



IGME

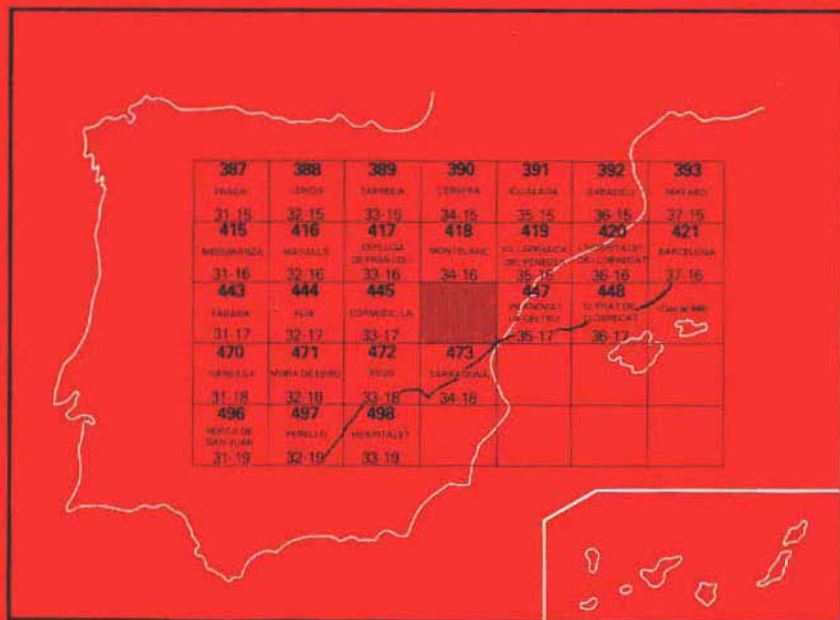
446**34-17**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VALLS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VALLS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por FINA IBERICA, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME.

AUTORES

Geología de campo: D. Mauricio Benzaquen, D. Alfonso Núñez y D. Wenceslao Martínez, Licenciados en Ciencias Geológicas.

Petrografía y Micropaleontología: D.^a Isabel Cabañas, Licenciada en Ciencias Geológicas.

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

CONSULTORES Y COLABORADORES

Microfaunas mesozoicas: D. E. Fourcade (Institut de Lapparent, París) y D. J. J. Menning (Centre de Recherches PETROFINA, Bruselas).

Microfaunas cenozoicas: D. E. Perconig (ENADIMSA, Madrid) y D. J. Ferrer (Esso Production Research European Laboratories Begles, Francia).

Macropaleontología: D. R. Busnardo (Université de Lyon, Francia).

Cuaternario: D. J. Trilla (Universidad Autónoma, Barcelona).

Petrología: D. M. Muñoz (Universidad de Madrid).

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

Dirección y Síntesis por FINA IBERICA: D. Iván Guigón.

El trabajo se llevó a cabo 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,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

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

Depósito Legal: M. 28.515-1973

Imprime: Gráficas URPE, S. A. - Rufino González, 14 - 28037 Madrid

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
Dorothyia 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.

1 INTRODUCCION

De Norte a Sur, el territorio de la Hoja está recorrido por el curso bajo de los ríos Francolí y Gayá, que lo divide en tres sectores con morfología bien distinta:

- Sector oriental. Corresponde a una zona alta, donde la gran expresividad de las cordilleras litoral y prelitoral se pierde en un macizo complejo (Bonastre-Montmell), donde es poco acusada la alineación morfológica SO.-NE.
- Sector central. Nuevo escalón morfológico, más bajo y con relieves menos fuertes que el anterior. Corresponde a un umbral morfológico entre los ríos Francolí y Gayá, antesala de la gran depresión de Reus-Valls.
- Sector occidental. Limitado al N. por los bruscos relieves del Priorato, corresponde en su mayor parte a la extremidad nororiental de la gran depresión de Reus, abierta ya al Mediterráneo.

De forma general, los problemas geológicos planteados no han podido ser resueltos dentro de los límites geográficos que encuadran la superficie de la Hoja a 1:50.000. Necesariamente hemos tenido que recurrir al conocimiento regional y realizar numerosos cortes estratigráficos fuera de dichos límites, así que nos vemos obligados a incluir en esta Memoria toponimios geográficos que no corresponden a su territorio.

El planteamiento estratigráfico, tectónico y paleogeográfico, será tratado circunscribiéndonos en lo posible al perímetro cartografiado, pero abandonando el carácter limitado de una Hoja 1:50.000 siempre que la interpretación lo requiera.

La realización del proyecto se ha hecho en varias fases: Una inicial litoestratigráfica con muestreo cada cinco metros, muestreo intensificado en los tramos a priori más interesantes; definición así de las series litológicas que admiten una cartografía formal. La segunda fase puramente cartográfica, tendiendo a realzar los rasgos estructurales y paleogeográficos. Por último, inclusión de los resultados estratigráficos en nuestro mapa y llegar así a la síntesis global, sin olvidar en ella el ámbito regional en que nos encontramos.

Indudablemente, quedan incógnitas por resolver; nuestras hipótesis deben abrir un nuevo camino a la investigación de este interesante sector de enlace entre las Cordilleras Costeras Catalanas y la vecina Cuenca mesozoica de la desembocadura del Ebro.

Relación de documentos depositados en el informe complementario:

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

Mioceno:

- Vespellá.
- San Vicente Calders *.
- Pantano del Folx *.
- Torrellas de Folx *.

Oligoceno:

- Montblanch *.

Eoceno:

- La Riba.
- Cabra del Campo *.
- Pontils *.

Cretácico:

- Sanatorio La Salud *.
- Salomó.
- Coto del Rey *.
- Más Borrás.
- Sinclinal de Juncosa.
- Marmellá *.

* Fuera de la Hoja 1:50.000.

Jurásico:

- Montmell.
- Sinclinal de Juncosa.
- Cabo Salou (Jurásico) *.
- Vandellós *.
- Llaveria *.

Triásico:

- La Riba.
- Cabra del Campo *.

Paleozoico:

- Cabra del Campo (bis) *.
- Figuerola *.
- Mapa a 1:25.000 del Campo de Tarragona (J. TRILLA).
- Informe Macro y Micropaleontológico.
- Informe Petrográfico.
- Informe Sedimentológico y Correlaciones.

2 ESTRATIGRAFIA

Dada la intensa tectónica que afecta las series sedimentarias representadas en la Hoja de Valls, hace que no sea ésta una región adecuada para la obtención de buenas series litoestratigráficas. Tres o cuatro transversales privilegiadas y numerosos y pequeños cortes nos han permitido llegar a un buen conocimiento estratigráfico, cuya correlación con el ámbito regional es satisfactoria.

2.1 PALEOZOICO

Reducidos afloramientos de materiales paleozoicos asoman en una estrecha franja que define el horst Priorato-Gayá. Sin un solo elemento paleontológico de control estratigráfico, hemos cartografiado tres facies fundamentales y les hemos atribuido una edad por simple correlación litológica, siguiendo los criterios de M. JULIVERT.

Es indudable que el estudio de Paleozoico catalán presenta serias dificultades derivadas todas ellas de sus malas condiciones de observación, de su carácter azoico y de su escasa expresividad morfológica.

Hemos de expresar, ante todo, que las dificultades aumentan al tener una cartografía con afloramientos muy aislados (series precarboníferas), cuya correlación litológica no es muy clara.

* Fuera de la Hoja 1:50.000.

2.1.1 Silúrico (S)

Espesor indeterminable.

Constituido por una monótona serie pizarrosa, que en la región de La Riba aparece intensamente plegada en estrechos sinclinales con dirección aproximada NO.-SE. Soporta los mármoles devónicos en un contacto muy mecanizado, en algunos puntos indudablemente despegado. Este conjunto cabalga a su vez a la serie carbonífera, siguiendo ahora el accidente una dirección marcadamente alpina.

Petrográficamente, está constituido por una serie monótona de pizarras satinadas, bien en tonos cenicientos a negros. Intercalaciones de cuarcitas grises azuladas son frecuentes hacia el techo de la formación.

Rocas criptocristalinas con partículas de tamaño limo, esquistosidad de flujo marcada y definida por el material sericítico que forma ángulos de 40° con la estratificación residual.

Composición mineralógica con cuarzo y micas (sericita o illita), como accesorios óxidos de hierro y turmalinas.

Pizarras de metamorfismo epizonal que puede considerarse como transicional entre las facies de pumpellyita-prehnita y comienzo de esquistos verdes, quizá más hacia la primera.

En la región de Cabra del Campo (Hoja de Montblanch), la serie se completa con la aparición de niveles calcáreos que marcan el paso al Devónico. Estos niveles y las intercalaciones pizarrosas constituyen un conjunto muy plástico, quizás desaparecido por la migración tectónica en el afloramiento que describimos.

Las características de los afloramientos de la región de La Riba, por telecorrelaciones litológicas, podrían atribuirse al Ordovícico, pues los niveles calcáreos que aparecen en el corte de Cabra del Campo parecen marcar en Cataluña el tránsito al Devónico (Ludlow-Wenlock), es decir, ya realmente Silúrico.

Como los afloramientos en que hemos visto dichas series corresponden exclusivamente a uno u otro tipo (pizarras y cuarcitas en La Riba y calizas dolomíticas negras en Cabra del Campo), no sabemos realmente la posición relativa de estos dos tramos, y aunque admitimos la posible laminación tectónica del tramo calcáreo en la estructura de La Riba, nos parece difícil laminar 250 m. de serie. Esta indeterminación nos lleva a englobar todo bajo la denominación de Silúrico, pues parece posible que la serie de La Riba esté por encima de los niveles carbonatados.

2.1.2 Devónico (D)

Espesor aproximado, 30-40 m.

Construyendo gruesos bancos con estratificación bien marcada se destaca la masa carbonatada sobre los términos esquistosos inferiores. Es muy posible que el contacto, por deslizamiento de los pliegues fuertemente tumados al SO. sea más importante de lo representado en el mapa.

Son pues gruesos bancos de dolomías con aureolas de tonos rosas, verdosos, violetas y amarillentos distribuidos desigualmente. De carácter criptocrystalino muy acusado, hasta un 90 por 100, repartiéndose el resto en calcita microcristalina, cuarzo en parte secundario y óxidos de Fe.

La calcita microcristalina es toda ella de reemplazamiento, apareciendo en venas o bien rellenando cavidades (porosidad secundaria).

El cuarzo detrítico en tamaño limo y el secundario rellenando espacios intercristalinos.

Como accesorios es de destacar la neoformación incipiente de pumpellyta, indicando que en estas dolomías son presentes los efectos de un metamorfismo burial en el comienzo de las facies pumpellyta-prehenita.

En ocasiones puede apreciarse la reorganización del material detrítico, efecto de un incipiente epimetamorfismo.

Esta serie poco potente de calizas dolomíticas en gruesos bancos es regionalmente atribuida al Devónico. Si lo por nosotros descrito corresponde realmente a dicho sistema o es en realidad una serie comprensiva que abarca desde el Ludlow-Wenlok, es algo que no podemos asegurar.

2.1.3 Carbonífero (H)

Espesor aproximado, 400-450 m.

En franca discordancia erosiva y comenzando generalmente por una colada de material volcánico tipo andesita, se desarrolla una potente serie de características eminentemente detríticas. A esta importante masa de materiales se le ha asignado desde siempre una edad carbonífera bajo facies culm.

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 o esquistos micáceos, 80 m.
- Tramo superior eminentemente detrítico, conglomerados, grauwacas y pizarras detríticas, 300-350 m.

Las filitas con esquistosidad de flujo [de recrystalización] marcada, formando ángulos de 30° con estratificación residual. Tamaño de grano variable con el bandeado composicional existente, con zonas criptocrystalinas y microcristalinas.

La zona criptocrystalina coincide con una composición marcadamente micácea:

Moscovita + Serícita, 90 por 100.
Cuarzo, 10 por 100.

La zona microcristalina más rica en cuarzo:

Cuarzo + Albita (Subordinada), 50 por 100.
Serícita + Clorita + Moscovita + Biotita (incipiente), 50 por 100.

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

Metamorfismo regional dinamothermal, 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 recristalizada.

Las grauwacas con textura epiclástica con componentes variando entre los tamaños arenita a limo, mal calibrado. 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.

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 postdiagénéticas, definen un ambiente entre diagénesis tardía y metamorfismo epizonal.

2.1.4 Consideraciones generales sobre el Paleozoico

Se puede afirmar que las secuencias sedimentarias originales han sobrepasado los límites de la diagénesis, y sus caracteres actuales corresponden a los de un metamorfismo epizonal regional estático, que en general no sobrepasa las facies de la pumpellyita-prehenita 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 (grauwacas, 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 las 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; si es una caliza arenosa pasa a ser un esquisto de epidota pumpellyta con recristalización completa.

