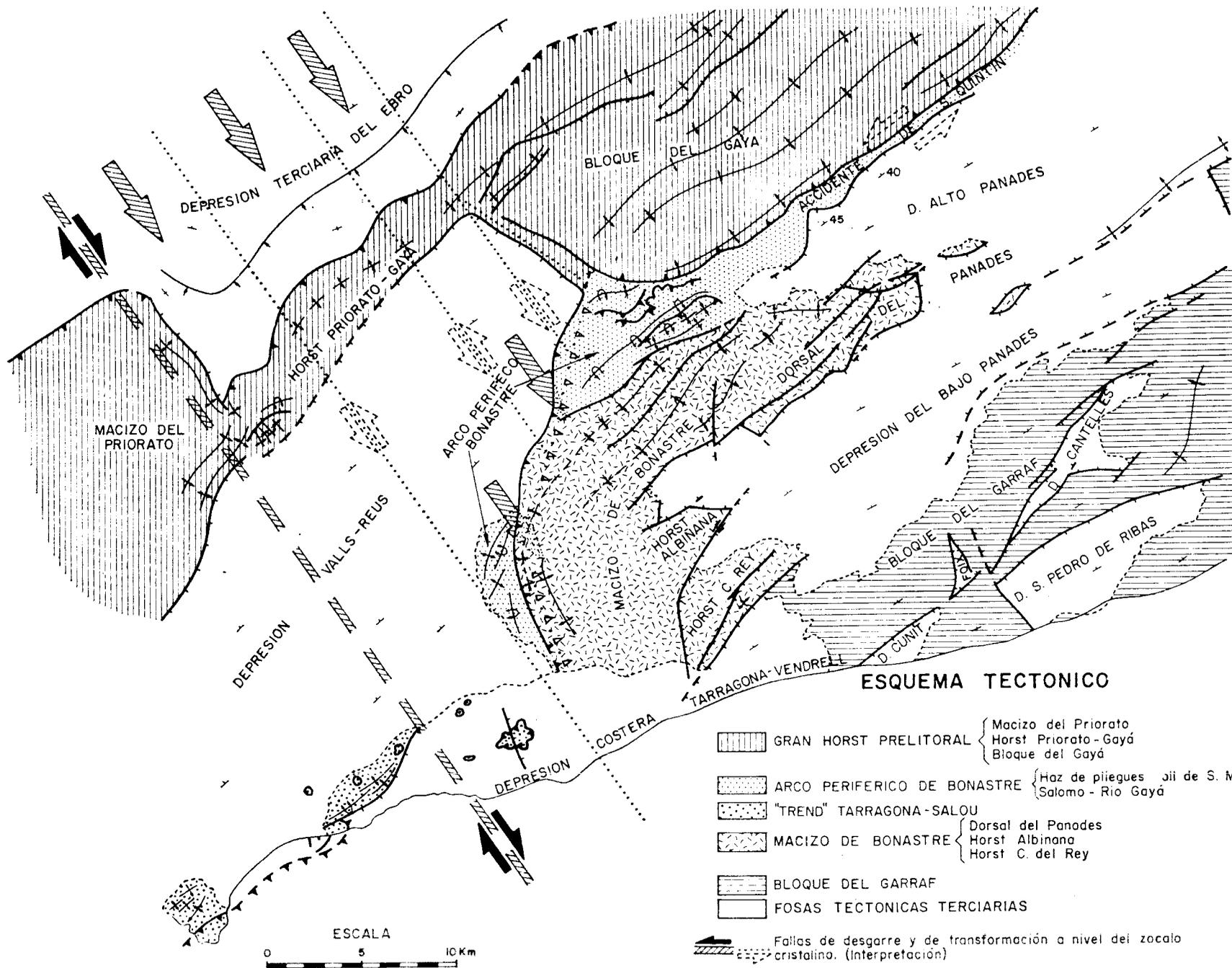
Para definir y justificar nuestro análisis estructural y facilitar la comprensión del problema, incluimos en esta Memoria dos esquemas tectónicos a escalas 1:500.000 y 1:250.000; esquemas que cubren una gran parte de las Cordilleras Costeras Catalanas y cuencas anexas e interiores.



ESQUEMA TECTONICO

- DEPRESIONES TERCIARIAS { Cuenca del Ebro
Valls - Reus
Panades y Vallés
 - GRAN HORST PRE-LITORAL { Priorato
Priorato - Gayá
Gaya - Tarrasa
 - ARCO PERIFERICO DE BONASTRE { Vall de S. Marc
Salomo
 - "TREND" TARRAGONA-SALOU
 - MACIZO DE BONASTRE - DORSAL DE LAS DEPRESIONES COSTERAS
 - BLOQUE DEL GARRAF Y ALTO DE BARCELONA (¿Macizo Catalán?)
- GRANDES FALLAS DE DESGARRE





3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

A escala regional hemos definido cuatro grandes unidades estructurales que están presentes en la Hoja de Montblanch:

1. Depresión terciaria del Ebro.
2. Gran Horst Prelitoral, en sus sectores: Macizo del Priorato, Horst Priorato-Gayá y Bloque del Gayá.
3. Arco Periférico de Bonastre en su sector de la Vall de San Marc.
4. Depresión de Valls-Reus.

Dos directrices estructurales dominantes son claramente perceptibles: una antigua con rumbo NO.-SE. (posteriormente removilizada) y otra moderna que cruza la anterior en ángulo recto, SO.-NE.

A nivel mesozoico, la tónica general resulta de los movimientos diferenciales entre bloques de zócalo; siendo probable que la naturaleza litológica de este substrato influya sobre el estilo tectónico de la cobertera: un zócalo granítico impone un estilo rígido (Garraf-Priorato), mientras que las series paleozoicas y ante todo carboníferas suponen un colchón deformable que suaviza las fracturas en los horizontes superiores y obtenemos entonces una cobertera plegada.

Las antiguas directrices, observables en los afloramientos paleozoicos, especialmente precarboníferos, han definido zonas precoces de debilidad que ocasionan un sistema de fracturas muy espaciado. Este sistema no sólo ha tenido una gran expresividad paleogeográfica (hingeline jurásica), sino que ha sido puesto nuevamente en juego durante el Terciario y posiblemente en época post-miocénica. Dicho sistema se manifiesta en fallas de desgarre con translaciones horizontales muy importantes; dos de estas fallas, francamente espectaculares, son visibles:

- Una, que partiendo de Espluga de Francolí, llega posiblemente hasta la desembocadura del río Gayá (Punta de la Mora). Su desgarre en horizontal es superior a 8 km. y su influencia en la sedimentación y estructuración mesozoica es muy espectacular.
- La segunda, muy al NE., cizalla la cuenca miocena a la altura de Esparraguera, es aprovechada por el río Llobregat y muestra un salto horizontal próximo a 6 km.

Ambas fallas son dextrógiras, sin componente vertical apreciable y las atribuimos a la translación en dirección SE. del substratum profundo de la Cuenca Terciaria del Ebro. Donde la flecha del movimiento translacional es mayor o el arrastre más efectivo, se provoca el cabalgamiento frontal hacia el NO. de la Cordillera Prelitoral (Horst Prelitoral).

Las líneas estructurales alpinas reflejan una tectónica vertical entre bloques de zócalo, tectónica responsable del recorte en tiras estrechas de orientación NE-SO. que afecta a toda la zona. Los primeros índices de este sistema de fracturas aparecen posiblemente en una época anteiler-diense (accidente de San Quintín, Hoja de Villafranca).

Durante el Mioceno, este sistema, en parte preexistente, juega un papel decisivo en la delimitación de los graben que colmatan los sedimentos neógenos.

En el estado actual de nuestra investigación todavía se puede discutir el carácter normal o inverso de las fallas que constituyen este sistema, en particular en la vecina Hoja de Villafranca (San Quintín de Mediona).

La estructuración mesozoica más espectacular, con abundancia de escamas y pliegues tumbados, se realiza en el sector que hemos denominado Arco Periférico de Bonastre. Estas estructuras sufren una espectacular flexuración de los ejes, desde NE-SO. (Vall de San Marc) a prácticamente N-S. (Salomo), inflexión debida, sin duda, al arrastre producido por la falla Espluga-Río Gayá.

3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Examinaremos ahora las características estructurales de las unidades diferenciadas, intentando definir la génesis estructural de cada una de ellas.

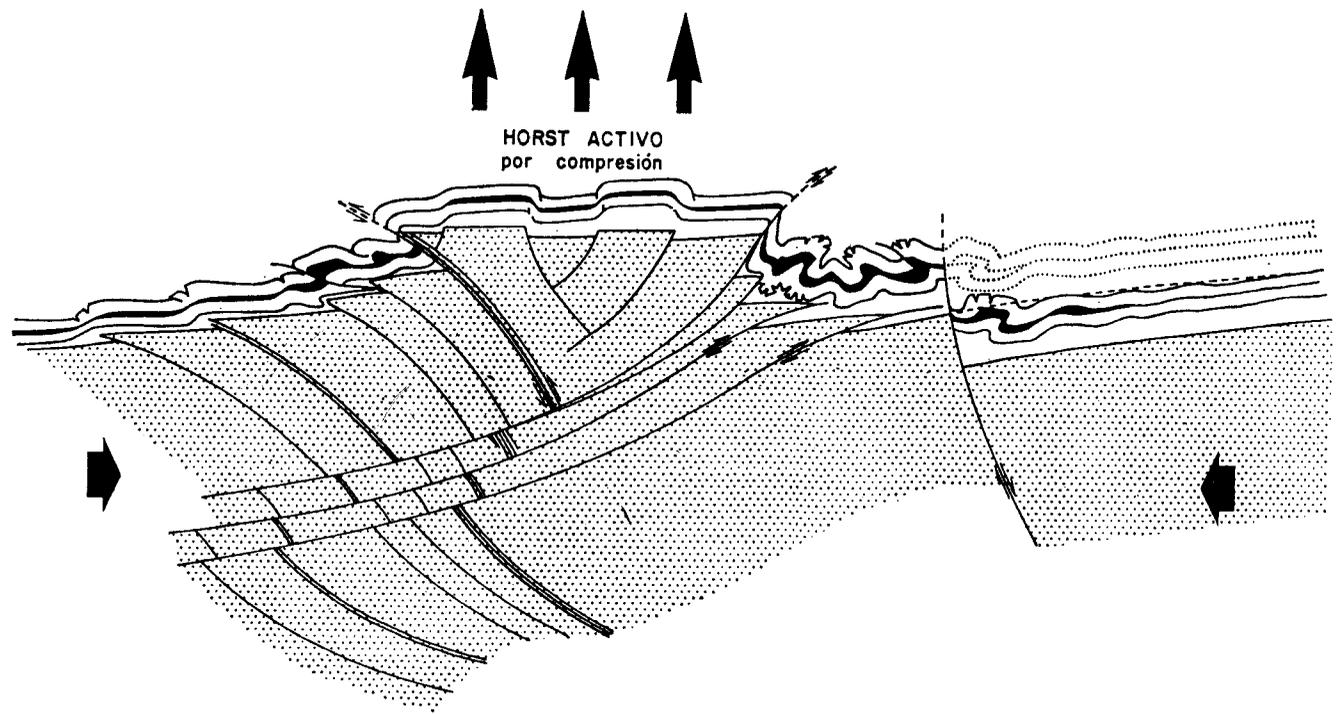
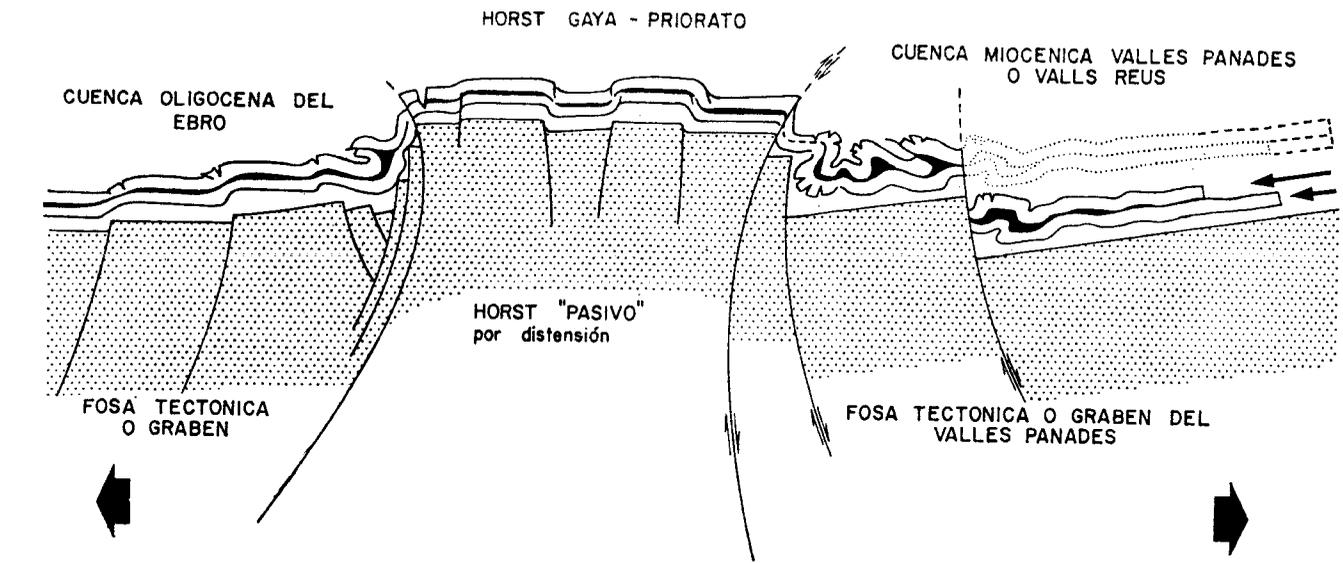
3.2.1 Depresión Terciaria del Ebro

Difícilmente podemos definir la génesis y características de esta superunidad estructural con sólo haber observado una ínfima parte de su borde. Su descripción sólo puede, pues, ser intentada en un trabajo de síntesis a escala peninsular. Describiremos, al estudiar el Horst Prelitoral, este borde SE. de la depresión, dejando así algunas ideas que pueden ser aprovechadas cuando se emprenda la síntesis estructural de este gran bloque que representa casi el 10 por 100 de la superficie peninsular.