2.2 MESOZOICO

Sedimentación totalmente influenciada por la presencia constante de un alto fondo o umbral de establecimiento muy precoz y que servía de enlace entre una cuenca marina, de máxima subsidencia, al SO., y otra primero epi-nerítica y después semiaislada del mar abierto, al NE.

Entre la cuenca del Ebro y el fondo de golfo o lagoon del Garraf se articuló primero el hingeline del mar Jurásico, más tarde se desvela la silueta del alto o cabo de Tarragona-Bonastre. De esta forma las dos series sedimentarias de uno y de otro lado, Cuenca mesozoica del Ebro y Cordilleras litorales, mantienen caracteres netamente diferenciales. Constituye, pues, una región sumamente interesante, pues personaliza el último eslabón de las Cordilleras costeras catalanas y su enlace con la vecina Cuenca mesozoica de la desembocadura del Ebro.

2.2.1 Triásico

Representado en forma muy completa y constituido por tres tramos característicos cuya estratigrafía ha sido desvelada por C. VIRGILI en numerosos trabajos considerados como básicos. Unicamente por litofacies y con referencia a dichos estudios hemos dado su cronología.

2.2.1.1 *Buntsandstein* (T_{Q1})

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, 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* (T_{Q2})

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

A. *Muschelkalk 1* (T_{G21})

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. 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 diferenciarla cuando las relaciones geométricas aparecen claramente.

B. *Muschelkalk 2* (T_{G22})

Espesor variable entre 25 y 60 m., quizá con un máximo acusado en la zona de la 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 a alabastrós.

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* (T_{G23})

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 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 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 Ilerdiense (Eoceno basal). Claramente visible en la región de Bonastre y sumamente laminado en el horst Pre-litoral (La Riba-Cabra del Campo). En las Hojas contiguas puede llegar a alcanzar espesores próximos a los 100 m.

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.

Morfológicamente corresponde a zonas blandas con ciertos relieves en cuesta de los tramos más dolomíticos.

Carente de cuarzos bipiramidales y resto alguno de fauna.

Una característica muy constante de toda la serie carbonatada triásica es la presencia de granos poco rodados de cuarzo que en ocasiones llegan a constituir hasta un 5 por 100 de la muestra.

2.2.2 **Jurásico**

La Hoja de Tarragona, limítrofe por el Sur con 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 mesozoica de la desembocadura 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 isólicas, 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).

Tan sólo dos afloramientos hemos atribuido al Jurásico Inferior; uno corresponde a los Klippes de la estructura de Tarragona (La Riera-Ferrán), el otro a la base del sinclinal del Montmell.

El primero está datado únicamente por motivos estructurales y similitud litológica. Se corresponde con una dolomía oscura, microcristalina, violácea a rosada y sumamente tectonizada. Estas facies constituyen el acantilado del Balcón del Mediterráneo, que cabalga al Bajociense y que en el corte de la estación de Tarragona yace sobre facies atribuidas al Keuper. Por otra parte, su similitud litológica con el Lías del Cabo Salou es manifiesta.

El segundo afloramiento 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. Enclima vienen unos 20 m. de dolomías arcillosas, silto-micáceas con tonos amarillo-violáceos. Este tramo contiene abundantes óxidos de hierro en costas, así como moldes de Moluscos y Braquiópodos.

2.2.2.2 *Serie comprensiva (J)*

Espesor máximo, 150 m. (Montmell).

Al este 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 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 Ammonitados 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 coralarios, facies que pueden significar los restos de las posibles formaciones stromatolíticas asentadas sobre la zona de articulación de la plataforma.

No obstante, no deja de plantear un problema estratigráfico importante, ya que la dolomitización secundaria ha borrado todo vestigio de la microfacies que podría permitir la correlación con los niveles sin dolomitizar del oeste 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 ni, 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 representan la totalidad del Jurásico en una zona de «shelf», entre el «hinge-line» y el límite de extensión de la cuenca.

Es muy posible que dentro del bisel, las más amplias líneas de costa correspondan al Lías, la máxima profundidad al Dogger, tras el posible hiatus Calloviense Sup-Oxfordiense pasamos a un Kimmeridgiense netamente regresivo, al menos en el techo, llegando así a un Portlandiense en facies Pürbeck, aún menos comunicado con el mar abierto que en Vandellós, pero existente y en continuidad e identidad de facies con el Cretácico Inferior.

Petrográficamente está constituido por dolomías bréchicas, a veces carníolizadas en la base; este tramo bréchico presenta una distribución muy irregular que escapa a nuestra interpretación paleogeográfica. Sobre éstas se destaca una barra dolomítica de aspecto masivo a veces, y otras bien estratificada. Ocasionalmente aparecen fantasmas de oolitos e intraclastos.

Caracteres finamente cristalinos o en gruesos romboedros, junto con la coloración negruzca y el fuerte olor a H_2S , definen inequívocamente el tramo.

2.2.3 Cretácico

Durante el Cretácico se aprecia la reducción progresiva de las áreas marinas, hecho que imprime a la sedimentación caracteres de continentalidad y borde de cuenca, a la vez que un fuerte adelgazamiento.

En el Cretácico inferior continúan las facies Pürbeck, finales del ciclo Jurásico; no obstante, un mar no lejano invade esporádicamente la cuenca. Estos delgados y constantes niveles marinos permiten datar en todas las transversales Valanginiense y Barremiense. El nuevo ciclo sedimentario se desplaza progresivamente hacia el NE., llegando aquí en el Barremiense Superior - Aptiense Inferior. Rápidamente se iniciará una regresión general Albiense, y la nueva transgresión Cenomaniense es de escasa duración, pues las facies Garumnienses están datadas ya en el Cenomaniense Superior.

2.2.3.1 Valanginiense-Aptiense (C_{12-13})

Espesor máximo, 30 m.

Calizas microcristalinas a lime-mud (biomicritas), calizas finamente cristalinas graveloso bioclásticas (biogravelmicritas/esparita) y finas calcarenitas, constituyen el Valanginiense. No excluimos la posibilidad de que la dolomitización de la formación Peñas Negras alcance a parte del Valanginiense.

Las facies Pürbeck, con Ostrácodos, Charáceas, Dasycladáceas, Gasterópodos y escasos y mal desarrollados Miliólidos, dominan el medio. Una débil incursión marina con carácter stromatolítico es constante en la cuenca, y ella permite datar el Valanginiense Superior por la asociación de:

Simplorthismina milliani,
Pfenderina neocomiensis,
Pseudocyclamina lituus,
Pseudotextuariella salevensis,
Saubaudia minuta,
Cuneolinas primitivas,
Trocholina alpina,
Nautiloculina,
Choffatella,
Actinoporella, y
Salpingoporella.

2.2.3.2 Barremiense

Espesor aproximado, 100 m.

Con ausencia del Hauteriviense, posiblemente por laguna sedimentaria al igual que ocurre en gran parte del sur de Francia, el Barremiense continúa en idénticas facies Pürbeck, pero frecuentes y poco estables invasiones marinas son reconocidas.

Macroscópica y petrográficamente, no existen diferencias entre ambas cronologías, tan sólo la aparición de pequeñas conchas de Rudistas y la instauración progresiva de un régimen más marino sirven al geólogo de campo para diferenciar Valanginiense de Barremiense. Sin embargo, trazar un límite cartográfico, dada la intensa fracturación y la completa identidad morfológica, es totalmente imposible.

Caracterizado por microfacies, se independiza del Valanginiense por la asociación de:

Orbitolipnosis kiliani,
Orbitolinopsos cuvillieri,
Paracoskinolina sunnilandensis,
Cuneolina hensoni,
Trocholina,
Nauticoculina,
Choffatella, y
Gran variedad de algas Dasycladáceas.

La proximidad del alto o cabo de Bonastre, hace que en dicho macizo Valanginiense y Barremiense presenten facies características de un medio más agitado: secundarias oolíticas, intraclásticas, incluso finamente bréchicas, principios de dolomitización secundaria y ciertas costras ferruginosas con granalla limonítica en el puerto de Santa Cristina.

Es asimismo notable la reducción de espesores observada en la región de Salomó, donde todo el conjunto es posible no sobrepase los 60 m.

2.2.3.3 *Aptiense*

Espesor máximo, 60-70 m.

En él se instaura de un modo franco el régimen marino, existiendo todavía recurrencias salobres en el Aptiense Inferior del Garraf más oriental, hecho que evidencia la migración en el tiempo de la transgresión aptiense.

Sobre el Barremiense aparecen dos niveles de margas separadas por una barra calcárea, estos 15 m. constituyen un auténtico nivel guía en toda la cuenca; las margas ocreas, amarillentas e incluso rojizas han proporcionado una pobre fauna de Ostreidos, Sérpulas y Tubos de Gusanos. Aún nos preguntamos si realmente este tramo es equivalente de las facies fin de ciclo que en Vandellós y Salou son intrabarremienses, y si existe o no discordancia entre Barremiense y Aptiense.

Lo cierto es que, a partir de este momento, comienza el ciclo sedimentario cretácico con un claro régimen marino caracterizado por:

Palorbitolina lenticularis, y
Choffarella decipiens,

asociadas a

Orbitolinopsis,
Sabaudia minuta, y
Cuneolinas primitivas

en el Aptense Inferior.

Esta microfauna no es siempre reconocida en todos los cortes; siendo entonces imposible delimitar con claridad Barremiense y Aptiense Inferior.

El Aptiense Superior está perfectamente definido por la presencia de Orbitolinas bien desarrolladas: Mesorbitolina texana, Nautiloculina, Bacinella y Miliólidos abundantes. Rudistas, Lamelibranquios y Equinoideos son frecuentes.

Las litofacies características corresponden a biogravelmicritas y calcarenitas a calcirruditas gravelosas, oolitas, intraclásticas y bioclásticas con cemento de esparita. La estratificación en bancos gruesos, fractura clara y, en fin, la constancia de las calcarenitas, definen inequívocamente el Aptiense Superior.

Aunque en campo, con el uso de la lupa, es fácilmente separable del Barremiense y Valangiense, su separación en cartografía hubiese sido una labor de meses, puesto que morfológicamente todo el paquete carbonatado es idéntico y, además, la intensa tectonización y abundante vegetación impiden, tanto en campo como en fotogeología, interpolar con honradez el límite Barremiense-Aptiense.

A. *Dolomías Superiores* (Cd₁₅₋₁₆)

Espesor, entre 30 y 60 m.

La proximidad al macizo de Bonastre, del que hablaremos más tarde, se manifiesta también en el Aptiense Superior por la progresiva aparición de

facies más agitadas, netamente oolíticas y por una dolomitización secundaria que en ocasiones llega a borrar todo vestigio petrográfico. Estas dolomías superiores corresponden, pues, a calcarenitas oolíticas y pseudoolíticas, con numerosos fantasmas de microfauna y en ocasiones auténticos biostromos de Rudistas.

La dolomitización puede alcanzar, y de hecho alcanza, a la base del Albiense, y dentro del tramo es posible encontrar irregularmente distribuidos todas las proporciones posibles entre caliza y dolomía.

Su expresividad morfológica es clara, y por esta causa han sido independizadas en el mapa, asignándoles ya una edad Aptiense Superior - Albiense.

2.2.3.4 Albiense (C₁₆, Cs₁₆)

Durante el Albiense, la cuenca marina es sumamente expresiva, puesto que en muy corto espacio (Hojas de Valls, Villanueva y Tarragona) hemos podido correlacionar y separar cartográficamente tres facies distintas. Es decir, un cambio lateral de facies, desde las pelágicas con Ammonites a las laguno-continuales con yeso y lignito, pasando por las neríticas de plataforma.

Estas isópicas permiten de una parte la datación de los tramos estériles o poco expresivos, y de otra, el trazado de una fina paleografía.

Dentro de la Hoja de Valls tan sólo afloran las facies neríticas al este de Bonastre, siendo aún posible reconocer en ellas ciertas influencias pelágicas procedentes, sin duda alguna, del Garraf. Las facies con marcada influencia continental afloran en la región del Salomó, zona que, junto con Tarragona-Salou, constituyan ya los bordes de la cuenca marina.

A. Facies neríticas (C₁₆)

Espesor medio, 80-90 m.

Constituido por biomicritas, biomicritas gravelosas con coated-grain y calcarenitas bioclásticas, oolíticas y pseudoolíticas con cemento de esparita. Estas litofacies alternan con margas verdes, muy calcáreas, en ocasiones nodulosas y dolomíticas.

Estos breves episodios margosos constituyen auténticas «tafocenosis» de Orbitolinas, siendo muy frecuentes en ellas Rudistas (Toucasia), Lamelibranchios y Equinoideos (Toxaster).

Ciertas influencias pelágicas es posible reconocer gracias a la abundancia de espículas de Espongiarios y Radiolarios, así como, ya en esta región de Bonastre, raros Aptychus y Belemnites.

La microfauna de los niveles más carbonatados muestra una asociación de:

Involutina lenticularis,
Simplorbitolina manasi,
Pseudocyclammina,
Cuneolinas,
Algas,
Corales,
Miliólidos.

Toda la formación muestra progresivamente síntomas de borde de cuenca y continentalidad: rubefacción, adelgazamiento y aparición de tramos francamente detríticos. Pasando, pues, lateralmente a las facies laguno-continetales.

B. *Facies con influencia continental* (Cs₁₀)

Espesor aproximado, 60-80 m.

El corte más representativo corresponde al efectuado en el sinclinal volcado de Salomó.

La serie consta de margas ocre, fuertemente ferruginizadas, arcillitas rojas con riñones de limonita, areniscas con cemento ferruginoso y débiles intercalaciones de yesos rojos y lignitos.

Numerosos interbancos formados por calcarenitas y calcirruditas bioclásticas raramente oolíticas con cemento de esparita y óxidos de hierro.

Estos interbancos presentan una macrofauna exclusiva de Ostreídos muy mal desarrollados y de fina concha. La asociación microfaunística es en general idéntica a la anterior, si bien es de destacar la presencia de pequeñas pasadas centimétricas con Ostrácodos y Algas de agua dulce.

Inmediatamente encima de estas facies, aparecen en Salou, Tarragona y Salomó, las del Cenomaniense marino.

Esta serie, que en ocasiones presenta típicas facies «utrillas», con microfauas muy albienses (*Involutina lenticularis*), y situada entre el Aptiense y el Cenomaniense, es indudable que en su mayor parte ha de corresponder al Albiense.

La falta de buenos afloramientos nos impide asegurar la contemporaneidad perfecta entre las distintas facies y, por otro lado, las influencias continentales pueden haber empezado a manifestarse en el Aptiense Superior e incluso continuar durante el Cenomaniense.

2.2.3.5 *Cenomaniense* (C₂₁, C_{G21})

La rápida invasión marina del dominio continental albiense aboca en seguida a condiciones salobres que definen unas facies típicas garumnien-ses: el mar no está muy lejos y recurrencias marinas en el Cabo Salou permiten datar el Paleoceno Medio de lleno ya en las facies lagunares; por encima de este último episodio existen aún 40 m. de sedimentos francamente salobres en los que es posible se incluya el Paleoceno Superior (Cabo Salou-Hoja Tarragona).

Así pues, la más alta edad datada corresponde a un nivel con Alveolínidos, Cenomaniense Medio; encima las facies con Charáceas no permiten una mayor precisión, y es en ellas en las que no es muy arriesgado imaginar una facies compresiva que incluya el Cretácico Superior y signifique el tránsito al Paleoceno.

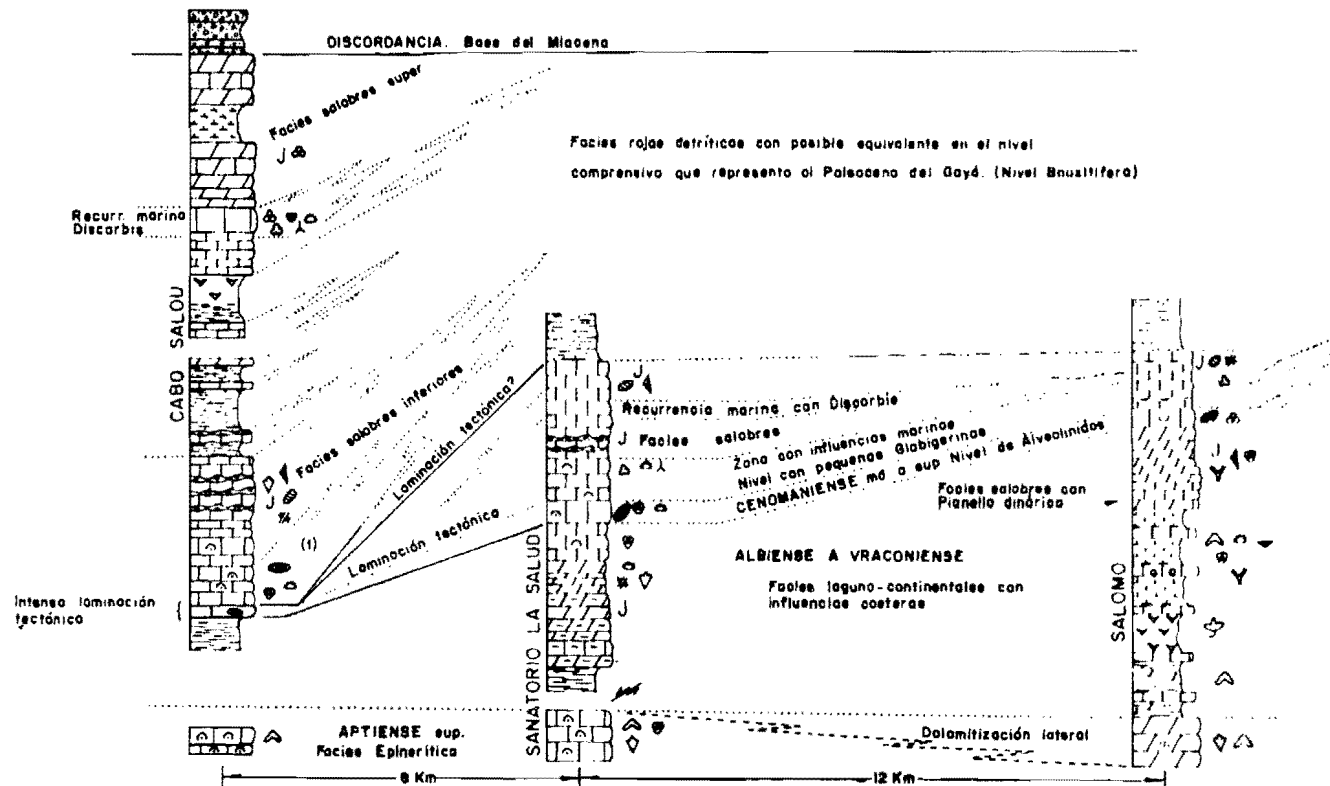
Está claro que en tales condiciones salobre-lagunares hablar de isócronas es muy problemático; así ocurre, en efecto, pues el único nivel que podemos considerar Isócrono corresponde a la base marina de la formación, que además es un excelente nivel gufa. Por encima de este tramo ma-

ESQUEMA DE CORRELACION AL CRETACICO SUPERIOR-PALEOCENO

ESCALA VERTICAL 1:1.500

S.W.

N.E.



(1) Nivel con *Giomolvalina dachetensis* y *G. telemetensis*. Paleoceno medio.

rino las facies rojas continentales, salobres, e incluso las influencias marinas con Globigerinas, se sitúan de manera variable en las series litológicas estudiadas, índice inequívoco de su carácter local, a modo de grandes cuñas o lentejones.

Nuestra cartografía distingue tres facies diferentes en la Hoja de Tarragona; en la de Valls sólo afloran dos de ellas, que han sido cartografiadas por separado.

La lámina 1 muestra un esquema paleogeográfico y de correlación al Cretácico Superior.

A. *Facies marinas* (C₂₁)

Comprenden un primer episodio carbonatado con potencia próxima a los 45 m.; de ellos, los 25 m. iniciales son netamente marinos, los restantes corresponden a un medio abrigado y poco profundo, pero con influencias marinas.

Litológicamente, lo constituye un conjunto muy estratificado en la base y muy tableado, esquistoso y noduloso en el techo, de calizas blancas bien compactas con acusado carácter morfológico. Son biomicritas y bioesparitas con escasos niveles finamente calcareníticos; una dolomitización secundaria afecta indistintamente a la serie.

La asociación microfaunística es, para la base marina, de: *Prealveolina* cretácea, *P. tenuis*, *Cisalveolina*, *Ovalveolina*, *Vidalina* hispánica y *Rhapydionina* dubia, *R. cf. lauricensis*, así como abundantes Rotálidos, Miliólidos y Moluscos. La asociación es indudablemente de una edad Cenomaniense Medio a Superior.

El medio salobre se instala progresivamente y aparecen las facies con Charáceas, Ostrácodos, Miliólidos mal desarrollados y ciertas pequeñas Globigerinas que denuncian una influencia marina.

B. *Facies rojas* (C_{G21})

Su espesor es difícilmente apreciable, pero, desde luego, no inferior a los 40-50 m.

Base constituida fundamentalmente por margas salmón a grises con débiles intercalaciones de micritas con Ostrácodos y Charáceas, de color chocolate y fuertemente fétidas. Progresivamente, la serie es más roja y detrítica, estando formada por areniscas rojas bien seleccionadas que engloban con frecuencia cantos calcáreos de material cretácico, arcillitas versicolores con nivelillos de yeso y microconglomerados con una incipiente granoselección.

Este tramo plástico ha jugado un importante papel en el despegue de la estructura de Salomó.

En el Cabo de Salou se desarrolla la serie paleocena en facies carbonatadas que contienen un nivel con *Glomalveolina dachelensis* y *G. telemeensis* que deben representar el Paleoceno Medio, facies rojas detríticas y al menos 40 m. de facies salobres bajo la discordancia miocena.

Esta serie completada en el cabo Salou correspondería, en nuestra interpretación paleogeográfica, a un equivalente lateral del Paleoceno bauxífero de la Cordillera Prelitoral, siendo en ésta un auténtico paleosuelo libre de influencias marinas procedentes del Mediterráneo y cuya extensión en tiempo será más amplia a medida que va quedando emergido un país desde la regresión albiense.

Sobre esta serie comprensiva se depositará el llerdiense, procedente ahora de la cuenca paleógena del Ebro.

2.3. CENOZOICO

Sedimentos de esta edad procedentes de dominios marinos muy diferentes están representados en la Hoja de Valls.

El Paleógeno procedente de la cuenca terciaria del Ebro aflora en el rincón NO., región de La Riba-Montblanch. El Neógeno procedente del dominio Mediterráneo ocupa gran parte de la depresión Valls-Reus.

2.3.1 Eoceno

Aunque en la leyenda del mapa 1:50.000 sólo hemos representado y, por tanto, cartografiado las facies lacustres y continentales del Eoceno Inferior, existen numerosas que nos llevan a pensar en la presencia de un llerdiense marino completamente dolomitizado y que en nuestra cartografía debe estar incluido en el Muschelkalk 3, del que es imposible separarlo.

Junto a las razones expresadas gráficamente en la lámina 2: espesor anómalo del Muschelkalk 3, fantasmas de Alveolínidos en las dolomías de la transversal de Cabra del Campo y dolomitización incipiente en las facies salobres del Cuisiense, agregamos que, sobre la Mesa de Llavería, punto alto del Priorato, 40 km. al SO. del Riba, hemos reconocido la existencia de Eoceno marino con Alveolínidos y Nummulítidos.

Es, pues, indudable, que la cuenca marina eocena no finalizaba en la transversal de Vallespinosa, hecho por otra parte evidente al comprobar la existencia continua hasta más allá de Esplugas de Francolí de las facies Cuisienses y ¿Lutecienses? Estas facies, netamente regresivas sobre el llerdiense, difícil es imaginarlas más allá de los antiguos límites de la transgresión llerdiense.

La presencia en Cabra del Campo de un tramo muy laminado en el que están representados Keuper y Paleoceno, y la ausencia de afloramientos del Keuper en la estructura de La Riba, nos lleva igualmente a pensar en la laminación tectónica del tramo incompetente que representa el Paleoceno.