3.2.2 Gran Horts Prelitoral

Corresponde a una estructura elevada que separa durante más de 200 kilómetros de longitud las depresiones terciarias del Ebro, al N., y de Valls-Reus, Vallés-Panadés, al S.

En líneas generales, la arista norte de la estructura es francamente cabalgante sobre el Paleógeno del Ebro, mientras que la arista sur se presenta como una falla normal en los sectores Priorato-Gayá y con juego en inversa en la prolongación Nororiental (San Quintín de Mediona).



El mecanismo de formación de esta estructura es discutible y participa a priori de dos hipótesis de base:

- 1.ª Génesis atribuida al movimiento giratorio de bloques rígidos de zócalo que al hundirse hacen que las fallas, fundamentalmente normales en profundidad, se vuelvan inversas en superficie.

En esta hipótesis conservadora, el horst es considerado como una estructura residual, elemento pasivo, no hundido respecto a las fosas adyacentes. Un auténtico desafío a la gravedad.

- 2.ª Producto de fallas fundamentalmente inversas localmente próximas a la vertical en superficie y confundibles con fallas normales. Estas fallas se tumban en profundidad traduciendo compresiones laterales. Ahora, el horst aparece como una estructura activa, una cuña cuya expulsión hacia arriba es una consecuencia de la formación de las fosas adyacentes.

Esta segunda hipótesis supone la posibilidad de que el horst cabalgue no sólo al Paleógeno de la Cuenca del Ebro, sino también a la Depresión Reus-Valls. Este cabalgamiento hacia el S. es realmente visible más al NE., donde el sector denominado Bloque del Gayá está limitado al S. por una falla o haz de fallas que han jugado en inversas (accidente de San Quintín).

La gran falla, con salto posiblemente próximo a los 2.000 m., que limita por el S. el horst, poniendo en contacto terrenos paleozoicos y miocenos, sería una falla posterior a la formación de la estructura activa.

Esta hipótesis es válida no sólo para interpretar la distribución de sedimentos neógenos y paleógenos a uno y otro lado, sino también desde el punto de vista tectónico, pues el Macizo de Bonastre corresponde aún a una zona «en compresión», al menos en su sector septentrional.

Este resurgir del horst es sin duda producto de la translación en dirección SE. del zócalo profundo de la Cuenca del Ebro, translación de la que son fiel testigo las fallas de transformación y que provoca fuertes compresiones en los horizontes profundos del zócalo.

Al observar a escala 1:500.000 la alineación existente entre los frentes cabalgantes del Priorato y Bloque del Gayá, es palpable que no existe un movimiento diferencial entre ambos bloques. Sin embargo, el horst Priorato-Gayá presenta, con respecto al Priorato, un desplazamiento en horizontal próximo a 8 km. Interpretamos que este sector corresponde a una zona donde el arrastre de la cobertera por el «flujo magmático» profundo ha sido más efectivo merced a una serie escalonada de fracturas de transformación a nivel profundo. Es el movimiento diferencial de estos bloques el que provoca las profundas inflexiones del frente cabalgante del horst, inflexiones reñidas con la escasa flecha de cabalgamiento que en realidad existe.

En el sector del horst comprendido entre el Priorato y el Gayá, llama

mucho la atención la asombrosa concordancia existente de una parte y otra de la superficie de discordancia erosional que separa Carbonífero y Buntsandstein; a tal punto que cabe preguntarse si hubo realmente en ese sector una fase tectónica hercínica apreciable.

Esta posible acordancia puede ser local y, dado el carácter limitado del sector paleozoico estudiado, su estrechez y la abundancia de fallas de dirección alpina que lo afectan, es posible que nuestras observaciones se hayan realizado en una zona poco significativa.

De todas formas, no cabe la menor duda de que en algunos sectores, concretamente el Carbonífero está implicado en los pliegues de edad alpina y se comporta no como un substrato rígido y frágil, sino muy dúctil.

No nos cabe la menor duda de que el estudio del Macizo del Priorato aportará datos valiosísimos para la interpretación estructural y paleogeográfica del Paleozoico.

3.2.3 Depresión Valls-Reus

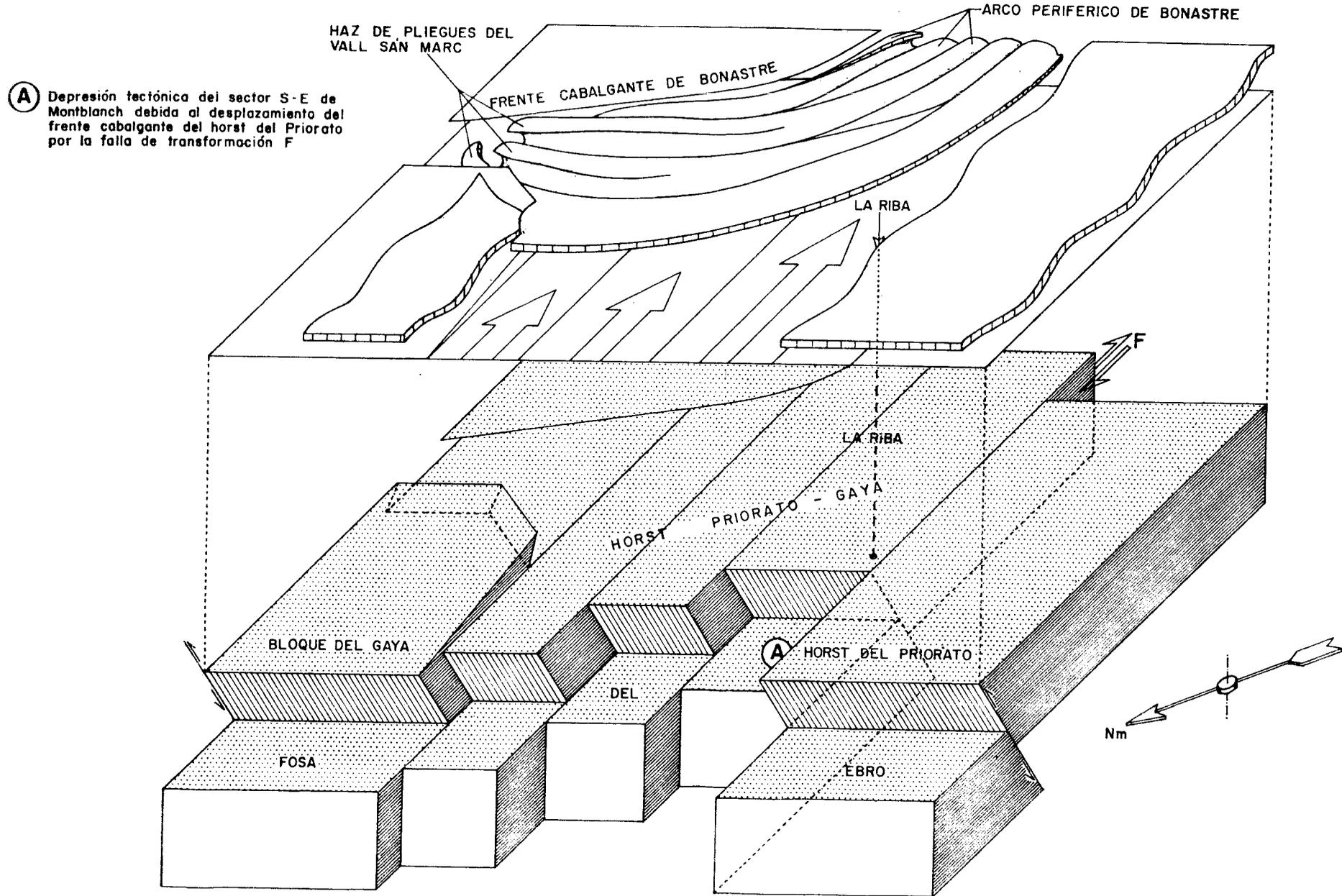
Formidable graben con una longitud próxima a los 60 km. y anchura media muy constante del orden de 15 km. Esta anchura sería sensiblemente incrementada al considerarlo integrado en un gran bloque basculado que incluiría el alto que existe en el litoral de Tarragona, correspondiente a la prolongación del Macizo de Bonastre. Estas dimensiones son más que suficientes para que podamos considerar a los accidentes limítrofes afectando a la totalidad de la corteza, atribuyendo el basculamiento a reajustes geostáticos. Al igual que en las costas de Garraf, se intuye la presencia de un accidente paralelo al litoral que hundiría el compartimiento situado bajo el mar. Este accidente puede corresponderse con la falla que, al NO. de Vendrell, limita el Macizo de Bonastre y abre la depresión costera Tarragona-Vendrell.