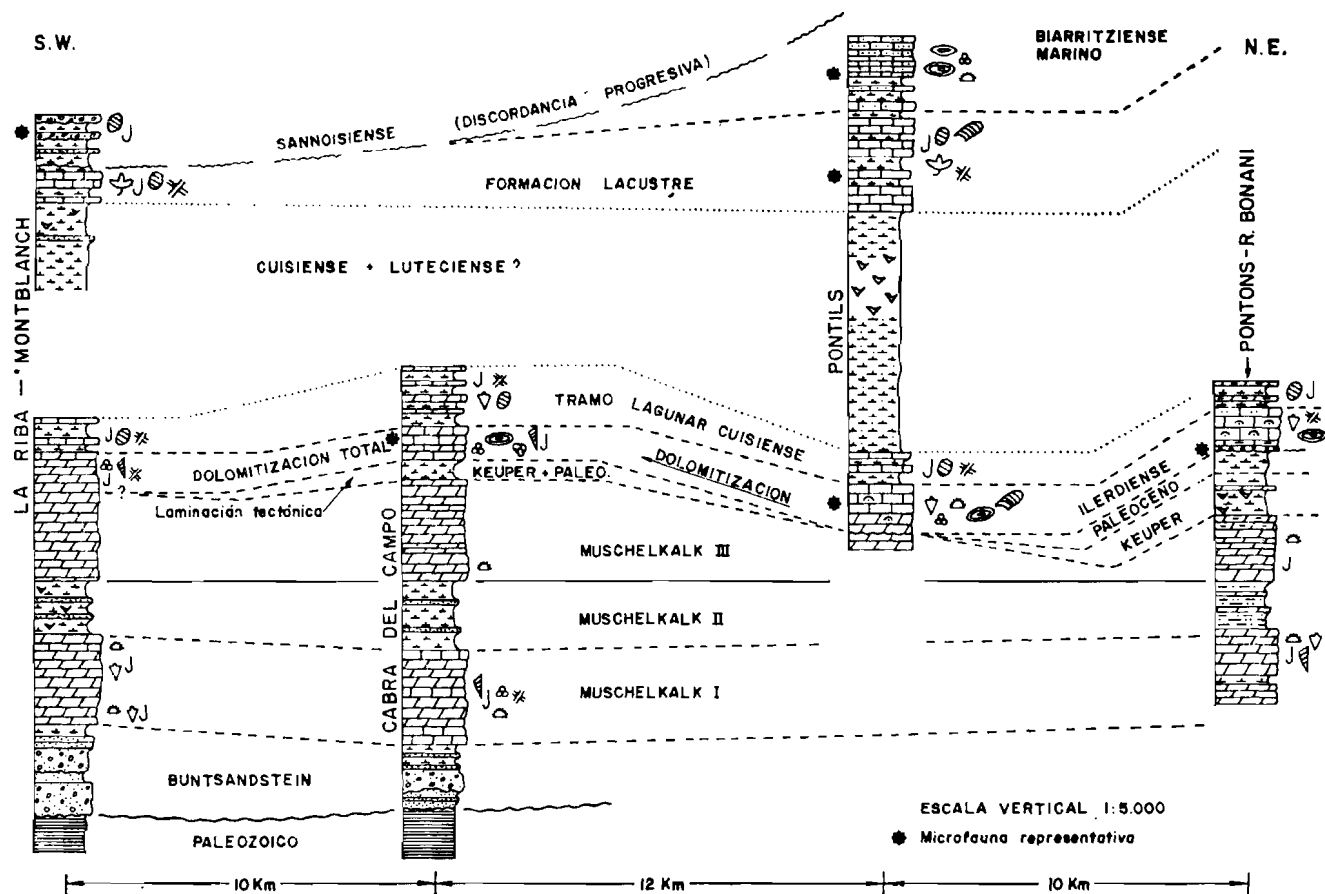
Ante estos hechos, creemos conveniente describir en esta Memoria tanto el Paleoceno como el llerdiense.

2.3.1.1 Paleoceno

Espesor variable máximo, 30 m. (Laminado por tectónica.)

Sobre el Keuper del Horst del Gayá, y fácilmente confundible con éste a causa de una cierta convergencia de facies, se observa un tramo funda-

ESQUEMA DE CORRELACION AL ILERDIENSE



mentalmente 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 equipararlo a una etapa comprensiva que podría abarcar desde el Albiense Superior hasta el Ilerdiense.

2.3.1.2 Ilerdiense

Espesor, 25-30 m. (Dolomitizado totalmente.)

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

Glomalveolina lepidula,
Alveolina aragonensis,
Orbitolites latimarginalis,
Orbitolites biplanus,
Orbitolites complanatus,
Spirolina cylindrícea,
Lockarthia,
Idalina y Lacazina blumenthali.

acompañados por Valvulinidos, Algas Coralináceas y Dasycladáceas, Pene-róplidos, Rotálidos, Gasterópodos y Lamelióranquios.

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

2.3.1.3 Cuisiense (T_{22}^{Aa1} , $T_{22-21}^{Aa1-Ab3}$)

Espesor del orden de 220 m.

Tras la rápida transgresión marina del Ilerdiense, el medio de sedimentación se confina y pronto lo invade el material clástico terrígeno producto del desmantelamiento de los «horst» residuales. Las facies continentales van a ocupar gran parte del Eoceno Inferior y Medio, pues hasta el Biarritziense, que no aflora en la Hoja, pero sí a 8 km. de su borde Norte, 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 más al NE.

Como en la zona sólo están representados los 60-80 m. iniciales de la formación, hemos preferido asignarle solamente edad Cuisiense.

La base (T_{22}^{Aa1}), con espesor máximo de 30 m., constituida por margas dolomíticas y margas amarillentas, arcillas rojas, verdes y violetas que alternan con bancos muy tabeados de biomicritas y bloesparritas arcillosas y ligeramente dolomitizados, presenta en los niveles carbonatados:

Restos de Moluscos,
Algas de agua dulce,
Cyanophyceas,
Charáceas,
Ostrácodos,
Rotálidos.

Sobre este tramo inicial se desarrolla una potente serie roja ($T_{22-21}^{Aa1-Ab3}$) de la que sólo están representados sus metros iniciales: Margas y arcillas rojas se extienden, verticalmente, hasta la base de la formación Pontils, donde aparecen yesos y lentejones de areniscas.

La busca de Charáceas u Ostrácodos sueltos, con el fin de determinar la edad de este tramo, ha sido infructuosa.

2.3.2 Mioceno

El ciclo mioceno está constituido por tres formaciones claramente diferenciables, la inferior y superior con marcado carácter continental, la intermedia netamente marina.

Las dos formaciones continentales son prácticamente azoicas, mientras que la marina, rica en macro y microfauna, no es muy expresiva, debido tanto a causas imputables al medio sedimentario como al escaso tramo estratigráfico representado.

2.3.2.1 Formación de base (T_1^B)

Espesor sumamente variable, su carácter de formación de relleno así lo hace en principio suponer; alcanza al menos 30 m. en las gargantas del Gayá.

Sobre una brecha calcárea o paleosuelo, inmediatamente encima de los paleorrelieves mesozoicos, se desarrollan facies conglomeráticas gruesas, poco seleccionadas y rodadas. Ocasionalmente existe una cementación secundaria de los tramos iniciales, pero lo característico es la existencia de una matriz margo-detrítica que presta al conjunto una cierta coloración rojiza. En un 90 por 100 la naturaleza de los cantos es cretácica, abundando los grandes bloques e incluso «galets mous» de las facies Garumnienses y Albienses.

Fuera de esta Hoja hemos encontrado, en un constante nivel de margas salmón, sito en el techo de la formación, quizá las primeras formas autóctonas del Mioceno: *Microcodium*, *Elphidium* cfr. *advenum*, *Cibicides* sp., *Os-*

trácodos y restos de Gasterópodos y Algas incrustantes; esta microfauna presenta ciertas señales de transporte y está acompañada por innumerables foraminíferos cretácicos. Su valor como autóctona es, pues, bastante dudoso.

En la próxima Hoja de Villafranca del Panadés, el episodio continental se completa con la deposición de 60-70 m. de yesos con innumerables restos vegetales.

Esta formación de origen aparentemente torrencial, que aboca en condiciones lagunares, significa el relleno inicial del surco tectónico creado y su cronología nos ha sido imposible fijar. Admitimos para ella una edad miocena, manteniendo muchas reservas en esta atribución.

2.3.2.2 *Tortonienne Superior-Andalucienne*

El episodio marino es sumamente interesante, pues hasta cuatro facies distintas pueden corresponder a un mismo intervalo-tiempo, en las vecinas Hojas de Villafranca y Villanueva.

En la que ahora nos ocupa hemos cartografiado tres facies: una calcárea arrecifal, otra prácticamente isócrona, facies costeras y una tercera de estuario, no libre de influencias salobres.

Así, pues, desde las primeras manifestaciones marinas del Mioceno Superior, y en razón de una paleogeografía muy diversa, las facies se imbrican de forma espectacular.

Nuestra cartografía no es más que una representación de líneas isópicas y constituye un mapa de litofacies. La reconstitución espacio-tiempo necesita la definición de superficies isócronas que quizá hubiésemos logrado con tiempo suficiente para estudiar palinología y nannoplancton.

Un estudio Macrofaunístico exhaustivo ha sido realizado por J. PORTA. Las innumerables especies descritas no permiten tampoco conclusiones estratigráficas muy precisas.

A. *Facies calcárea arrecifal* (T^{Bc3-Bc}₁₁₋₁₂)

Espesor máximo, 20 m.

Claramente transgresiva sobre la formación de base, se encuentra siempre apoyada sobre un paleorrelieve, pudiendo migrar tanto en el tiempo como en el espacio. Posiblemente se desplazaría con la progresiva invasión marina de la fosa tectónica.

Espesor muy variable en función del tiempo que han perdurado las condiciones ambientales óptimas para su desarrollo; el máximo corresponde a la zona de Vespella.

Constituida por biomicritas con estructura stromatolítica, calizas biohermales y calcarenitas graveloso-bioclásticas con cemento de micrita o esparita. Siendo característica la presencia de aislados granos de cuarzo.

Los organismos constructores son tanto Algas coralinas como Briozoarios, Coralarios e incluso lumaquelas de Ostreidos y Lamelibranquios diversos. Su estudio en lámina delgada ha proporcionado una microfauna caracterizada por la asociación de Operculinas, Amphisteginas, Heterosteginas, Miliólidos, Biseriados y ciertos Alveolínidos. Numerosa microfauna resedimentada acompaña a la autóctona.

Al separarnos del paleorrelieve, las facies son menos carbonatadas, más silto-margosas y mediante largas y estrechas cuñas pasan lateralmente a la facies costera.

B. *Facies costera* (Tm^{Bc3-Bc}_{11-12})

Potencia muy en consonancia con su equivalente lateral. Con aspecto noduloso o boudinado representa una alternancia de margas silteosas amarillas a ocre y bancos centimétricos de calizas silto-margosas, arcillosas, con cemento de microesparita y micrita; el grado de cementación y la proporción de cuarzo y arcilla están estrechamente relacionadas con la distancia al paleorrelieve.

Abundante macro y microfauna existe en la formación; los levigados han proporcionado listas interminables caracterizadas por la asociación de foraminíferos bentónicos litorales, resistentes a las variaciones de salinidad, ante todo *Ammonia beccarii*. Destaca la presencia de especies exclusivas del Mioceno o especialmente frecuentes en el Mioceno Superior como: *Uvigerina tenuistriata*, *Cassidulina laevigata*, *Bulimina elongata*, *B. lappa*, *B. echinata*, *Virgulina* *miocénica*, *Bolivina scalpata* *miocénica*, *B. cf. arta*, *B. cf. robusta*, *Globigerinoides cf. bisphericus*, *Heterostegina*, etc. La asociación carente de las valiosas formas planctónicas indica una edad Tortoniense Superior-Andaluense.

C. *Facies marina de estuario* (Ts^{Bc3-Bc}_{11-12})

Su espesor visible puede ser evaluado en unos 180 m.; si bien, cuando las condiciones paleogeográficas lo permiten, dentro de ella se desarrollan las facies recifal y costera.

Con carácter eminentemente detrítico, sus litologías, tales como arenas, areniscas micáceas con cemento carbonatado y calcirruditas arenosas son las más frecuentes. La deposición es aún muy cercana a la costa y en ella persisten condiciones ambientales extrañas e influencias salobres muy acusadas: *Ammonia beccarii*, *Elphidium cf. decipiens*, *E. complanatum*, *E. cf. exoletum*, *E. cf. crispum*, *Nonion stelligerum*, *N. boueanum*, etc.

En resumen, las facies son todas de aguas muy someras, sucediéndose alternativamente sedimentos de playa, estuario y de aguas francamente salobres.

2.3.2.3 *Mioceno Superior* (Tc^{Be}_1)

Espesor aproximado, 40-60 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 facies continentales del Vallés-Panadés, donde el Profesor CRUSAFONT

ha determinado la existencia de faunas Vindobonienses, Vallesienses, Pirkermienses y Pontienses sucesivamente.

Desde los últimos yacimientos de vertebrados en Piera y Mostalet, 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, Candona 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 Dr. TRILLA. Dicho estudio sostiene como interpretación el que estas facies corresponden a un equivalente lateral de las formaciones marinas, cambio que va a 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 indentada 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. (Montroig-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

Ese 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 relieves periféricos, 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 metro.

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. Depósitos torrenciales-Rambla (Qg)

Espesor máximo, 40 m. (datos de sondeo).

Material detrítico fino con cantos gruesos y paleocanales distribuidos muy irregularmente. La procedencia de los cantos es sumamente variable de unas zonas a otras, estando mucho más representados los procedentes del paleozoico.

La génesis del depósito no es muy clara, ya que presenta caracteres torrenciales y aluviales. Creemos que los dos fenómenos están realmente representados y que el depósito puede corresponder a la parte distal de los conos de deyección, que es a su vez o sucesivamente trabajada por ramblas o aguas de régimen continuo. Estas etapas torrenciales y aluviales pueden haber sido varias y así llegar a una tal disposición actual donde es imposible separarlas.

Hagamos constar que los datos de sondeo usados como apreciación del espesor de estas dos formaciones pueden llevarnos a cifras muy lejanas a la realidad, ya que la interpretación no es nada fácil, pues su sustrato (Mioceno Superior) es en sondeo poco diferenciable.

2.4.3 Aluvial de Francolí y Gayá (Q2, Q2a)

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, 6 a 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.

2.4.4 Depósitos de ladera (QL)

En la garganta del Francolí, al sur 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.

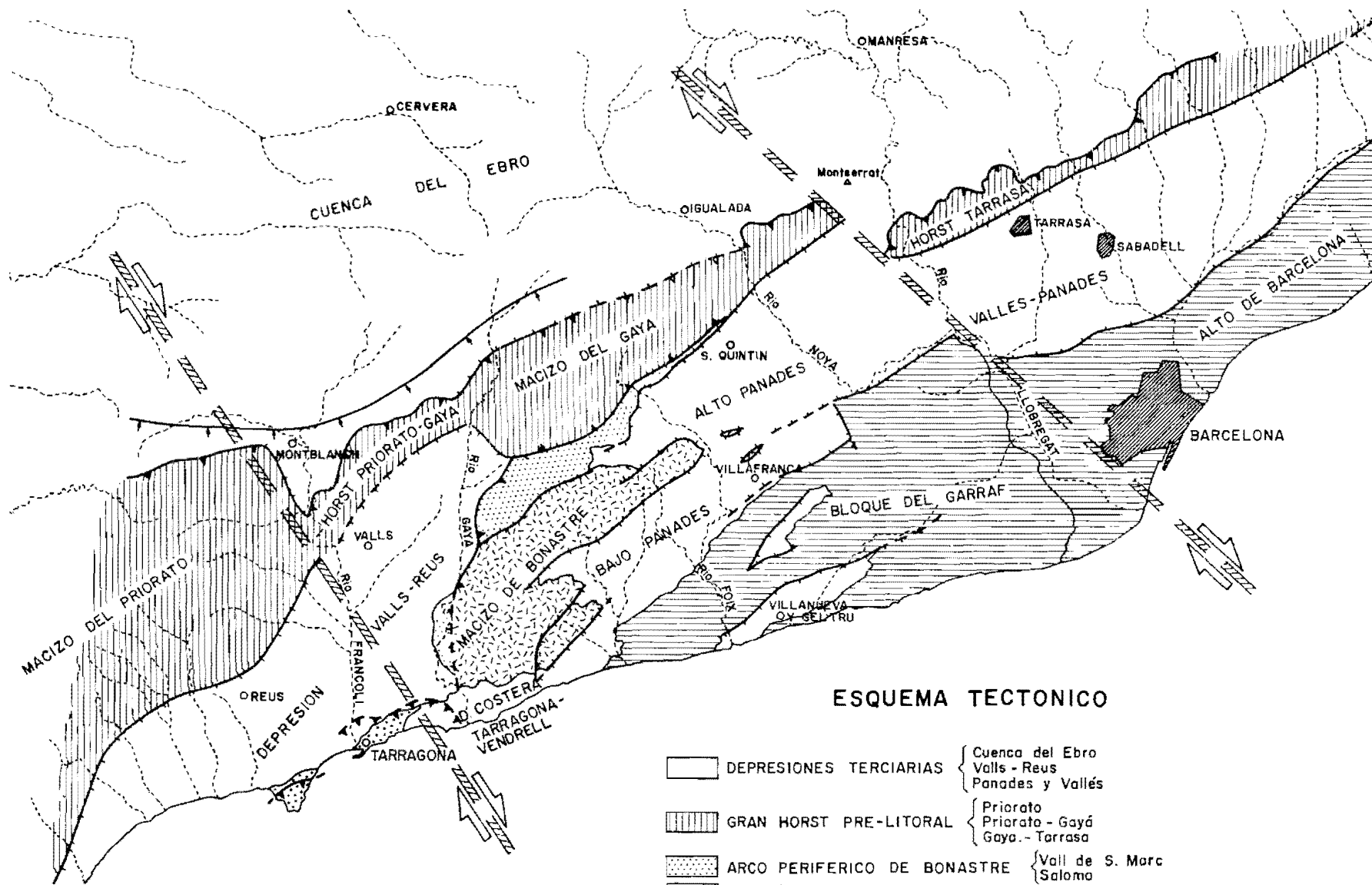
2.4.5 Cuaternario indiferenciado (Q)

Incluimos aquí limos y suelos, depositados preferentemente en los barrancos de escasa pendiente. Se corresponden siempre con zonas deprimidas que soportan un intenso cultivo y que tapan considerablemente los afloramientos de materiales cenozoicos.

3 TECTONICA

Llegado el momento de definir unidades estructurales, es evidente que el marco geográfico de la Hoja de Valls resulta realmente limitado, pues los caracteres de estas unidades deben de ser entendidos a escala regional.

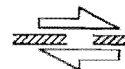
A fin de justificar nuestro análisis estructural y facilitar al lector la comprensión del problema, incluimos en esta Memoria dos esquemas tectónicos a escalas 1 : 500.000 y 1 : 250.000. Dichos esquemas cubren gran parte de las Cordilleras costeras catalanas y cuencas anexas e interiores.

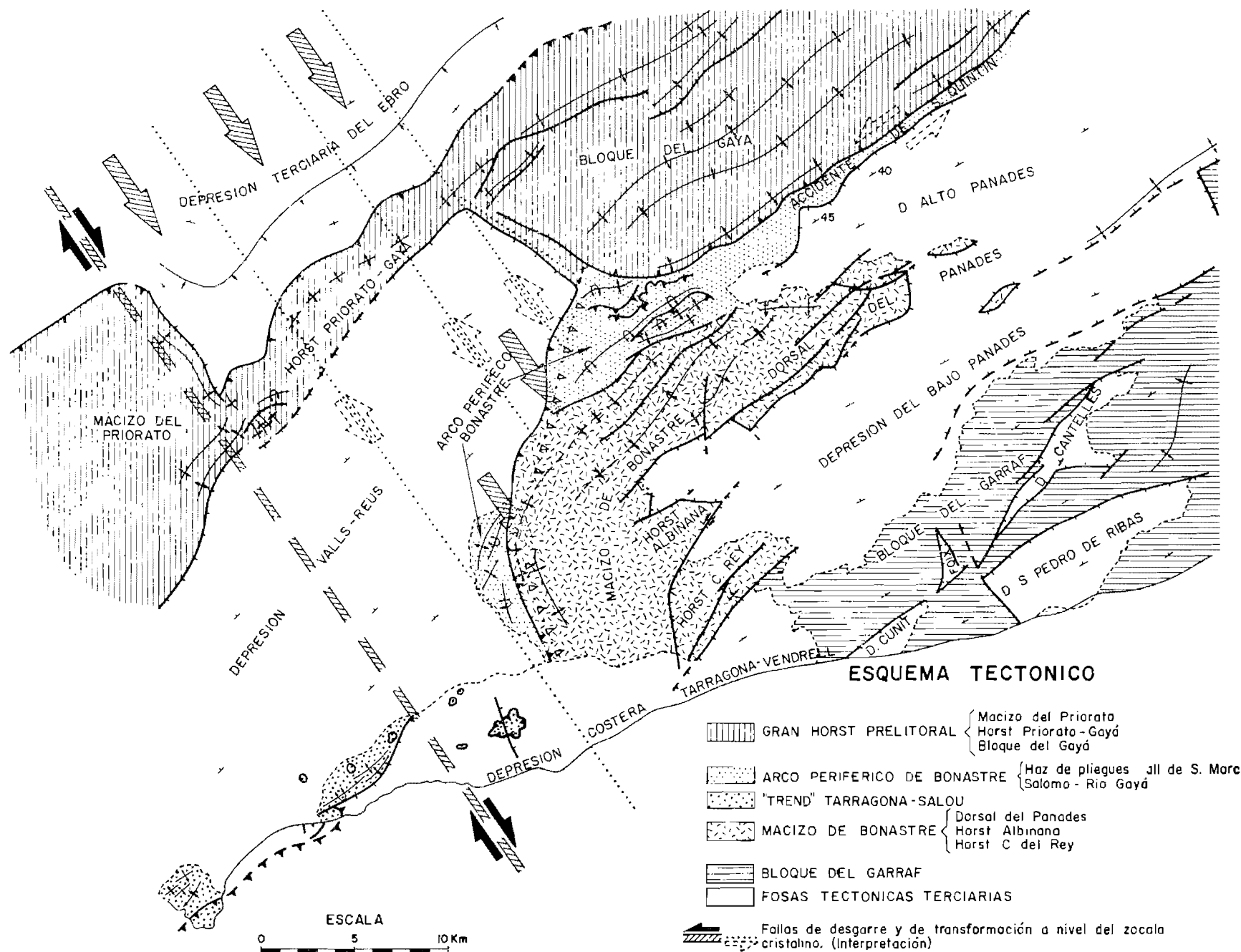


ESQUEMA TECTONICO

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

ESCALA
0 5 10 15 20 Km


 GRANDES FALLAS DE DESGARRE



3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

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

1. Gran horst prelitoral, en sus sectores: Macizo del Priorato y Horst Priorato-Gayá.
2. Depresión de Valls-Reus, que llega a enlazar prácticamente con la pequeña Depresión Costera Tarragona-Vendrell.
3. Arco periférico de Bonastre, en sus sectores de Vall de San Marc y de Salomó-Río Gayá.
4. Macizo de Bonastre, con sus horst anejos: Dorsal del Panadés, Albiana y Coto del Rey.

Dos directrices estructurales dominantes son claramente perceptibles; una antigua, con rumbo NO.-SE. (posteriormente removilizada), y otra moderna, que cruza a la anterior prácticamente 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 de la cobertera: un basamento 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 cobertura 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 postmiocénica. Dicho sistema se manifiesta en fallas de desgarre con traslaciones horizontales muy importantes. Dos de estas fallas, francamente espectaculares, son visibles:

Una 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 atribuciones a la traslación en dirección SE. del substratum profundo de la Cuenca Terciaria del Ebro. Donde la flecha del movimiento traslacional 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 ese

sistema de fracturas aparecen posiblemente en una época anteilerdiense. (Accidente de San Quintín-Hoja Villafranca.)

Durante el Mioceno, ~~ese~~ 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 impresionante flexuración de los ejes, desde NE-SO. (Vall de San Marc) a prácticamente N-S. (Salomó), inflexión debida, sin duda, al arrastre producido por la falla Esplugu-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 Gran Horst Prelitoral