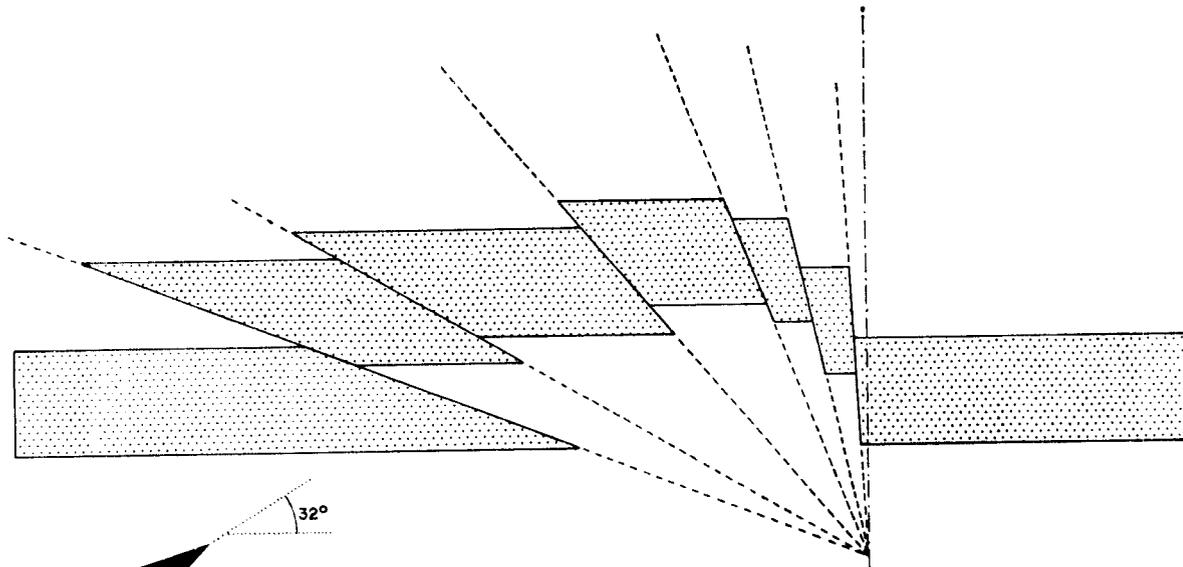
Los movimientos relativos a lo largo de esos dos planos de falla son de sentido opuesto, creándose un par que da lugar al basculamiento del bloque.

Este gran panel basculado, dilacerado por numerosas fallas normales, escalonadas y con algunos reajustes antitéticos, se sumerge en dirección NO., creciendo el relleno mioceno del surco en dirección SE.-NO. y en sentido NE.-SO., merced este último al basculamiento axial que ha afectado la cuenca sedimentaria.

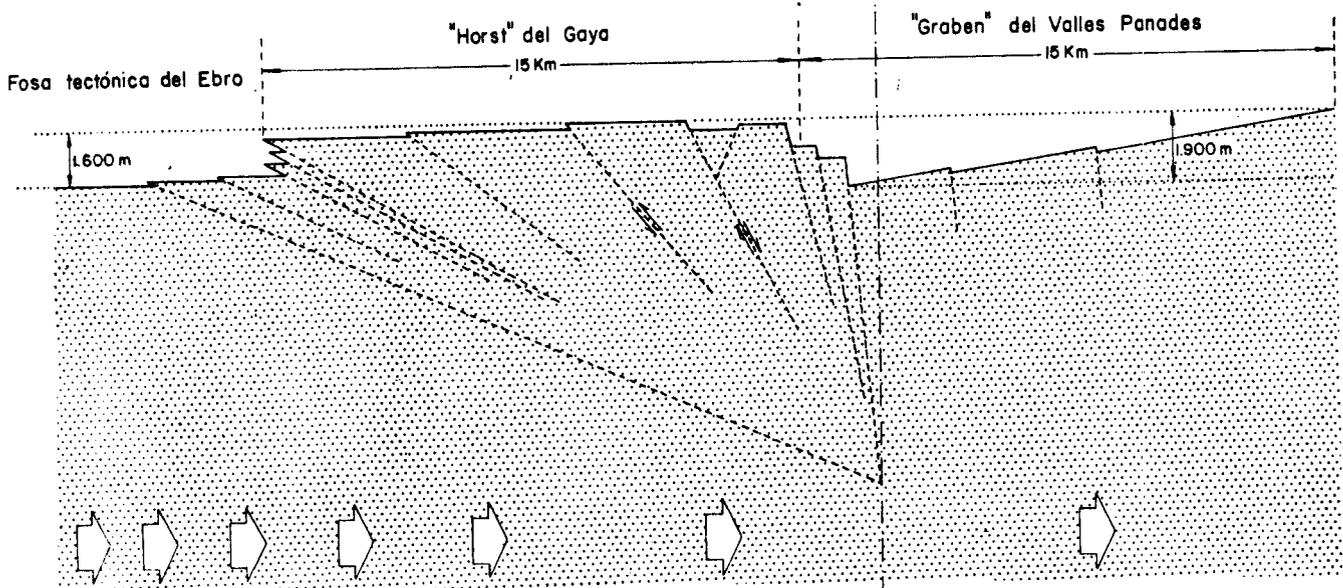
Con estilo francamente monoclinial, el relleno miocénico estimamos llega a alcanzar los 1.000-1.500 m. en las proximidades del gran escarpe tectónico que limita la fosa por el N. El gran graben se abre con posterioridad a la fase de cabalgamiento del horst que lo limita al N., siendo además posterior a la falla Esplugas-Río Gayá, pues esta última no lo afectó; com-

TRASLACION DE BLOQUES DE ZOCALO Y RESPUESTA EN LA COBERTURA (INTERPRETACION)





ESTRUCTURA EN "CUÑA COMPUESTA"
(Según Migliorni)



TRASLACION DEL ZOCALO CRISTALINO DEL EBRO HACIA EL S - E

portamiento diferencial con la otra falla de transformación del Llobregat que, al parecer, su gran desgarre final afectó al Mioceno Superior.