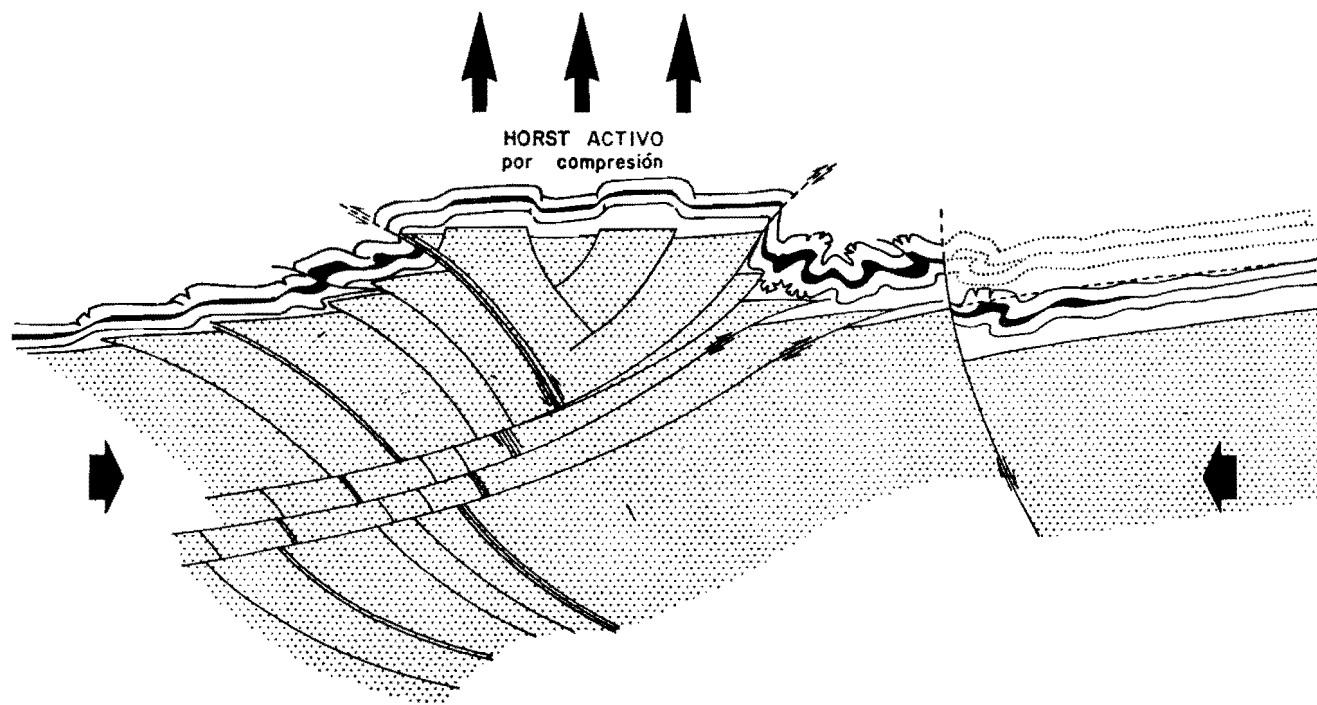
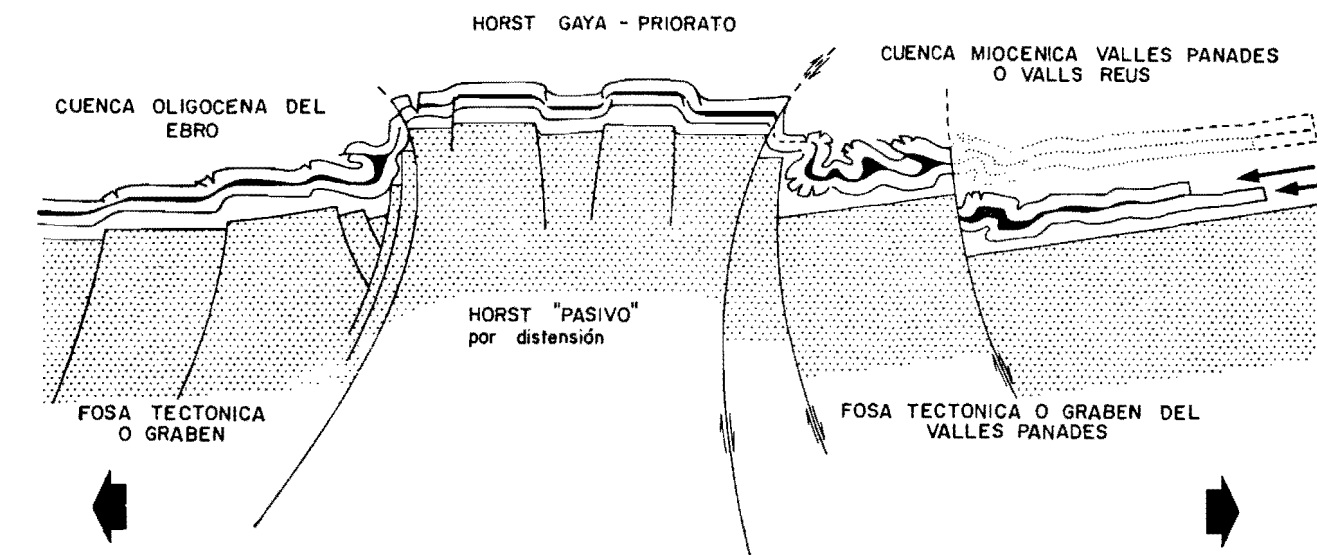
Corresponde a una estructura elevada que separa durante más de 200 kilómetros de longitud las depresiones terciarias del Ebro, al Norte, y de Valls-Reus, Vallés-Panadés, al Sur.

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).

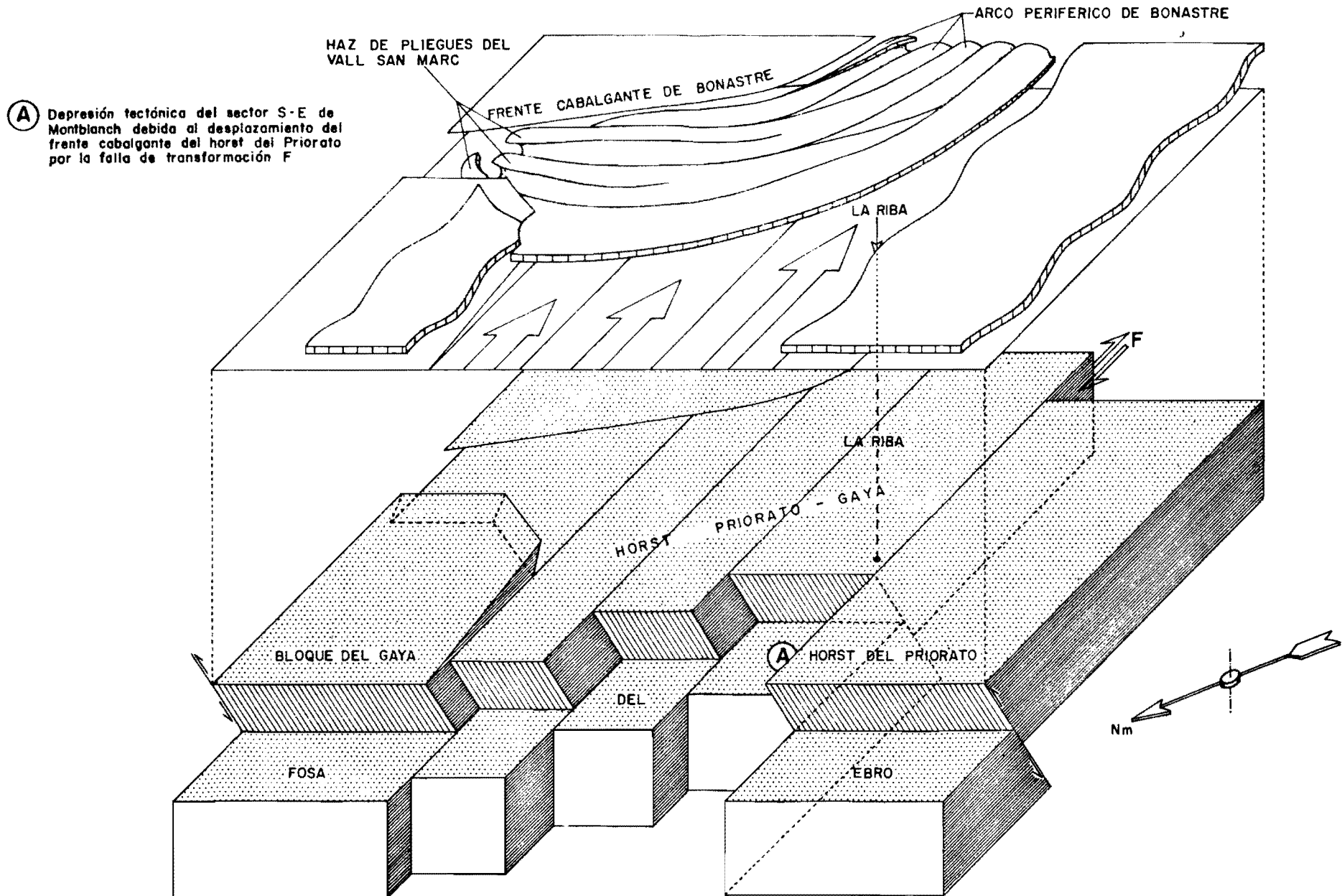
El mecanismo de formación de esta estructura es discutible y participa «a priori» de dos hipótesis de base:

1. Génesis atribuida al movimiento giratorio de bloques rígidos de zócalo que al hundirse hacen que 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. Producto de fallas fundamentalmente inversas, localmente próximas a la vertical en superficie y confundible 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



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



Reus-Valls. Este cabalgamiento hacia el Sur es realmente visible más al NE., donde el sector denominado Bloque del Gayá está limitado al Sur 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 Sur el horst, poniendo en contacto terrenos paleozoicos y miocenos, sería una falla posterior a la formación del horst.

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 comprensión», al menos en su sector septentrional.

Este resurgir del horst es, sin duda, producto de la traslación en dirección SE. del zócalo profundo de la Cuenca del Ebro, traslación de la que son fieles testigos las fallas de transformación, y que provoca compresiones energéticas a nivel 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.

3.2.2 Depresión de 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 sufi-

cientes para que podamos considerar a los accidentes limitrofes afectando a la totalidad de la corteza, atribuyendo el basculamiento a reajustes geotáticos.

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 al 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 monoclinal, 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 Norte.

El gran graben se abre con posterioridad a la fase de cabalgamiento del horst que lo limita al Norte, siendo además posterior a la falla Esplugas-Río Gayá, pues esta última no lo afectó.

Al contrario, la falla de transformación del Llobregat, en su desgarre final, afectó al Mioceno Superior.

3.2.3 Arco periférico de Bonastre

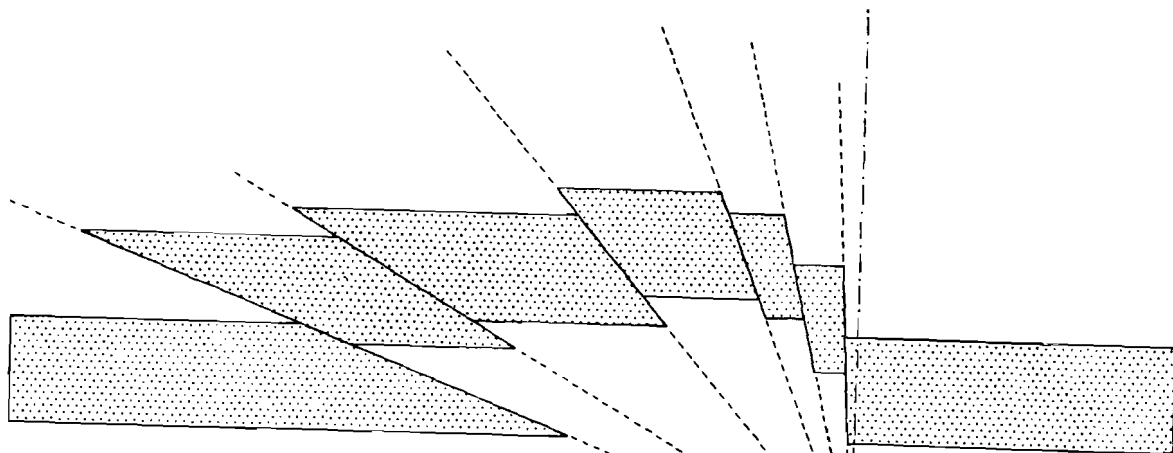
Hemos denominado arco periférico de Bonastre a un surco que circunvala dicho Macizo por el Norte y Oeste y que indudablemente posee características estructurales netamente diferenciales.

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 Salomó-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 del 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 Esplugas-Río Gayá y fallas satélites.

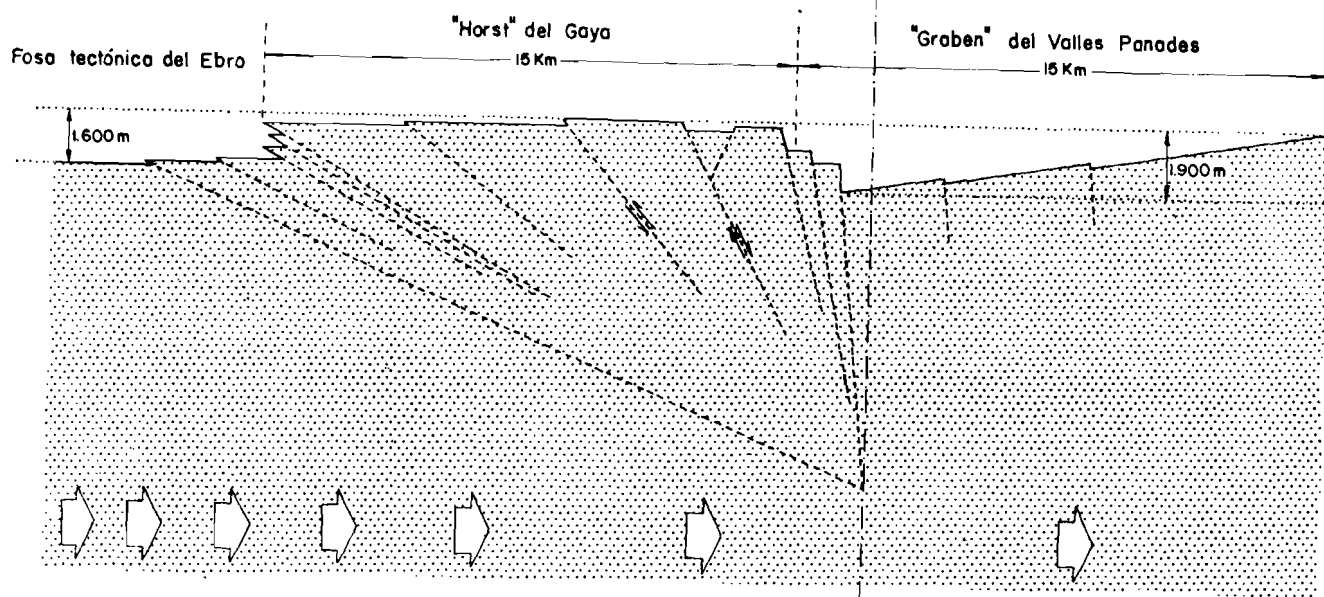
En la vecina Hoja de Montblanch existen, en la proximidad del horst Prelitoral (sector Bloque del Gayá), estructuras volcadas al S., signo que revela una vez más el carácter de inversas de las fallas que bordean por el S. dicho accidente, «horst activo» posteriormente roto por fallas normales que limitan 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



32°

ESTRUCTURA EN "CUÑA COMPUESTA"
(Según Migliorni)



TRASLACION DEL ZOCALO CRISTALINO DEL EBRO HACIA EL S - E

del zócalo, obligando a la cobertera mesozoica a escapar hacia arriba y arrugarse mediante pliegues disarmónicos sobre niveles incompetentes (Buntsandstein-Muschelkalk 2-Albiense-F. Garumnienses, etc.).

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 norte como sur, sector de la Vall de San Marc. No obstante, el empuje principal se realiza en la dirección N., cabalgamiento frontal de Bonastre en todo idéntico al del horst Prelitoral.

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

3.2.4 Macizo de Bonastre y Horts anejos

Llamamos Macizo de Bonastre a un gran bloque mesozoico que separa las depresiones de Valls-Reus y del Panadés.

Las estructuras en él representadas dibujan una profunda inflexión, paralela en todo a las del horst Prelitoral y Arco Periférico. La violencia y estilo de esta última unidad revelan que el Macizo es una estructura surgida contra la gravedad, reflejo de una tectónica ligada a la translación del zócalo hacia el SE. Junto a esta tectónica tangencial, reflejo en los niveles superiores de los fenómenos profundos, se encuentra desarrollada otra de distensión en el propio Macizo, en su prolongación a la que hemos llamado Dorsal del Panadés y en los horsts de Albiñana y Coto del Rey, que lo enlazan con la Depresión Costera Tarragona-Vendrell y el propio Garraf.

En principio parece difícil conciliar dos estilos tectónicos tan diferentes: 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, BENEO 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 monocinales y con una estructura sencilla debida a una tectónica vertical de bloques de zócalo rígido.

4 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA

Del ciclo paleozoico poco o nada podemos agregar a las ideas regionales que existen del Paleozoico Catalán. En corroboración de éstas, digamos que el Carbonífero en facies Culm se presenta discordante sobre las series precarboníferas: evidencia de la fase bretónica de plegamiento. Por otro lado, las direcciones estructurales, a nivel del Carbonífero que es observable, presentan en general un gran paralelismo con las propias alpinas, formando, pues, un ángulo recto con las direcciones precarboníferas, bien visibles en el sector situado al NE. de Picamoixons.

El ciclo mesozoico comienza con la invasión de la penillanura fini-hercínica por los depósitos laguno-continetales del Buntsandstein. Estas facies detríticas rojas sufren notables cambios de espesor motivados por el propio carácter fluvio-torrencial de sedimentación que rellena, primordialmente, los surcos existentes en la penillanura, a la que fosilizan.

El primer mar mesozoico transgrede rápidamente, y aunque sus depósitos (Muschelkalk 1) están francamente dolomitizados, podemos imaginar el establecimiento de una plataforma poco profunda y estable, donde ciertas 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 ya posiblemente en los barros dolomíticos amarillos y finamente varvados, culmina 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 Triás un doble ciclo sedimentario, es algo realmente imposible de resolver. «A priori», estas orillas estarían en la actual Cuenca Ter-

ciaria del Ebro. Allí, los sondeos petroleros 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 Este.

Posiblemente, a partir del Toarciense comienza una etapa regresiva evidenciada en las facies salobres con Ostrácodos y Gasterópodos, así como 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 cuarzos de gran tamaño al Lías de Mallorca.

Esta etapa regresiva culmina en el hard-ground intra-aalenienense del corte de Vandellós. Este hard-ground, auténtica taphocenosis y en especial de Braquiópodos, Ostreidos y tubos de Gusanos arenícolas, con oolitos ferruginosos de gran talla, granalla limonítica y una espesa costra limonítica, debe realmente significar una emersión. Si existe o no laguna sedimentaria es algo que la intensa recristalización y ausencia de Ammonítidos 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 Aalenienense 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 brutalmente 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 «recesión» (D. V. NALIVKIN, 1956), es decir, una parada en la sedimentación debida a intensas corrientes marinas, los depósitos de plataforma, edad Kimmeridgiense, tienen carácter regresivo, regresión que se acentuaría en el Portlandiense y continuaría hasta la llegada de la transgresión barremiense.

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 el Garraf, el ciclo cretácico comienza con la transgresión aptiense, conservándose aún en el Aptiense Inferior ciertas recurrencias salobres, y existiendo dos niveles de margas ocreas que invariablemente separan Barremiense Superior de Aptiense.

Interpretamos que estos niveles son «a grosso modo» equivalentes con los respectivos de Vandellós y Salou. Así, pues, la ola transgresiva cretácica se desplaza en el tiempo desde Vandellós al Garraf, entre el Barremiense Medio y el Aptiense Inferior.

Interpretamos que la situación real de las isólicas que afloran en Salou-Tarragona corresponden a puntos más septentrionales, quizá varios kilómetros, lo que supone un acercamiento a los bordes del mar infracretácico, 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. Por esta razón hemos asignado a las facies Weald del Cabo Salou una edad Neocomiense, aclarando ahora su extensión hasta el Barremiense Medio, pues el primer nivel transgresivo es de edad Barremiense Superior.

Por otra parte, creemos que los 550 m. de serie, por demás nada blanda, que representan Malm y Neocomiense en Vandellós, no pueden haber sido desmantelados en un brevísimo período erosivo.

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 tímida al principio, representada por 10 m. de espesor de facies todavía poco aireadas de esta edad, y generalizada durante el Aptiense en facies ya francamente marinas.

La transgresión aptiense se establece sobre una plataforma de escaso fondo, agitada y netamente marina. Es notable la reducción considerable de espesor del Aptiense, con respecto al del Garraf, índice inequívoco de que los bordes del mar no están muy lejos. Esta reducción del dominio marino

con respecto al mar jurásico es neta en todo el país catalán, pues ni ésta ni la transgresión cenomaniense llegaron a alcanzar los antiguos límites marinos.

El país emergido ya con el fin del ciclo jurásico, aunque reducido, perdura todavía, y las condiciones epineríticas a neríticas en las que discurre la sedimentación aptiense son rotas por una profunda diferenciación batimétrica de la cuenca, sólo durante el Albiense. Diferenciación de un surco profundo que implica una regresión general sincrónica que alcanza a la región de Bonastre-Salomó, donde hemos reconocido sedimentos albienses con neto carácter laguno-continental.

El nuevo episodio marino iniciado en el Cenomaniense es muy breve, puesto que las facies garumnienses aparecen ya durante el Cenomaniense Medio; la retirada marina está interrumpida por un nuevo impulso transgresivo durante el Cenomaniense Superior y tras él pasamos insensiblemente, en facies progresivamente más laguno-continentales, al posible Paleoceno.

El carácter de estas invasiones marinas, breves, pero quizá extensas, es imposible de definir, puesto que sus afloramientos se reducen a la región de Tarragona-Salomó, la cual corresponde a un umbral o cabo. Es, pues, de suponer que el área invadida fuese mucho mayor de la que ahora dibujan sus afloramientos, habiendo desaparecido al soportar los intensos ciclos erosivos posteriores. La interpretación del Accidente de San Quintín (Hoja de Villafranca) nos lleva a tomarlo como el límite posible de las transgresiones cretácicas.

Las consideraciones expuestas en la lámina de correlación al Ilerdiense y el haber encontrado en uno de nuestros itinerarios de reconocimiento regional Ecceno marino sobre la mesa de Llavería, 25 km. al oeste-suroeste de Tarragona, nos llevan a concebir la cuenca eocena con límites marinos mucho más extensos de lo expresado en la bibliografía consultada.

Es indudable que una emersión general afecta a toda la región 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, al menos desde el Cenomaniense Superior hasta el Ilerdiense. Para muchas zonas donde no llegó la transgresión cenomaniense, su origen puede buscarse en la gran regresión albiense.

Ciertos niveles de este paleosuelo, areniscas con *Microcodium*, *Milló-lidos* 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.

Hemos de pensar que la potente serie marina biarritzense y priaboniense que se encuentra en la vecina Hoja de Montblanch pasó con mucho a la depresión Valls-Reus, pues los 1.400 m. de serie eocena no pueden biselarse de una forma tan brutal. Es decir, no es muy arriesgado pensar que los límites del mar eoceno llegaron al actual Mediterráneo.

En las zonas donde aflora esta serie marina yace bajo las facies conglomeráticas de edad sannolsiense que constituyen un conjunto con 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 desplazarnos 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 traslación 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, quizá intramiocénica. En la estructura de Tarra-gona tan sólo alcanzamos a ver los klippen de Lías fosilizados por el Tortoniense Superior-Andaluciense. Datos de sondeo serían necesarios para dar este movimiento.

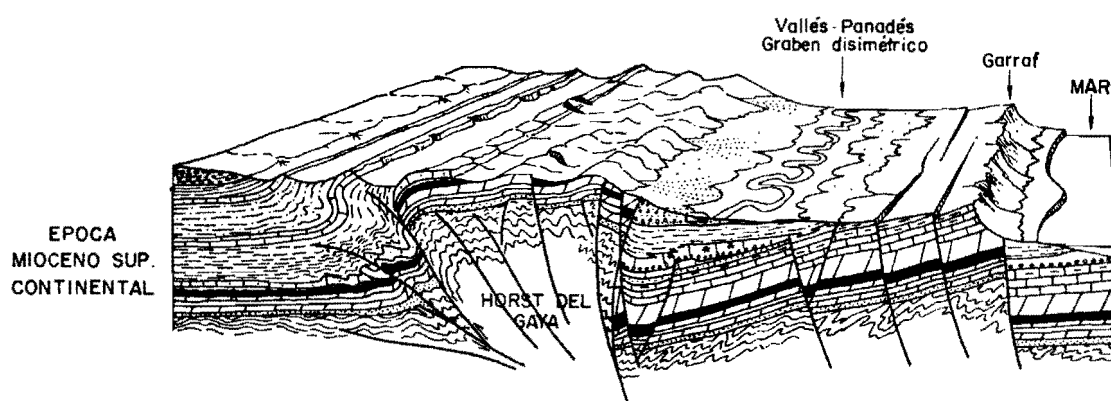
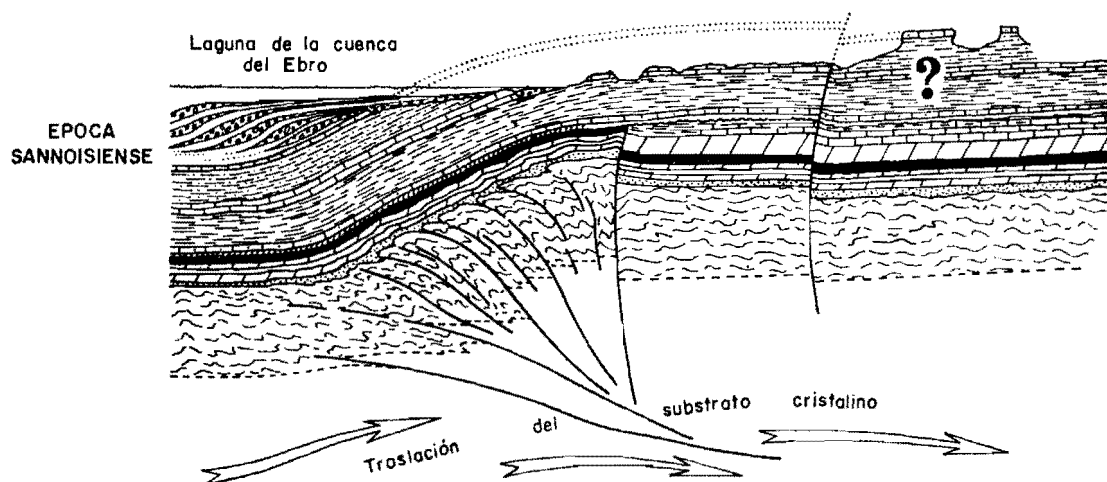
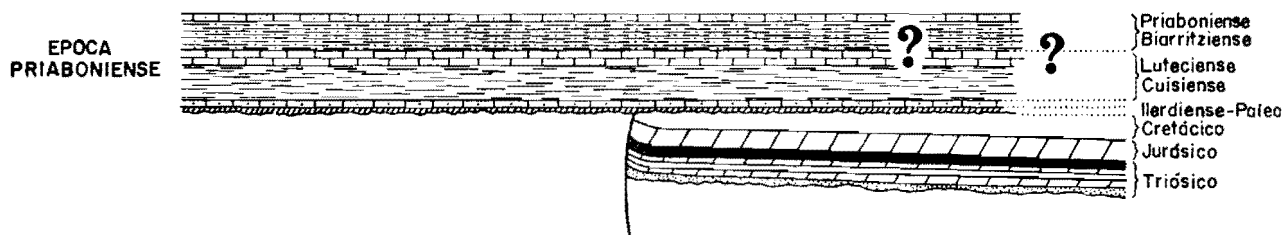
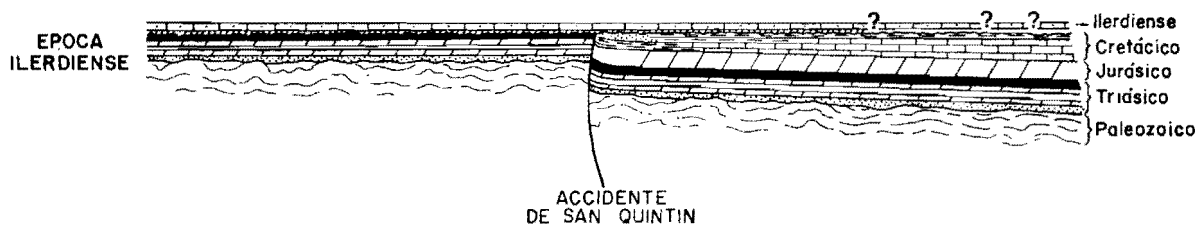
En el capítulo de tectónica hablamos ya de cómo conciliar una tectónica por compresión con una de distensión (esquema de MIGLIORNI); pues bien, esta importantísima etapa de fracturación inicia la subsidencia y basculamiento de bloques que va a originar la cuenca abierta por la que penetró el mar mioceno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

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 sobreimposición 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.