3.2.4 Arco Periférico de Bonastre

Hemos denominado Arco Periférico de Bonastre a un surco que circunvala dicho Macizo por el N. y O. y que indudablemente posee características estructurales netamente diferenciales.

Corresponden a esta unidad las estructuraciones mesozoicas más violentas, con abundancia de fallas inversas y cabalgamientos. La erosión y el basculamiento axial de la cuenca ha descubierto dichas estructuras a nivel triásico en el sector denominado Vall de San Marc y a nivel cretácico en el sector Salomo-Río Gayá. La tónica general es la vergencia de las estructuras al NO., estructuras complejas, fuertemente volcadas, que revelan el cabalgamiento frontal del Macizo de Bonastre como consecuencia del flujo de zócalo hacia el SE. Estas estructuras sufren una profunda inflexión sensiblemente paralela a la del Horst Priorato-Gayá, sin duda alguna por un fenómeno en todo idéntico: arrastre de la gran falla Esplugu-Río Gayá y fallas satélites.

Existen en la proximidad del Horst Prelitoral (sector Bloque del Gayá) estructuras volcadas al S., signo que revela una vez más el carácter de inversas de las fallas que limitan dicho accidente por el S., «horst activo» posteriormente roto por fallas normales que limitan la cuenca neógena.

Así pues, entre el Horst Prelitoral y el Macizo de Bonastre se sitúa una estrecha franja sometida a un adelgazamiento del substrato paleozoico por compresiones laterales que traducen fallas inversas y cobijaduras a nivel del zócalo, obligando a la cobertera mesozoica a escapar hacia arriba y arrugarse mediante pliegues disarmónicos sobre niveles incompetentes (Buntsandstein y Muschelkalk 2).

Estas escamas a nivel de zócalo han sido representadas en los cortes generales de una forma simbólica inmediatamente debajo del Buntsandstein; no obstante, creemos que el Paleozoico, sobre todo el Carbonífero, no es realmente rígido y está amoldado de una forma más dúctil a niveles de zócalo profundo-rígido, donde se producen las fallas inversas.

Donde los estrechamientos de zócalo han jugado un papel preponderante, se producen tanto vergencias N. como S.; sector de la Vall de San Marc. No obstante, el empuje principal se realiza en dirección N.: cabalgamiento frontal de Bonastre, en todo idéntico al del Horst Prelitoral.

En el sector Salomo-Río Gayá, tan sólo se aprecian vuelcos estructurales al O., merced al arrastre de la estructura, arrastre seguramente sincrónico con los cabalgamientos frontales.

La violencia y estilo de esta última unidad revelan que el Macizo de Bonastre es una estructura surgida contra la gravedad, reflejo de una tec-

tónica en consecuencia con el flujo de zócalo al SE. Junto a esta tectónica tangencial, imagen en los niveles superiores de los fenómenos profundos, se encuentra desarrollada otra de distensión en el propio Macizo de Bo-nastre y en la gran falla que abre la cuenca neógena de Valls-Reus.

En principio, parece difícil conciliar dos estilos tectónicos tan diferen-tes; uno que traduce compresiones y otro fallas normales de distensión. Entre una y otra fase ha de mediar forzosamente un lapso de tiempo más o menos amplio; este desfase temporal, evidente en algunas zonas, no lo es tanto en otras, obteniéndose la sensación de un cierto sincronismo.

Fenómenos similares han sido observados en otras regiones, así, BENE0 y MIGLIORNI han identificado en los Apeninos una estructura que ellos denominan en «cuña mixta» o «compuesta». La estructura se caracteriza por el buzamiento creciente de las fallas, haciendo que de inversas al principio del proceso de compresión, lleguen a ser normales cuando los esfuerzos mantienen una cierta inclinación hacia la superficie.

Nosotros pensamos que manteniendo siempre el flujo de la placa de zócalo al SE., las fallas inversas se realizan durante el Oligoceno, obteniéndose la resultante de un campo de fuerzas inclinadas merced, en parte, a la sobrecarga de sedimentos depositados en la Cuenca del Ebro. Esta inclinación del esfuerzo provoca durante el Burdigaliense-Tortonense la fase de distensión que abre la cuenca neógena y que provoca la tónica de compartimientos estrechos, generalmente monoclinales y con una estructura sencilla, debida a una tectónica vertical de bloques de zócalo rígidos.

4 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Del ciclo paleozoico poco o nada podemos agregar a las ideas regiona-les que existen del Paleozoico Catalán. En corroboración de éstas, digamos que el Carbonífero en facies Culm se presenta discordante sobre las se-ries pre-carboníferas: evidencia de la fase bretónica de plegamiento. Por otro lado, las direcciones estructurales carboníferas (fase sudética o astú-rica) presentan en general un gran paralelismo con las propias alpinas, for-mando, pues, un ángulo recto con las direcciones pre-carboníferas, bien visibles en el sector situado al NE. de Picamoixons.

El ciclo mesozoico comienza con la invasión de la penillanura fini-hercí-nica por los depósitos laguno-continentales del Buntsandstein. Estas facies detríticas rojas sufren notables cambios de espesor motivados por el pro-pio carácter fluvio-torrencial de la sedimentación, que rellena primordial-mente los surcos existentes en la penillanura a la que fosilizan.

El primer mar mesozoico transgrede rápidamente, y aunque sus depó-sitos (Muschelkalk 1) están francamente dolomitizados, podemos imaginar el establecimiento de una plataforma poco profunda y estable, donde cier-

tas secuencias oolíticas indicarían medios bajo el influjo de las olas y mareas.

No tenemos argumento alguno que nos permita situar el máximo transgresivo de esta invasión marina.

Las condiciones marinas son rotas bruscamente (no existen depósitos lagunares en el techo) por la regresión que representan los sedimentos equivalentes al Anhydritgruppe alemán (C. VIRGILI), del Muschelkalk Medio. Estas facies, muy similares al Buntsandstein, constituidas por finas areniscas, localmente con ripple-marks milimétricos de aguas agitadas por el viento, arcillitas y yesos, nos llevan al establecimiento de mares muy cerrados, poco profundos y supersalados. Estas cuencas reciben constantes aportes del país hercínico aún emergido.

De nuevo, y otra vez bruscamente, el mar invade el país, instaurándose una nueva plataforma marina de la que son testigo las facies carbonatadas del Muschelkalk Superior (Langobardiense de C. VIRGILI). Esta plataforma aparece progresivamente incomunicada con el mar abierto y, tras depósitos finamente tableados, de aguas muy tranquilas con abundantes restos de peces (Alcover), lo que significa un ambiente poco favorable a la supervivencia de los mismos, pasamos insensiblemente al Keuper.

Con el régimen regresivo, ya iniciado en el Muschelkalk Superior, las facies del Keuper, representadas posiblemente en los barros dolomíticos amarillos y finamente varvados, culminan el litotopo evaporítico con los yesos y arcillitas rojas que coronan la formación y que tan sólo en ciertas áreas han sido preservados de la erosión paleocena.

Delimitar la extensión de estas móviles líneas de costa, que han significado para el Trías un doble ciclo sedimentario, es algo realmente imposible de resolver. A priori, estas orillas estarían en la actual Cuenca Tercia del Ebro. Allí, los sondeos petrolíferos han encontrado una sedimentación triásica muy reducida e incluso ausente, y no está completamente decidido si se trata de una laguna estratigráfica o erosional.

Con la rápida transgresión del Lías basal, comienza el Jurásico con facies de alta energía (brechas) y calcarenitas de plataforma muy somera y profundamente agitada. Toda la sedimentación del Jurásico Inferior se asienta sobre este «shelf» estable y uniforme, al menos a partir del meridiano de Vandellós hacia el E.

Posiblemente a partir del Toarciense, comienza una etapa regresiva evidenciada en las facies salobres con Ostrácodos y Gasterópodos, así como por el material detrítico terrígeno greso-micáceo que invade la sedimentación y cuya procedencia pudiera buscarse en el Macizo Catalán de N. LLOPIS, país emergido que alimentó en cuarzo de gran tamaño al Lías de Mallorca.

Esta etapa regresiva culmina en el hard-ground intra-aalenense del corte de Vandellós. Este hard-ground, auténtica taphocenosis y en especial de Bra-

quiópodos, Ostreidos y tubos de Gusanos arenícolas, con oolitos ferruginosos de gran talla, granalla limonítica y una espesa costra, debe realmente significar una emersión. Si existe o no laguna sedimentaria es algo que la intensa recristalización y ausencia de Ammonitidos en el Lías nos impide precisar.

Este momento marca el fin de las plataformas estables y uniformes, iniciándose ya una auténtica diferenciación de medios sedimentarios marinos; las áreas invadidas por el mar se reducen, a la vez que una subsidencia diferencial individualiza surcos más profundos.

Tras un Aalenense de facies muy somera, Bajociense y Bathoniense, tienen un marcado carácter transgresivo, generando las facies más profundas de toda la evolución paleogeográfica. Esta cuenca marina, abierta al río Ebro, sufre un importantísimo bisel y una profunda dolomitización a partir del «hingeline» que articula la plataforma y que, interpretamos, coincide a grandes rasgos con una antigua zona de debilidad; traza de la posterior falla de transformación Esplugu-Río Gayá (Punta de la Mora).

Queda, pues, establecido un mar abierto y subsidente hacia el SO. y uno poco profundo a partir del «hingeline» Esplugu-Río Gayá. Esta plataforma tendría sus líneas de costa en el Alto de Barcelona-Montseny y en el macizo emergido del Ebro.

La dolomitización, incipiente ya en Salou-Tarragona, afecta totalmente a los depósitos de plataforma (facies Montmell) y posiblemente a auténticas facies Purbeck presentes desde el Jurásico Medio al Superior al E. de la zona alta que articula la plataforma marina. Esto como corolario de la constitución de un lagoon o fondo de golfo limitado por los entonces emergidos Macizos del Ebro, Montseny y Catalán, este último entre el litoral actual y el archipiélago Balear.

Volviendo de nuevo a la zona subsidente, en Vandellós hemos datado el Calloviense, y sobre éste se encuentran unos centímetros rubefactados que soportan ya las facies dolomíticas con fantasmas de oolitos y oncolitos de edad probablemente Kimmeridgiense. Es muy posible que este casi imperceptible tramo rojo sea equivalente del hard-ground que, en la Cordillera Ibérica, equivale al hiatus sedimentario del Calloviense Superior y Oxfordiense Inferior.

Si realmente hay una emersión, el Kimmeridgiense tendría carácter transgresivo, iniciándose entonces la regresión del mar durante el Kimmeridgiense Superior-Portlandiense, este último en facies tipo Purbeck en Vandellós.

Si el fenómeno es del tipo de «recesión» (D. V. NALIVKIN, 1956), es decir, una parada en la sedimentación debida a intensas corrientes marinas, los depósitos de plataforma de edad Kimmeridgiense tienen carácter regresivo, regresión que se acentuaría en el Portlandiense-Cretácico Inferior.

Volviendo de nuevo a nuestro bien expuesto y representado corte de

Vandellós, es perfectamente palpable la continuidad de la sedimentación en facies Purbeck durante el Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense, confinándose progresivamente el medio hasta la emersión revelada por los depósitos de facies Weald y hard-ground intrabarremiense. Este nivel es sin duda equivalente al observado en el Cabo Salou entre las facies dolomíticas del Dogger terminal Kimmeridgiense y el Barremiense Superior. En estas latitudes, la retirada del mar debió ser más temprana, no existiendo posiblemente más que vestigios de la sedimentación infracretácica, no habiendo sido alcanzada la región por la transgresión barremo-aptiense del Cabo Salou.

Interpretamos que la situación real de las isólicas que afloran en Salou-Tarragona corresponden a puntos más septentrionales, quizás varios kilómetros, lo que supone un acercamiento a los bordes del mar infra-cretácico, a todas luces menos extenso que el Jurásico. En esta posición de borde es muy posible que la regresión progresiva que afectó al Malm y Neocomiense en Vandellós fuese más espectacular en los bordes de la cuenca, hasta el punto de que la emersión no fuese tan sólo intrabarremiense.

Así, pues, el ciclo jurásico finaliza con una emersión general que abarcó, al menos, parte del Neocomiense y que finalizó con la nueva invasión marina del Barremiense Superior, invasión, repetimos, que posiblemente no alcanzó al territorio de la Hoja.

Esta reducción del dominio marino con respecto al mar jurásico es neta en todo el país catalán, pues ni la transgresión aptiense ni la cenomaniense llegaron a alcanzar los antiguos límites marinos.

Es indudable que una emersión general afecta a toda la región, desde el infra-cretácico hasta el momento de la transgresión ilerdiense, procedente ahora de la Cuenca del Ebro.

Durante esta emersión, el país es intensamente trabajado y climas apropiados permiten los depósitos de bauxitas en un paleosuelo con extensión vertical mayor a medida que nos desplazamos desde el macizo emergido del Ebro hasta el Mediterráneo actual.

Ciertos niveles superiores de este paleosuelo, areniscas con *Microcodium*, *Miliólidos* y *Bulimus* pueden representar las áreas parcialmente inundadas premonitoras del gran impulso transgresivo procedente de la Cuenca Terciaria del Ebro.

La transgresión ilerdiense, realizada sobre una plataforma cubierta por una costra laterítica, es muy rápida y de escasa duración, pues tras un Ilerdiense pararecifal y poco potente se desarrollan las facies continentales del conjunto Cuisiense + Luteciense.

Una nueva invasión marina se realiza con la llegada del Biarritziense, estableciéndose la máxima profundidad de cuenca durante el tránsito al Priaboniense. Los niveles recifales de esta edad anuncian la próxima re-

gresión que provocará la sedimentación lacustre salobre clásica del Oligoceno de la Cuenca Terciaria del Ebro.

La existencia de Eoceno marino sobre la Mesa de Llavería, 40 km. al SO. de Tarragona, y de Paleoceno marino en el Cabo de Salou, evidencia que la cuenca marina eocena fue mucho más extensa de lo que hasta ahora se había supuesto, y sus límites sobrepasaban posiblemente la actual costa mediterránea.

En las zonas donde aflora esta serie marina yace bajo las facies conglomeráticas de edad Sannoisiense, que constituyen un conjunto en discordancia progresiva. Observando la distribución de los enormes lentejones de conglomerado y su edad, se aprecia perfectamente su situación preferencial en las líneas donde las fallas de desgarre con dirección hercínica han sido señaladas, siendo los conglomerados progresivamente más jóvenes al desplazarlos al SO. (Montserrat-Barbará-Espluga).

Interpretamos como síntesis de estos fenómenos que el gran Horst Prelitoral está surgiendo como una estructura activa merced a la translación del zócalo profundo de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo. Este resurgir comienza en el Pirineo y se va trasladando hacia el SO.; los abruptos relieves formados son activamente trabajados, creándose así los enormes conos de conglomerados que jalonan todo el accidente.

Esta interpretación sugiere que los límites de la sedimentación oligocena no debieron sobrepasar en mucho el Horst Prelitoral, y que estos sedimentos laguno-continetales alcanzan un espesor anómalo en un surco cobijado por la gran estructura que está levantándose y ligado a ella en una estrecha relación causa a efecto.

Por desgracia, esta precisión cronológica no es posible definirla al estudiar el fenómeno idéntico que provocó el levantamiento y la fuerte estructuración del Macizo de Bonastre y su Arco Periférico. Es lógico pensar en una época más tardía, quizás intramiocénica. En la estructura de Tarragona tan sólo alcanzamos a ver los klippen de Lías fosilizados por el Tortoniense Superior-Andaluciense. Datos de sondeo serían necesarios para datar este movimiento.

En el capítulo de Tectónica hablamos ya de cómo conciliar una tectónica por compresión con una de distensión (esquema de Migliorini); pues bien, esta importantísima etapa de fracturación inicia la subsidencia y basculamiento de bloques que va a originar la cuenca abierta por la que penetró el mar mioceno y que al parecer no sobrepasó las líneas de hundimiento que limitan la cuenca actual por el N.

Esta etapa morfogenética es, pues, decisiva, y prácticamente la morfología actual sería muy parecida. Notemos que el Macizo de Bonastre y Garraf fueron sumergidos, al menos en el Mioceno Superior, ya que son claros los fenómenos de sobreimpresión de los ríos Foix y Gayá, y los

de compactación diferencial que afectan a las facies recifales; para ambos fenómenos es necesaria una carga de sedimentos.

Este segundo hecho implica por su parte que al menos constituyeron un enorme alto fondo sobre el que se desarrolló un magnífico cinturón arrecifal.

La falta de sedimentos antes aludida nos sumerge en una completa indeterminación a la hora de pretender una continuidad absoluta en nuestra evolución paleogeográfica. Podríamos, sin embargo, esbozar la posible presencia en las áreas de máxima subsidencia (líneas de hundimiento que limitan la cuenca neógena por el N.) de una sedimentación laguno-continental e incluso marina de edad Mioceno Inferior y Medio. Esta sedimentación podría ser equivalente al ciclo basal con carácter continental que yace bajo la transgresión marina de edad Tortoniense Superior.

Sobre un fondo muy accidentado, con paleorrelieves acusados (klippes de Lías) ya existentes o generados sincrónicamente con la sedimentación, el mar del Tortoniense invadé la fosa de Valls-Reus, al parecer con penetración procedente del SO. Este mar de poca profundidad, muy móvil y profundamente influenciado por condiciones paleogeográficas, origina una sedimentación en la que a una misma isócrona corresponden varias isólicas.

La sedimentación es próxima al litoral, facies de playa, estuario y no totalmente libres de influencias salobres y continentales, más manifiestas al aproximarnos a los bordes del Macizo de Bonastre.

El ciclo mioceno culmina en una regresión general, y es entonces cuando depósitos fluvio-torrenciales se instalan en las zonas de mayor subsidencia. Un amplio valle fluvial se desarrollaría pegado al gran escarpe, y son estas condiciones ambientales precisas las que permiten el desarrollo de una completa fauna de vertebrados terrestres; las mismas comenzarían en el Vindoboniense Superior, acentuándose progresivamente hasta el Pontiense. Es de notar el dispositivo hidrográfico: el fenómeno de captura de todos los afluentes derechos del río Gayá, ya que no tiene prácticamente ninguno, por los del Francolí. Creemos que este fenómeno traduce el carácter activo del graben de Valls-Reus, y concretamente de la gran falla que lo limita al N.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las únicas explotaciones mineras, hoy abandonadas, corresponden a los depósitos de bauxita.

Se presentan en forma de agregados pisolíticos, costras y concreciones que rellenan un karst labrado en el llerdiense. Creemos están estrecha-

mente relacionadas genéticamente con el Paleoceno, cuyo significado paleogeográfico aparece claramente como un auténtico paleosuelo.

El karst, posiblemente de edad oligocena, no ha sido investigado, habiéndose situado las explotaciones en aquellos puntos donde había indicios superficiales.

Numerosas canteras existen distribuidas dentro del territorio de la Hoja, siendo sus aplicaciones y procedencias muy variadas:

- Piedra para obras públicas de las dolomías jurásicas y calizas del llerdiense.
- Arcillas del techo Buntsandstein.
- Yesos y alabastos del nivel de Sarreal.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Las características litológicas, estructurales y topográficas hacen de esta región una zona realmente poco interesante desde el punto de vista hidrogeológico.

Junto a esta ausencia de posibilidades, reúne a primera vista la buena condición de no presentar ni prever fuertes necesidades de agua.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1954).—«La terminación meridional del Eoceno catalán». *XIX Congr. Géol. Intern.*, XIX Sess., fasc. XIII, pp. 77-88, 1 fig., Alger.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1953).—«El Eoceno al SO. del Montserrat». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LXV, pp. 219-243, 5 láms., Madrid.
- ALMERA, J. (1899).—«Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trías de nuestra provincia». *Bol. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, 3.ª ep., t. I, n.º 26, pp. 538-541, Barcelona.
- ANGELIS D'OSSAT, G. DE (1905).—«Coralli del Cretacico inferiore della Catalogna». *Palaeont. Ital.*, v. XI, pp. 169-252, 2 figs., 3 láms., Pisa.
- ASHAUER, H., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die Variscische und Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl.*, III F., H. 16, pp. 16-93, 48 figs., 3 láms., Berlín (Trad. en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., Madrid, 1946).
- BATALLER, J. R. (1918).—«Las Bauxitas de Cataluña». *Rev. R. Acad. C. de Madrid*, t. XVII, pp. 422-470, Madrid.
- (1929).—«Sobre el Oligocénico Inferior de Santa Coloma de Queralt (Tarragona)». *Asoc. Esp. Progr. Cienc., Congr. Barcelona*, t. VI, Cienc. Nat., pp. 21-24, 2 fots., Madrid.
- (1947).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España.

- I. Thallophita, II. Protozoa, III. Coelenterata Porifera, IV. Coelenterata Chidaria, V. Echinodermata, VI. Vermes, VII. Molluscoidea». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, v. XXVIII, pp. 279-484, 238 figs., Barcelona.
- (1949).—«Las investigaciones paleontológicas en la Real Academia de Ciencias». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, t. XXX, n.º 5, pp. 135-153, Barcelona.
- (1958).—«El Cretácico del macizo de Montmell (Tarragona)». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, 3.ª ep., t. XXXII, n.º 16, pp. 493-549, 1 fig., 1 lám., Barcelona.
- BAUZA, F. (1876).—«Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. III, pp. 115-123, Madrid.
- CLOSAS MIRALLES, J. (1954).—«Las bauxitas del NE. de España». *XIX Congr. Intern. Géol.*, sect. 12, fasc. 12, pp. 199-223, Argel.
- COMBES, P. J. (1969).—«Recherches sur la g n se des Bauxites dans le Nord de l'Espagne, le Languedoc et l'Ari ge (France)». *M m. C. et. et Rech. G ol. et Hydrol.*, Univ. Montpellier, t. III-IV, 335 pp., 71 figs., 1 mapa f. t., 16 l ms., Montpellier.
- COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL, SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (1971).—«Estudio de los recursos hidr ulicos totales del Pirineo Oriental. Zona II. Informe Reus-Valls-Tarragona». Barcelona, 1971.
- FAURA Y SANS, M. (1906).—«Note d'excursions g ologiques per la comarca del Vendrell (Tarragona)». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. VI, pp. 101-111, 2 figs., Barcelona.
- (1922).—«Explicaci  de la fulla n.º 34: Villafranca del Panad s». Barcelona, *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 pp., 46 figs.
- (1929).—«Pr cisions sur l'existence du Tongrien dans l'Oligoc ne de la Catalogne». *Bull. Soc. G ol. Fr.*, 4e. s r., t. XXIX, pp. 285-299, 2 figs., Paris.
- FAURA Y SANS, M., y BATALLER, J. R. (1920).—«Les bauxites triasiques de la Catalogne». *Bull. Soc. G ol. Fr.*, s r. 4, t. XXX, pp. 251-267, 1 mapa, Paris.
- GOETZ-PHILIPPI, R. (1920).—«La bauxita de Catalu a». *Rev. Min.*, t. XXXVIII, pp. 225 y 359, Madrid.
- GOMBAU, J. (1877).—«Rese a f sico-geol gica de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, v. IV, pp. 181-250, mapa geol., Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1920).—«Algunas palabras m s acerca de las bauxitas de Catalu a». *Rev. Min.*, t. XXXVIII, p. 385, Madrid.
- (1920).—«Condiciones geol gicas de los yacimientos catalanes de bauxita». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, t. LXI, pp. 1-147, 3 fots., 16 l ms.
- HOTTINGER, L. (1960).—«Recherches sur les Alv olines du Pal oc ne et de l' oc ne». *M m. Suisses de Pal ont.*, v. 75-76, 1 vol. texto, 243 pp., 117 figs., 1 tabla pleg. f. t., 1 vol. l m., Basilea.

- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1934).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja n.º 446: Valls». Madrid, 73 pp., 15 láms. f. t. 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1934).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 446: Valls». Madrid, 73 pp., 15 láms. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1944).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 390: Cervera». Madrid, 42 figs., 10 láms. fot. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t.
- (1953).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 519: Villafranca del Panadés». Madrid, 62 pp., 13 láms., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1956).—«Mapa geológico de España, esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 318: Montblanch (Lérida, Tarragona, Barcelona)». Madrid, 81 pp., XVI láms. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- JULIVERT, M. (1954).—«Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno entre el Francolí y el Anoia». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XI, pp. 5-22, 1 lám. estr., 1 mapa geol., Barcelona.
- (1955).—«Geología de la Sierra de Miramar». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XIII, pp. 79-121, 14 figs., 2 láms., Barcelona.
- LAPPARENT, A. F. DE (1950).—«Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 230, pp. 983-984, París.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». Barcelona, *C. S. I. C.*, 372 pp., 40 figs., 49 láms.
- LLOPIS LLADO, N., y MASACHS, V.—«El problema de los conglomerados del margen meridional de la depresión del Ebro». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 11, pp. 63-108, 5 figs., 2 cort., Madrid.
- LLORENS, T. (1919-1920).—«Els minerals de Catalunya». *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.
- MALLADA, L. (1889).—«Reconocimiento geográfico y geológico de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa. Geol. Esp.*, t. XVI, pp. 1-175, 7 figs., 1 lám., Madrid.
- MOTTA, F., y ROCH, E. (1962).—«Bauxites d'Espagne: Observations et interprétations». *Acta Geológica*, t. VII, pp. 285-291, Budapest.
- RIOS, J. M., y ALMELA, A. (1954).—«El Triásico de Santa Perpétua (Tarragona)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. Homen. E. Hernández Pacheco, pp. 567-570, Madrid.
- ROSELL SANUY, J. (1961).—«Afloramientos liásicos en el Montmell y en Pontons-Torrells de Foix (Tarragona)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, n.º 61, pp. 245-250, 1 fig., Madrid.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).—«Resultado del estudio de las faunas de fora-

- miníferos del Nummulítico de Montserrat y regiones limítrofes». *Est. Geol.*, t. VIII, n.º 15, pp. 21-81, 1 fig., 5 láms., Madrid.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1950).—«Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE. de España». Barcelona, J. Rovira, Art. Gráf., 35 pp., 7 cort., 13 láms.
- (1954).—«Geología de las bauxitas españolas». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, T. Homen. E. Hernández Pacheco, pp. 579-607, Madrid.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der Geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdán». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys.*, Kl., N. F., B. 14, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms., Berlín (Trad. M. San Miguel de la Cámara en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. I, pp. 103-168, 20 figs., 1 mapa, 10 láms., Madrid, 1942).
- SOLE SABARIS, L. (1957).—«Sobre la edad del Mioceno continental del Campo de Tarragona». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, 3.ª ep., v. XXXII, n.º 11, pp. 345-360, 9 figs., Barcelona.
- (1972).—«Mapa geológico de España, esc. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente, n.º 34: Hospitalet». Madrid, *Inst. Geol. y Min. Esp.*, 1972, 38 pp., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1972).—«Mapa geológico de España, esc. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente, n.º 42: Tarragona». Madrid, *Inst. Geol. y Min. Esp.*, 29 pp., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- SOLE SABARIS, L., y LLAMAS MADURGA, M. R. (1961).—«Estudio geológico de la Cordillera Prelitoral catalana en el curso superior del río Foix». *Bol. Serv. Geol. Obr. Públ. (Inform. y Est.)*, n.º 10, pp. 29-47, 1 hoja cort., 1 mapa geol., 3 esq., 2 fots., Madrid.
- SOLE, L.; VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1956).—«Características estratigráficas del Trías en la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona». *Est. Geol.*, t. XII, n.º 31-32, pp. 287-300, 5 figs., Madrid.
- VIDAL, L. M., y DEPERET, CH. (1906).—«Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, v. V, n.º 19, pp. 311-346, 6 figs., Barcelona.
- VILASECA, S. (1920).—«Contribució a l'estudi dels terrenys triassics de la provincia de Tarragona». *Treb. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, v. VIII, 66 pp., 11 figs., 4 láms., 1 cuadro, Barcelona.
- VIRGILI, C. (1955).—«El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov., Dip. de Barcelona*, t. XIII, pp. 31-77, 3 figs., Barcelona.
- (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min.*, t. LXIX, 856 pp., 96 figs., 17 láms., Madrid.