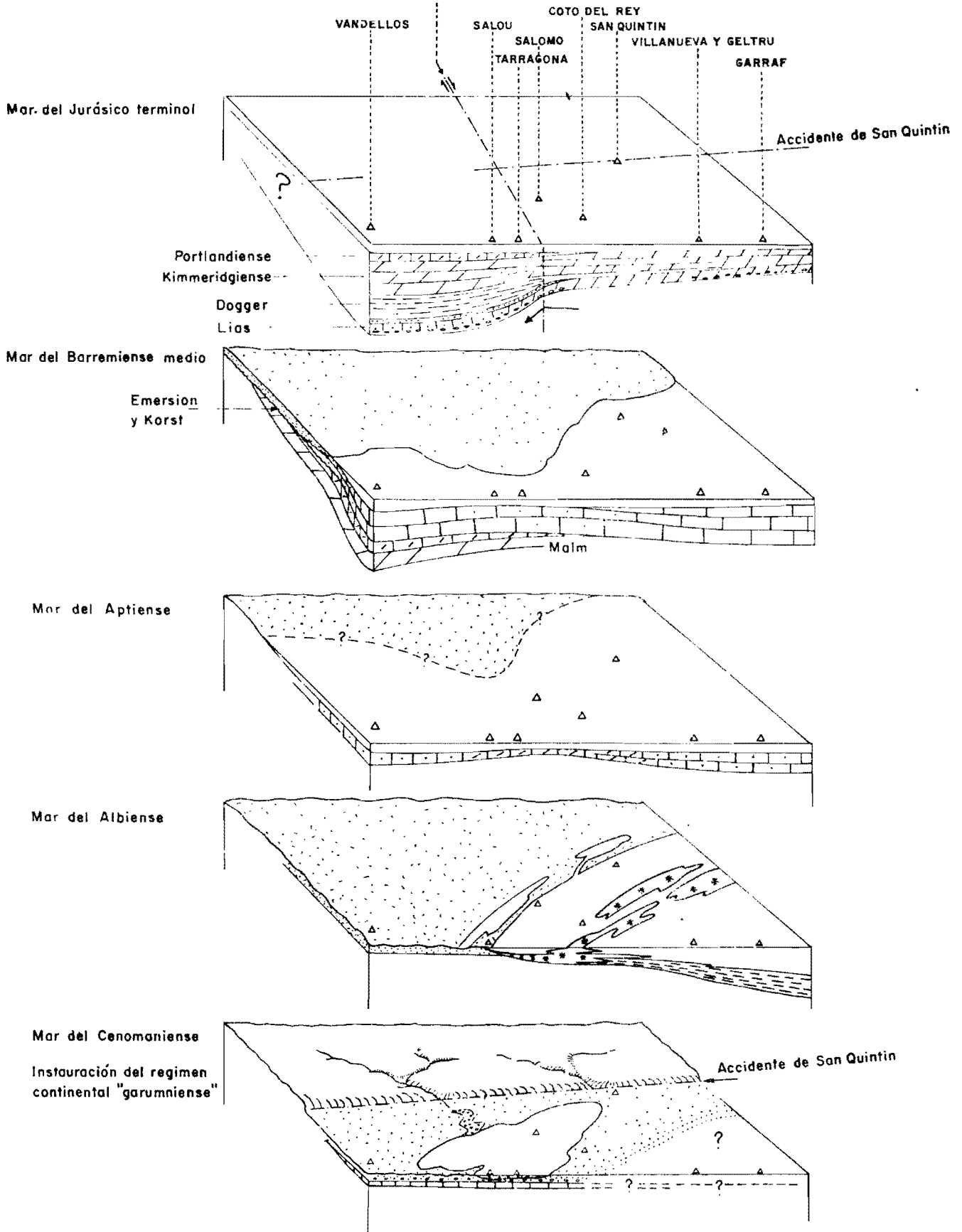
La falta de sedimentos antes aludida nos sumerge en una completa indeterminación a la hora de pretender una continuidad absoluta en nuestra evolución paleogeográfica. Podríamos, sin embargo, esbozar la posible presencia en las áreas de máxima subsidencia (líneas de hundimiento que limitan la cuenca neógena por el Norte) 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.

REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL DURANTE EL TERCIARIO



ESQUEMA DE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA MESOZOICA

Probable "hingeline" jurásica, futuro accidente
Esplugas-Punta de la Mora (Ria Gayá)



Sobre un fondo muy accidentado, con paleorrelieves acusados (klippes de Lías) ya existentes o generados sincrónicamente con la sedimentación, el mar del Tortonense invade 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 isópticas.

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 de 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 Pontense. Es de notar el dispositivo hidrográfico: el fenómeno de captura de todos los afluentes derechos del río Gayá, que ya 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 Norte.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Numerosas canteras existen distribuidas en el territorio de la Hoja, no existiendo en ellas explotación minera alguna.

Se explotan las calizas marmóreas devónicas y las facies lagunares del Muschelkalk 3 como piedras ornamentales, las calizas cretácicas como piedra de obras públicas y las arcillitas del Albiense para cerámicas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Representa, sin duda alguna, un serio problema para el desarrollo de la región, desarrollo no sólo agrícola, sino industrial.

La baja permeabilidad del substrato mesozoico y la profundidad a que debe encontrarse, nosotros la evaluamos en unos 1.500 m. en Valls, llevan a pensar que el esfuerzo investigador deba concentrarse en el prometedor Cuaternario del río Francolí y de toda la depresión Reus-Valls.

6 BIBLIOGRAFIA

ALMERA, J. (1895).—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. 23, pp. 564-571, París.

- (1897).—«Reconocimiento de la presencia del primer piso mediterráneo en el Panadés». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. I, pp. 349-394, 6 figs., Barcelona.
- (1907).—«Un reconocimiento de los terrenos terciarios de las comarcas occidentales bañadas por el Mediterráneo». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.º ep., v. 6, n.º 11, pp. 135-140, Barcelona.
- ALMERA, J., y BOFILL, A. (1884).—«Moluscos fósiles de los terciarios superiores de Cataluña». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XI, pp. 81-157, 5 láminas, Madrid.
- (1885).—«Moluscos fósiles de los terrenos terciarios superiores de Cataluña». *Mem. R. Acad. C. y Art. de Barcelona*, 2.º ep., t. II, n.º 30, páginas 17-45, 2 láms., Barcelona.
- ANGELIS D'OSSAT, G. DE (1895).—«Los primeros Antozoos y Briozoos miocénicos recogidos en Cataluña». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.º ep., t. III, n.º 4, pp. 1-21, Barcelona.
- ASHAUER, R., y TEICHMÜLLER, R. (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys.*, Kl., III F., H. 16, pp. 16-98, 48 figs., 3 láms., Berlín. (Trad. J. M. Ríos, *Publ. Extr. Geol. España*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., mapa y cort., Madrid, 1945.)
- BATALLER, J. R. (1919).—«Excursió geològica al Cap de Salou (Tarragona)». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XIX, pp. 35-36, Barcelona.
- (1947).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. I. Thallophita; II. Protozoa; III. Coelenterata Porifera; IV. Coelenterata Chidaria; V. Echnodermata; VI. Vermes; VII. Molluscoidea». *Mem. R. Ac. 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. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. XXX, n.º 5, pp. 135-153, Barcelona.
- BATALLER, J. R., y VILASECA, S. (1923).—«Geología del Cap de Salou». *Bull. C. Exc. Catalunya*, t. XXXIII, n.º 336, pp. 5-32, 8 figs., láms. I-VIII, Barcelona.
- COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL, SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (1971).—«Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental. Zona II». Informe Reus-Valls-Tarragona, Barcelona, 1971.
- FAURA Y SANS, M. (1922).—«Explicació de la fulla, n.º 34: Villafranca del Panadés». *Barcelona, Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 p. 46 figs.
- (1923).—«Explicació de la fulla n.º 39: Villanueva y Geltrú». *Barcelona, Serv. Mapa Geol. Cat.*, 109 p., 50 figs., 1 mapa esc. 1 : 100.000.
- GARCIA DEL CID, F. (1916).—«Hallazgo de formaciones lacustres pliocénicas en Montroig (Provincia de Tarragona)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo XVI, pp. 105-107, Madrid.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1933).—«Mapa geológico de España, esc. 1 : 50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 473: Tarragona». Madrid, 71 p., 3 figs., 13 láms. fot., 2 láms. cort., 1 mapa geol. pleg. f. t.

- [1934].—«Mapa geológico de España, esc. 1 : 50.000. Hoja n.º 446: Valls». Madrid, 73 p., 15 láms. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- [1952].—«Mapa geológico de España, esc. 1 : 50.000. Explicación de la Hoja n.º 472: Reus». Madrid, 101 p., 35 láms., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa pleg. f. t.
- LAMBERT, J. [1906].—«Description des Echinides fossiles de la province de Barcelone». *Mém. Soc. Géol. Fr. Paléont.*, n.º 24, 128 p., 3 figs., 9 láms., París.
- [1927].—«Révision des Echinides fossiles de la Catalogne». *Mem. Mus. Cienc. Nat. Barcelona*, Ser. Geol., v. I, n.º 1, 102 p., 10 figs., 4 láms., Barcelona.
- [1933].—«Supplément à la révision des Echinides fossiles de la Catalogne». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, pp. 183-195, 2 figs., 1 lám., Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». Barcelona, C. S. I. C., Inst. «Lucas Mallada», 372 p., 40 figs., 18 láms. 22 láms. fot.
- LLORENS, T. (1919-20).—«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.
- MANGANO, F. (1968).—«Premières données sur l'hydrogéologie du bassin de Reus». París, Thès. 3^e cycle.
- MORENO DE CASTRO, E. (1970).—«Presencia de Cretáceo Superior (Cenomanense Superior) en la Cordillera Litoral Catalana». *Rev. Esp. Micropaleont.*, 1970, v. II, n.º 3, pp. 305-314, Madrid.
- PORTA, J. DE (1956).—«Bibliografía sobre el Cuaternario marino de las costas mediterráneas de España». *Est. Geol.*, t. XII, n.º 31-32, pp. 301-325, Madrid.
- [1958].—«Deux nouveaux étages dans le Jurassique du Cap de Salou (Espagne)». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, pp. 180-181, París.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der Geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebromündung und Ampurdán». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen, Math-Phys., Kl., B.* 14, n.º 1, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms., Berlín. (Trad. M. San Miguel de la Cámara, *Publ. Alem. Geol. Esp.*, t. I, pp. 103-168, 20 figs., 1 mapa, 1 lám. cort. geol., 9 láms. fot., Madrid, 1942.)
- SOLE SABARIS, L. (1957).—«Sobre la edad del Mioceno Continental del Campo de Tarragona». *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, 3.^a ép., número 659, v. XXXII, n.º 11, pp. 344-360, 9 figs., Barcelona.
- (1962).—«Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique». *Quaternaria*, t. VI, páginas 309-342, 11 figs., Roma.
- (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 p., 1 mapa geol. pleg. f. t.

- SOLE SABARIS, L., y PORTA, J. DE (1955).—«Las formaciones tirrenienses del Cabo de Salou». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XIII, pp. 5-35, 5 figs., 2 láms., Barcelona.
- TRILLA ARRUFAT, J. (1971).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del Francolí: cronología de las aguas subterráneas (Tesis doct.)». Barcelona, 218 páginas mecan., 6 maps., 60 figs.
- VILASECA, S. (1919).—«Moviment ascensional de les platges i costes de Salou i Tarragona». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XIX, pp. 146-147, Barcelona.
- (1920).—«Caracterització de l'urgo-aptià al Cap de Salou». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XX, p. 75, Barcelona.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA