



IGME

473

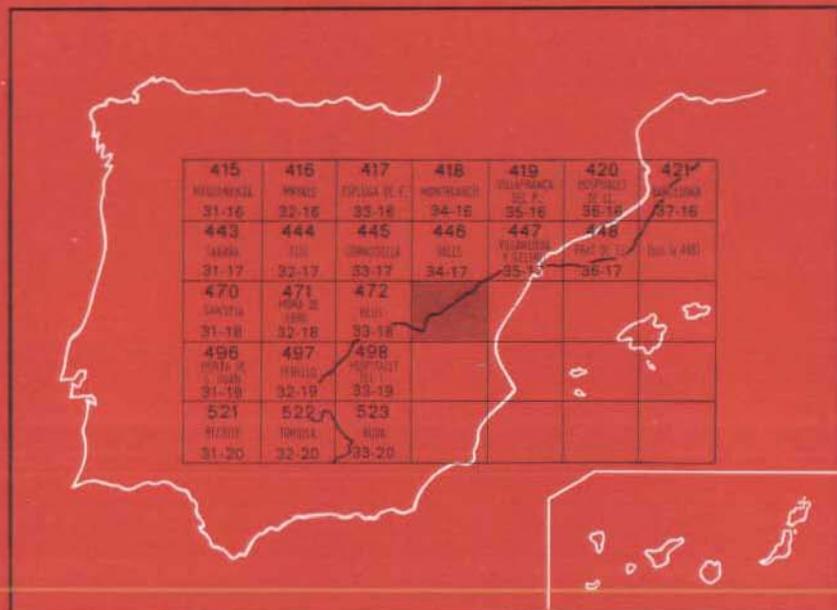
34-18

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TARRAGONA

Segunda serie - Primera edición



Advertencia para las Hojas de:

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

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

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

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

representarían al Gargasiense.

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

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

Los Autores.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TARRAGONA

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

Micropaleontología: D.^a Isabel Cabañas y D. J. J. Menning, Licenciados 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.

Microfaunas cenozoicas: D. E. Perconig, de ENADIMSA (Madrid), y D. L. Hottinger, de la Universidad de Basilea.

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

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

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 Mínero 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.

Depósito Legal: M-15.871-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

De Norte a Sur, el territorio de la Hoja está atravesado por el curso bajo del río Francolí, que divide a ésta en dos sectores:

- Al O., el campo de Tarragona y la depresión de Reus.
- Al E., las últimas estribaciones de la Cordillera Litoral, con prolongación en el Cabo de Salou, más allá del Francolí.

Resolver los problemas geológicos, tanto estratigráficos como tectónicos, dentro del reducido marco geográfico, era prácticamente imposible. Necesariamente hemos tenido que recurrir al conocimiento regional y realizar numerosos cortes estratigráficos fuera de su entorno; así, pues, nos veremos obligados a introducir, en esta memoria resumen, toponimios geográficos correspondientes a regiones vecinas.

El planteamiento geológico, en general, será tratado limitándonos en lo posible al área cartografiada, pero abandonando ésta siempre que la interpretación lo requiera.

La cartografía geológica ha sido realizada sobre foto aérea a escala 1:33.000, tras una etapa puramente litoestratigráfica. Las conclusiones y síntesis final se han realizado con el concurso de todos los datos regionales posibles, tratando siempre de integrar esta región dentro del conjunto de las Cordilleras Costeras Catalanas, del que constituyen el eslabón de enlace con la vecina cuenca mesozoica 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
 - Vespella (*)
 - San Vicente Calders (*)
 - Pantano del Foix (*)
 - Cretácico
 - Sanatorio La Salud (Tarragona)
 - Depósito de agua (Salou)
 - Cabo Salou (Cretácico)
 - Salomo (*)
 - Mas Borrás (*)
 - Jurásico
 - Vandellós (*)
 - Llavería (*)
 - Cabo Salou (Jurásico)
 - Montmell (*)
 - Garraf (*)
 - Triásico
 - Cabra del Campo (*)
 - La Riba (*)
- Mapa a 1:25.000 del Campo de Tarragona (J. TRILLA).
- Informe Macro y Micropaleontológico.
- Informe Sedimentológico y Correlaciones.

2 ESTRATIGRAFIA

La vigorosa tectónica alpina no hace muy idónea esta región para obtener en ella buenas series litoestratigráficas; sin embargo, el conocimiento regional nos ha llevado a desvelar la estructura. Con ella, y teniendo en cuenta las posibles laminaciones tectónicas, el estudio exhaustivo de las microfacies ha desembocado en un conocimiento estratigráfico bastante preciso, que encaja perfectamente en el marco regional.

(*) Fuera de la Hoja 1:50.000.

2.1 MESOZOICO

Podemos pensar en la existencia de una sedimentación influenciada por la presencia de un alto fondo o umbral de establecimiento muy precoz y que serviría de enlace entre una cuenca netamente marina, de máxima subsidencia, al SO., y otra al NE., primero epinerítica y después semi-aislada del mar abierto. Entre la cuenca del Ebro y el fondo de golfo o lagoon del Garraf se articuló primero el «hingeline» del mar jurásico y más tarde se desvela la silueta del umbral Tarragona-Bonastre, hechos que han imprimido un carácter netamente diferencial a las dos series litoestratigráficas típicas de uno y otro lado.

2.1.1 Triásico (TG₃)

Espesor visible, 5-10 m.

Un único afloramiento, de reducidísima extensión, existe en la Hoja, al cual hemos atribuido una edad Keuper por su gran similitud con las facies regionales del Trías Superior, y por su posición en la estructura de Tarragona.

El Keuper, muy verticalizado y cubierto por estar construida sobre él la estación del ferrocarril, aflora en forma de arcillas rojas a versicolores y unos bancos de dolomías margosas finamente detríticas, de color amarillo, muy tableadas y con numerosas pistas.

Su posición en la base de las dolomías liásicas verticalizadas del «Balcón del Mediterráneo» y sus características petrográficas constituyen para nosotros argumentos «casi suficientes» para su atribución estratigráfica.

2.1.2 Jurásico

Es precisamente en el cabo de Salou y ciudad de Tarragona donde puede apreciarse una serie jurásica en todo idéntica a la de la cuenca del Ebro, si bien más reducida, tectonizada y dolomitizada parcialmente. No obstante, podemos seguir la evolución de la serie marina del Ebro y resolver el problema que representaban las dolomías y brechas yacentes bajo el Cretácico en toda la cuenca del Garraf. Estos afloramientos jurásicos de Tarragona son los más occidentales que pueden datarse merced a enclaves aún no muy dolomitizados.

En efecto, 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 NO., y una cuenca subsidente, al SO. A falta de pun-

tos de afloramiento suficientemente densos para controlar el trazado de las isópicas, es lógico imaginar que el «hingeline» tenga una relación con las antiguas directrices hercínicas y lo atribuimos a una zona de debilidad de tal rumbo, la falla de transformación que recientemente ha afectado a ese sector, con la dirección «clásica» SE. (falla Espluga-Punta de la Mora).

La dolomitización y la emersión posterior, con desarrollo de facies Weald sobre el alto de Salou-Tarragona, nos impiden asegurar la existencia de sedimentación durante el Malm, pues dichas facies Weald se apoyan directamente sobre el Dogger.

Posiblemente el Malm estuvo representado por una serie comprensiva de reducida potencia, con facies tipo Vandellós, es decir, salobres con incursiones marinas, siendo posteriormente desmantelado durante el Neocomiense (F. WEALD).

2.1.2.1 *Jurásico Inferior (Lías) (J₁)*

Espesor máximo visible, 22 m. en el cabo de Salou, y unos 50-100 m. en la estructura tectonizada de Tarragona, afloramientos caóticos más extensos en los klippen de La Riera.

Mientras en Vandellós la potente serie calcarenítica e incluso bréchica del Lías basal es predominantemente calcárea, en Tarragona y Salou la dolomitización secundaria afecta profundamente a esa serie.

En el cabo de Salou, la datación y correlación con las series de Vandellós y Llavería es posible gracias a una dolomitización incipiente que aún no ha borrado todos los restos de fauna. Constituido por dolomías granudas de color oscuro, bien estratificadas y que yacen bajo una costra limonítica, probable equivalente del hard-ground intra-aalenense de Vandellós y Llavería. Son frecuentes los moldes de Moluscos (Pectínidos), Braquiópodos, así como entroques de Crinoides; un cierto «graded bedding» está representado por los finos restos de Moluscos, que engloban las excalcirruditas bioclásticas. Cherts pardos, bien estratificados, son frecuentes en un par de niveles. Los afloramientos del Puente del Diablo, Lorito, La Riera, Ferrán, etc., se corresponden con una dolomía microcristalina, violácea, sumamente tectonizada, a la que por motivos estructurales y similitud litológica hemos asignado también esta edad.

2.1.2.2 *Jurásico Medio (J₂₁₋₃₂)*

Espesor visible en el cabo de Salou, 180 m.

Sobre las dolomías liásicas existe una débil costra ferruginosa que da paso a una serie inicial de 30 m. de potencia, constituida por biomicritas tableadas con interbancos margosos amarillentos, y biomicritas arcillosas que contienen gran cantidad de impresiones de *Cancellophycus* y *Belemnites*; los Filamentos abundan en la pasta y algunos *Ammonítidos* revelan

su identidad con los niveles bajocienses del corte de Vandellós: *Oppelia* cf. *subradiata*, *Haplopleuroceras* sp., *Stephanoceras*, *Skirroceras* sp., *Cadomites*, etcétera. Esta serie inicial, en la que es característica la presencia constante de *Cancellophycus* o interbancos margosos, pasa progresivamente a una formación más compacta, menos margosa y con espesor próximo a los 120 m. Característica en ella es la presencia constante de Filamentos y Radiolarios, así como impresiones de Ammonítidos, aquí en Salou inclasificables, pero que en Vandellós han dado una cronología que abarca desde el Bajociense Superior hasta el Calloviense Inferior. La ausencia total de *Cancellophycus* es un carácter netamente distintivo entre ambas formaciones.

En Vandellós, la más alta edad dada por Ammonítidos es Calloviense Inferior, entre éste y el Portlandiense con *Clypeina parva* y *Macroporella hedbergi* existen 250 m. de dolomías en ocasiones con fantasmas de oolitos y pisolitos. En el cabo de Salou, la serie se completa con 30-40 metros de dolomías finamente romboédricas que lateralmente pasan a biomicritas con Ammonítidos del yacimiento de Los Enlliscals (hoy totalmente cubierto por la construcción de un hotel). A este yacimiento la bibliografía atribuye una edad Calloviense (P. FALLOT). Es, pues, indudable que bajo el bien desarrollado «hard-ground» (F. WEALD) del faro de Salou y la discordancia Barremiense, llegamos a lo más a un Calloviense o quizá Kimmeridgiense Inferior.

Esta serie del Dogger sufre un proceso rapidísimo de dolomitización, pasando lateralmente a dolomías negras con bien desarrollados romboedros que constituyen al este del hingeline el bisel sedimentario de parte o toda la serie jurásica. Es muy posible que las más amplias líneas de costa correspondan al Lías, la máxima profundidad al Dogger, y tras el posible hiatus del Oxfordiense pasemos a un Kimmeridgiense netamente regresivo, llegando a un Portlandiense en facies Purbeck, aún menos comunicado con el mar abierto que en Vandellós, pero existente y en continuidad e identidad de facies con el Cretácico Inferior.

Hacia el Este, el último afloramiento datado con Ammonites del Dogger se corresponde con el existente en Tarragona (Cuesta de la Estación), donde el Bajociense Superior muy dolomitizado yace bajo el Lías, debido a un cabalgamiento.

La diferenciación cartográfica de esta serie del Jurásico en tramos cronoestratigráficos equivalentes a pisos es imposible a causa de la dolomitización lateral, y por otra parte ocasionaría un gran confusionismo al ya abigarrado mapa al 1:50.000.

Los cortes estratigráficos de Vandellós, Salou y Garraf, adjuntos en documentación complementaria, expresan claramente la correlación a nivel Jurásico-Cretácico.

2.1.3 Cretácico

Si la dolomitización del bisel sedimentario jurásico enmascara el cambio de facies que debe afectar a la serie marina del Ebro como consecuencia del hingeline que articula la plataforma, durante el Cretácico se aprecia la reducción progresiva de las áreas marinas imprimiendo a la sedimentación caracteres de continentalidad y borde de cuenca, a la vez que un fuerte adelgazamiento.

El Neocomiense, que en Vandellós (SO.) y Garraf (NE.) aparece bajo facies salobres con débiles incursiones marinas y en continuidad con el Jurásico, está aquí ausente, o mejor, representado por una superficie de erosión o paleokarst con rellenos lateríticos y depósitos de facies Weald, sobre el Dogger y bajo el Barremiense Superior. Depósitos equivalentes se encuentran en Vandellós y Garraf en el Barremiense Medio y en el Aptiense Inferior, respectivamente. Es decir, la transgresión inicial del ciclo cretácico es, en Vandellós, intrabarremiense y se desplaza hacia el NE. migrando en el tiempo, llegando al Garraf en el Aptiense, existiendo allí como fiel testigo recurrencias salobres en el Aptiense Inferior.

Si durante el Neocomiense el alto fondo o cabo de Tarragona-Bonastre está emergido, durante el Barremiense y Aptiense el espesor de sedimentos es muy reducido; el Albiense marino no existe, pero sí sus facies continentales, y la nueva transgresión cenomaniense es muy breve, cediendo el paso a las facies garumnienses de edad Cenomaniense. Hechos que evidencian continuamente la proximidad de un continente emergido.

2.1.3.1 *Neocomiense* (F. WEALD) (C_{W11-13})

Espesor muy variable; máximo, 4 m.

Es indudable que las series que engloban el Neocomiense y parte del Barremiense en las cuencas del Ebro y Garraf corresponden a depósitos aéreos de un período de emersión y desmantelamiento sobre el alto fondo de Tarragona; este período ha dejado ciertos sedimentos en todo equivalentes a un paleosuelo, a los que atribuimos una edad Neocomiense, pero aclarando aquí su extensión vertical posible al Barremiense.

Tan sólo dos afloramientos prácticamente no cartografiados son visibles, ambos en el cabo de Salou: uno bajo el faro y barrido por el mar y otro al borde de la carretera, muy cerca del Recó y junto al depósito de agua. Uno y otro están constituidos, respectivamente, por rellenos limoníticos en un karst labrado en las dolomías jurásicas y por arcillas rojas con granalla y costras limoníticas sobre el mismo Dogger y bajo el Barremiense Superior.

2.1.3.2 *Barremiense-Aptiense* (C₁₄₋₁₅)

Aflora tan sólo en los dos enclaves anteriores, su espesor máximo es de 6 m. y está cartografiado en conjunto con el Aptiense.

La reducción de potencia en relación con Vandellós y Garraf es francamente espectacular, pues allí alcanza más de 100 m. Constituido por biomicritas y bioesparitas con una asociación, característica en toda la cuenca, de *Cuneolina hensoni*, *Orbitolinopsis killiani*, *O. cuvillieri* y *Paracoskinolina sunnilandensis*, pequeños Rudistas, Ostrácodos y Algas. El carácter salobre no está totalmente ausente, los restos pritosos son abundantes y, en definitiva, la invasión marina no está totalmente afianzada.

2.1.3.3 *Aptiense*

Sus afloramientos están siempre muy tectonizados, pero aun pensando en fuertes laminaciones, hemos de reconocer que los 70-80 m. caracterizados en el Garraf han debido de reducirse a dos o tres decenas de metros, pues su carácter no habría hecho aflorar merced a la fuerte estructuración de la región, y prueba de ello es que aun los tramos arcillosos incompetentes así lo hacen. Es posible reconocerlo en varios puntos del cabo de Salou y en la ciudad de Tarragona, bajo el Sanatorio de la Salud, lugar donde está mejor expuesto, con una potencia aproximada de 18 m., espesor que debe sobrepasar, ya que se encuentra cortado por una falla.

Sus litofacies características se corresponden con biogravelmicritas y calcarenitas a calcirruditas gravelosas, oolíticas, intraclásticas y bioclásticas con cemento de esparita. Estratificación en bancos gruesos, fractura clara y presencia de síntomas de rubefacción, junto a una potente abundancia de microfauna, lo hacen fácilmente diferenciable.

Facies marinas de plataforma muy agitada con asociaciones de *Mesorbitolina texana*, *Palorbitolina lenticularis*, *Sabaudia minuta*, *Choffatella decipiens*, *Bacinella*, *Miliólidos*, *Rudistas*, *Lamelibranquios* y *Equinoideos*.

2.1.3.4 *Albiense* (C₁₆)

Dentro de la Hoja de Tarragona no existen depósitos marinos en los que pueda datarse el Albiense.

No obstante, su situación estratigráfica entre Aptiense y Cenomaniense, su correlación litológica con las facies de Salomo, datadas gracias a interbancos marinos, y su significado como culminación del progresivo cambio de facies que venimos observando desde el Garraf (pelágico), Mas Borrás y Marmellá (de plataforma), Salomo (continentales con invasiones marinas muy costeras), designan a los depósitos laguno-continentales del cabo

de Salou y a las arcillitas abigarradas de Tarragona como edad Albiense muy probable.

Aflora siempre muy afectado por laminaciones tectónicas con un espesor máximo visible de 15 m., aunque es factible que Cala Font está totalmente labrada en él, siendo entonces su espesor próximo a los 50-60 metros.

Lo constituyen un conjunto de arcillitas ocres y rojas y arenas finamente estratificadas con cemento dolomítico. Arcillitas silto-micáceas con restos vegetales, débiles lechos de lignitos y concreciones ferruginosas que se asemejan mucho a las típicas facies Utrillas y que son difícilmente diferenciables de las dunas litorales que cubren gran parte del cabo de Salou.

Como es lógico, no podemos asegurar que estos depósitos continentales sean exclusivamente albienses; la continentalidad pudo abarcar términos pertenecientes al Aptiense e incluso continuar durante el Cenomaniense hasta la llegada de la nueva transgresión marina.

2.1.3.5 *Cenomaniense* (C₂₁/CG₂₁)

La rápida invasión marina del dominio continental albiense aboca rápidamente a condiciones salobres que definen una típica facies garumniense. Estos depósitos, primero carbonatados, pasan progresivamente a facies rojas continentales en las que debe estar representado todo el Cretácico Superior.

Bajo una tectónica violentísima y convergencias de facies acusadas, es posible reconocer en el cabo de Salou débiles incursiones marinas en las que está representado el Paleoceno Medio.

El paso entre las que creemos típicas facies garumnienses y las propias paleocenas no es posible observarlo de una forma continua, hecho que ocasiona toda serie de indeterminaciones.

Está claro que en tales condiciones salobres-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 guía. Por encima de este tramo marino las facies rojas continentales, salobres e incluso las recurrencias marinas 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 dos facies diferentes que, aunque constituyen una relativa secuencia cronológica, sufren indudablemente una migración en el tiempo:

A. *Facies marinas* (C₂₁)

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

Litológicamente, lo constituye un conjunto bien 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 microfauística es, para la base marina, de: *Prealveolina* cretacea, *P. Tenuis*, *Cisalveolina*, *Ovalveolina*, *Vidalina* hispánica y *Rhapydionina* dubia, *R. cf. laurinensis*, 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* (CG₂₁)

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 rojas con cantos de zócalo muy rodados y microconglomerados con una incipiente granoselección.

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

2.2 CENOZOICO

Dentro de la Hoja de Tarragona encuentran su más clara confirmación los interesantes problemas paleogeográficos que afectan y rigen la sedimentación neógena de las depresiones catalanas. Los problemas de ambiente de carácter eminentemente local, que han condicionado toda la sedimentación, entrañan además la existencia de una macrofauna totalmente

inexpresiva y de una microfauna oligotípica con la que es difícil llegar a finas conclusiones estratigráficas, debido a una pobre diferenciación, tanto por causas imputables al medio de sedimentación como al intervalo relativamente corto implicado en la serie.

El ciclo miocénico está constituido por tres formaciones claramente diferenciadas: la inferior y superior, con caracteres continentales, y la intermedia, marina. Las dos primeras afloran muy escasamente dentro de nuestra Hoja en cuestión, pero como alcanzan gran desarrollo en las vecinas de Valls, Villanueva y Villafranca, creemos conveniente trasladar a esta Memoria muchas de las ideas o conclusiones obtenidas en el estudio regional.

2.2.1 Paleoceno

Con numerosos problemas de correlación y continuidad con las facies rojas garumnienses, hemos distinguido en nuestra cartografía dos facies que corresponden a esta edad.

La secuencia litológica y la correlación aparecen expresadas en la lámina adjunta (Correlación al Cretácico Superior-Paleoceno).

La base carbonatada aparece con un nivel inferior con *Glomalveolina dachelensis* y *G. telemetensis* que corresponden a la parte alta del Paleoceno Medio (L. HOTTINGER); sobre ella aparecen biomicritas con Charáceas, Ostrácodos y Gasterópodos muy abundantes. Esta facies carbonatada (T_{ci}) ha sido englobada con la nueva secuencia superior, en la que únicamente están representadas facies salobres y en las que no hemos encontrado fauna marina alguna.

Entre la facies carbonatada inferior y superior se desarrolla un nuevo nivel rojo que presenta una convergencia de facies muy acusada con las garumnienses; la única diferencia radica en la existencia de niveles centimétricos de yeso y cantos de cuarcita más abundantes y de mayor tamaño (T_1^A).

Suponemos que esta serie representa un equivalente del nivel rojo (Paleoceno bauxífero) del Gayá.

2.2.2 Formación de base (T_1^B)

Espesor sumamente variable, su carácter de formación de relleno así lo hace en un principio suponer; alcanza al menos 20 m. en el cabo de Salou.

Sobre una brecha calcárea o paleosuelo, inmediatamente encima de los paleorrelieves mesozoicos, se desarrollan facies conglomeráticas grue-

sas, poco seleccionadas y rodadas. Ocasionalmente existe una cementación secundaria de los tramos iniciales, pero lo característico es la existencia de una matriz margo-detritica 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 garumienses y albienses.

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

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 de fijar. Admitamos para ella una edad Miocena, manteniendo muchas reservas en esta atribución.

La presencia de cantos eocenos y ausencia de discontinuidad con las formaciones superiores, nos inclina a incluir esta formación en el ciclo transgresivo Tortoniense Superior-Andaluciense, pero no descartando una edad mucho más baja.

2.2.3 Tortoniense Superior - Andaluciense

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 de Villanueva. En la que ahora nos ocupa, hemos cartografiado dos facies: una calcárea arrecifal, y otra prácticamente isócrona, en la que alternan rapidísimamente las facies costeras de estuario con influencias salobres. Estas dos últimas facies son posibles de separar en la cartografía de las Hojas antes mencionadas, signo evidente de que los aportes continentales proceden del Alto Panadés y no tanto de los bordes de la cuenca miocena.

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

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

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* ($T_{11-12}^{Bc^3-Bc}$)

Potencia muy variable en función del tiempo en el que perduraron las condiciones ambientales óptimas para su desarrollo; el máximo visible puede evaluarse en unos 20 m.

Claramente transgresiva sobre la formación de base, se encuentra siempre apoyada sobre un paleorrelieve mesozoico, pudiendo migrar tanto en el tiempo como en el espacio a medida que se hunde la cuenca y se modifica la morfología submarina.

No corresponde a una isócrona, siendo progresivamente más joven al desplazarnos al NE., junto con la transgresión miocena.

Forma una barra carbonatada sin estratificación aparente o en gruesos bancos, constituida por biomicritas con estructura stromatolítica; calcarenitas graveloso-bioclásticas con cemento de esparita o micrita y auténticas calizas construidas. La constante presencia en los términos de tránsito a las facies costeras de granos de cuarzo y restos de organismos triturados, le confieren un cierto aspecto «molásico».

Los organismos constructores son tanto Algas coralinas como Briozoarios, Coralarios e incluso Ostreidos y Pectínidos.

En lámina delgada proporciona una asociación de Heterosteginas, Operculinas, Amphisteginas, Biseriados, Miliólidos y ciertos Alveolínidos muy escasos.

Al separarnos del paleorrelieve, las facies son progresivamente menos carbonatadas y cementadas en favor de margas y elementos detríticos. Mediante largas y estrechas cuñas, pasa lateralmente a facies neríticas y de estuario (channels).

B. *Facies costero-neríticas y de estuario* ($T_{s11-12}^{Bc^3-Bc}$)

En gran parte, es un equivalente lateral de la facies anterior, si bien la migración en el tiempo es patente y recubren a la facies recifal en la próxima Hoja de Valls (Vespella). En ésta, el espesor no sobrepasa los 40 m.

En la base presentan aspecto noduloso o boudinado a consecuencia de una alternancia rítmica de margas siltosas ocreas y calizas detríticas con cemento de microesparita y micrita; en ellas, el grado de cementación y la proporción de cuarzo y arcilla están estrechamente relacionados con la distancia al paleorrelieve, es decir, a las calizas recifales.

En las asociaciones microfaunísticas destacan los foraminíferos bentónicos litorales muy resistentes a las variaciones de salinidad, como *Ammonia*

beccarii y las especies exclusivas del Mioceno o muy frecuentes en el Mioceno Superior, como *Uvigerina tenuistriata*, *Cassidulina laevigata*, *Bulimina elongata*, *B. echinata*, *Discorbis orbicularis*, etc.

Los intensos aportes detríticos se hacen sentir muy pronto y la alternancia rapidísima de facies costeras y facies marinas de estuario hace imposible separarlas en la cartografía. Estas litologías son eminentemente detríticas, tales como arenas, areniscas micáceas con cemento carbonatado y calcirruditas arenosas. 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*, *U. boueanum*, etc.

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

2.2.4 Mioceno Superior (T_{cl}^{Bc})

En afloramientos muy reducidos, inmersos en el Cuaternario del Bajo Campo de Tarragona, 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, pikermienses y pontienses sucesivamente.

Desde los últimos yacimientos de vertebrados en Piera y Hostalet, los más meridionales, ningún resto de fauna ha sido encontrado en todos los afloramientos que bordean el Alto y Bajo Panadés y la cuenca del Gayá. En el Alto Panadés (Torrellas de Foix) hemos reconocido niveles lacustres que han proporcionado restos de Charáceas y Ostrácodos inclasificables, *Planorbis*, *Hydrobia*, *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 ha de realizarse, pues, en dirección NO.-SE. Nosotros hemos mantenido en la Interpretación de estas facies en las Hojas de Villa-

franca y Villanueva una opinión contraria. Para nosotros representan 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; testigo de la colmatación de la fosa tectónica y del próximo régimen regresivo. Sostenemos esta interpretación por diversas razones:

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 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 tomados 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.

2.3 CUATERNARIO

La acusada subsidencia de la cuenca hacia el SO. se continúa manifestando durante el Cuaternario y ha condicionado la deposición de sedimentos que, en algunas zonas y según datos de sondeos, sobrepasan los 140 m.

La cronología de estos depósitos cuaternarios es harto difícil de establecer por la ausencia de fauna o industria, y más aún porque los escasos hallazgos de este material son de procedencia dudosa, siendo además muy arriesgado atribuirlos a una formación, debido al intenso carácter de re-sedimentación.

Ni aun una cronología relativa es fácil de establecer, puesto que no existen relaciones geométricas entre todas las formaciones.

El problema se presenta, pues, sumamente interesante y creemos que la depresión Reus-Valls, con su prolongación por Montroig, bien merece una labor de investigación por especialistas en Cuaternario.

Nuestros criterios estratigráficos son, pues, muy hipotéticos; así que efectuaremos la descripción de las formaciones guardando lo que puede ser una cierta cronología relativa.

2.3.1 Tirreniense (Q₁₃₋₁₅)

Localizados en minúsculos afloramientos, existen en las proximidades del cabo de Salou depósitos marinos que han sido estudiados exhaustivamente por J. PORTA (1955). Su espesor máximo es próximo a los 6 m. y su cota más alta sobre el nivel del mar es aproximadamente de 5 m.

La revisión paleontológica hecha por J. PORTA cita numerosas especies típicas del Tirreniense y más concretamente del Tirreniense II; entre ellas son más abundantes los restos de *Strombus*, *Pectunculus*, *Ostrea*, *Patella*, *Mytilus senegalensis* y *Conus*.

Los materiales que componen estos afloramientos son fundamentalmente brechas calcáreas muy cementadas, auténticas lumaquelas en ocasiones y limos muy rojos y arcillosos que engloban cantos aislados y numerosas costras calcáreas.

Sobre estos materiales existen en algunos afloramientos dunas consolidadas, factor que, junto al barrido actual del Mediterráneo, hacen muy difícil el estudio detallado de estos depósitos marinos.

2.3.2 Conos de deyección - Piedemonte (Ocg)

En función de la distancia a los relieves periféricos de la depresión, el espesor y la granulometría es sumamente variable; podemos asignarle cifras extremas de 2 y 30 m. de potencia.

Constituido por conglomerados heterométricos, muy angulosos, con diámetro más frecuente entre 10 y 20 mm., llegando a alcanzar tamaños de 1 m. Se intercalan lentejones de arena de grano medio grueso con 30-50 cm. de potencia y la matriz es limo-arcillosa con abundantes costras calcáreas que llegan incluso a recubrir algunos cantos. La cementación prácticamente no existe.

Los cantos son en un 75 por 100 de materiales paleozoicos, con claro predominio de los pizarrosos; el resto corresponde a materiales calizos mesozoicos y cenozoicos, con predominio de estos últimos, especialmente las calizas de Alveolinas.

El depósito está frecuentemente cubierto por una costra calcárea de 10 a 15 cm. de potencia; dicha costra engloba numerosos cantos.

2.3.3 Depósitos torrenciales - Rambla (Qg)

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

Materiales esencialmente detríticos finos, con inclusiones de paleocanales y cantos gruesos distribuidos muy irregularmente.

Al separarnos del relieve periférico, la granulometría desciende espectacularmente, siendo difícil encontrar cantos en las áreas próximas a la costa actual.

El carácter litológico de los cantos es sumamente variable de unas zonas a otras, siendo, como en los piedemontes, francamente más representados los cantos de procedencia paleozoica.

La génesis del depósito no es realmente muy clara, puesto que en ocasiones se presenta con caracteres torrenciales, y en otras, francamente aluvial. En nuestra opinión, los dos fenómenos han tomado parte, si bien sus relaciones y separación cartográfica son harto difíciles.

2.3.4 Costra calcárea (Qc)

Espesor máximo, 1,50 m.

Constituida por un auténtico caliche con concreciones pisolíticas frecuentes y desarrolladas; en su base suele existir una zona de alteración del substrato francamente carbonatada.

El hecho de existir, tanto sobre afloramientos cuaternarios como miocenos, nos lleva a pensar en la existencia al menos de dos etapas climáticas apropiadas para su formación y realmente distantes en el tiempo. Estas dos hipotéticas costras pueden indudablemente haberse superpuesto.

2.3.5 Aluvial del Francolí (Q_{2a} y Q₂)

Potencias respectivas, 3 y 15 m.

Jalonando el curso actual del río Francolí, pueden observarse sedimentos que corresponden: unos, al cauce actual, y otros, a un cauce anterior más elevado.

Un cauce mucho más antiguo pueden significar los pequeñísimos afloramientos de Constantí, posibles restos de una antigua terraza, colgada a unos 60 m. sobre el cauce actual. Por su dudosa atribución y su escasísimo desarrollo, estos afloramientos no han sido cartografiados; no obstante, dada su posible significación, indicamos su existencia en las proximidades de Constantí.

Dominando el cauce del río actual, existen depósitos de conglomerados, con tamaños máximos de 40 cm. englobados en una matriz areno-arcillosa y con cementación incipiente muy poco frecuente. Se hallan recubiertos por

suelo vegetal y limos pardo-rojizos. Estos depósitos indentan con arenas y arcillas; en conjunto, podrían representar la terraza media del Francolí.

El cauce actual está constituido por gravas con cantos algo rodados, heterométricos y en ocasiones de gran tamaño. La litología predominante es paleozoica, siendo frecuentes los cantos de materiales triásicos. Estos depósitos no consolidados pasan lateralmente a limos y arcillas de color rojizo que forman la llanura de inundación. Es frecuente la existencia dentro del cauce de barras de canal motivadas por la circulación ocasional del río en corrientes cruzadas.

2.3.6 Dunas litorales (Qd)

Desde la desembocadura del Francolí al cabo de Salou, y en el propio cabo, existe un cordón de dunas litorales constituidas casi exclusivamente por fragmentos de conchas de Moluscos, siendo poco frecuentes los granos de cuarzo.

En el cabo de Salou existen depósitos eólicos fuertemente consolidados, posiblemente anteriores a la cadena de dunas costeras; ésta, de altura más reducida y aún en movimiento.

Bajo la notación (Q) hemos cartografiado los limos y suelos actuales, cuya localización es preferencial en los barrancos de escasa pendiente. Estos depósitos son de reducido espesor y soportan un cultivo intensivo.

3 TECTONICA

El marco geográfico de una Hoja a escala 1:50.000 puede resultar excesivamente limitado a la hora de definir unidades estructurales cuyos caracteres sólo se perfilan a escala regional.

Para justificar nuestro análisis y facilitar al lector la comprensión del problema, nos ayudaremos de dos esquemas tectónicos a escalas 1:500.000 y 1:250.000 que cubren gran parte de las cordilleras costeras catalanas y cuencas anexas e interiores.

3.1 MARCO TECTONICO REGIONAL

A escala regional se pueden definir cinco unidades estructurales que o están presentes en la Hoja de Tarragona, o son necesarias para su interpretación tectónica:

- A. Macizo del Priorato y Horst Priorato-Gayá.
- B. Depresión de Valls-Reus.

- C. Arco Periférico de Bonastre: Haz de pliegues de la Vall de San Marc, Salomo y Salou-Tarragona.
- D. Macizo de Bonastre.
- E. Bloque del Garraf-Panadés.

Las directrices estructurales dominantes marcan un rumbo SO.-NE., con reflejo incluso en el litoral catalán.

De forma discreta se manifiesta la influencia de un sistema antiguo de fracturas con dirección hercínica, es decir, casi perpendicular al anterior, NO.-SE., con efectos francamente espectaculares en las vecinas Hojas de Montblanch y Valls.

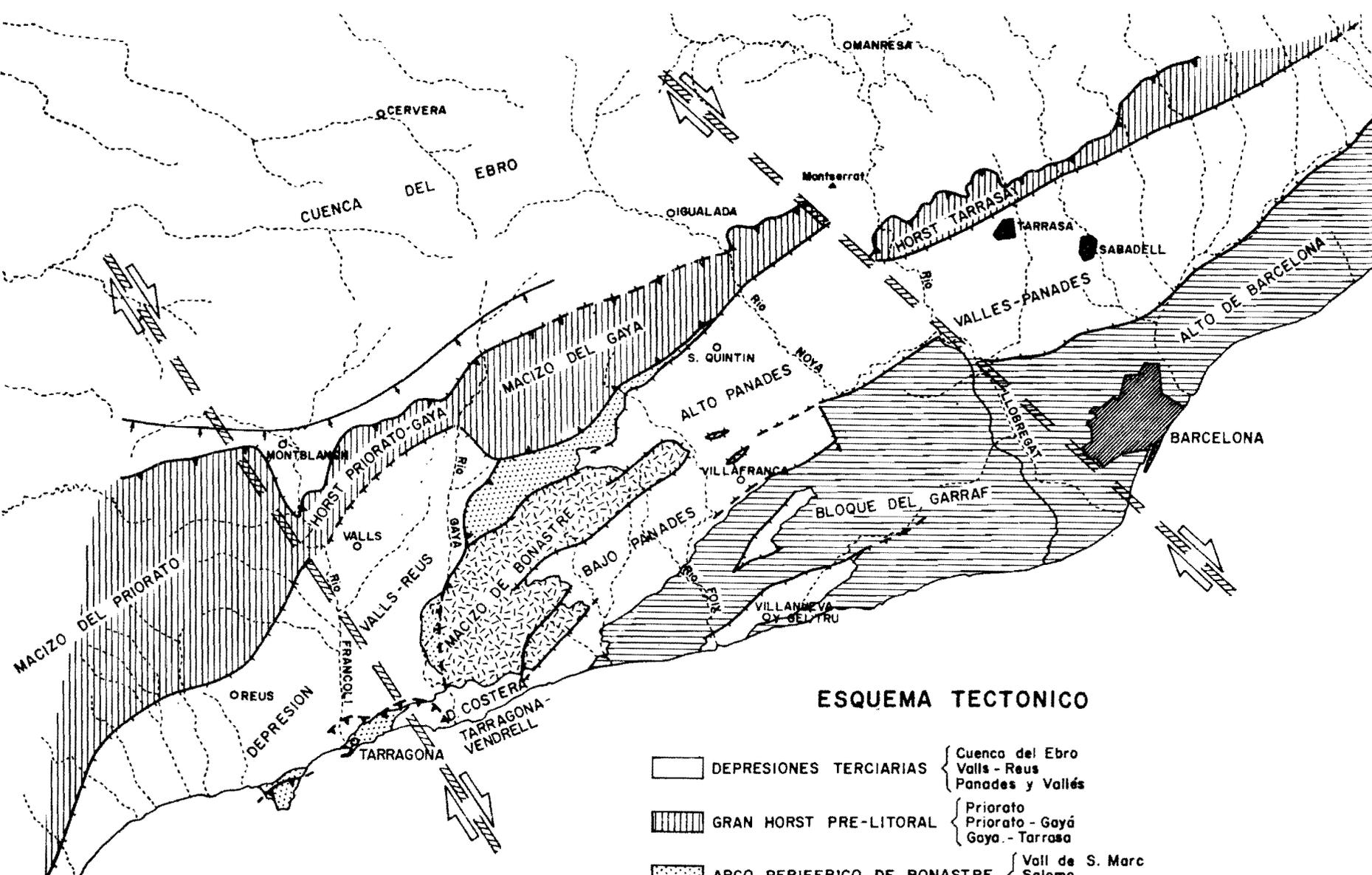
La tónica general a nivel mesozoico resulta de los movimientos diferenciales entre bloques del substrato cristalino profundo y rígido. Es probable que influya de forma muy apreciable la naturaleza litológica de ese zócalo sobre el estilo tectónico de la cobertera mesozoica: un basamento granítico impone un estilo rígido (Garraf y Priorato); las series paleozoicas, y sobre todo carboníferas, suponen un colchón deformable que suaviza las fracturas en los horizontes superiores, reflejándose entonces una cobertera plegada.

El juego entre bloques de zócalo es responsable del recorte en tiras estrechas de orientación NE.-SO. que afecta a toda la zona; en él, la componente principal parece vertical. Los primeros índices de ese sistema de fracturas, actualmente muy apretadas, aparecen posiblemente en una época anterior al llerdiense (Memoria Hoja de Villafranca del Panadés).

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

En el estado actual de nuestra investigación todavía se puede discutir el carácter normal o inverso de las fallas que constituyen el sistema, particularmente mucho más al NE., en la región de San Quintín de Mediona (Hoja de Villafranca).

Las directrices hercínianas observables en los afloramientos paleozoicos, y muy especialmente pre-carboníferos, de las Hojas vecinas (Montblanch-Valls), han definido por su parte zonas precoces de debilidad que ocasionan un sistema de fracturas muy espaciado y casi ortogonal al otro. Este sistema antiguo no sólo ha tenido gran expresividad paleogeográfica (hingeline mesozoica), sino que ha sido puesto nuevamente en juego durante el Terciario y posiblemente en época post-miocénica. Dicho sistema se manifiesta en fallas de desgarre con traslaciones horizontales muy importantes. Dos fallas de este tipo, francamente espectaculares, son visibles: una, a grosso modo, pasando por Espluga de Francolí y quizás hasta la Punta de la Mora (desembocadura del río Gayá); su desgarre horizontal es superior a 8 km., y su influencia en la sedimentación y estructuras mesozoicas, muy



ESQUEMA TECTONICO

- DEPRESIONES TERCIARIAS { Cuenca del Ebro
Vallès - Reus
Panades y Vallés

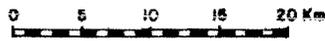
- GRAN HORST PRE-LITORAL { Priorato
Priorato - Goya
Goya - Tarrasa

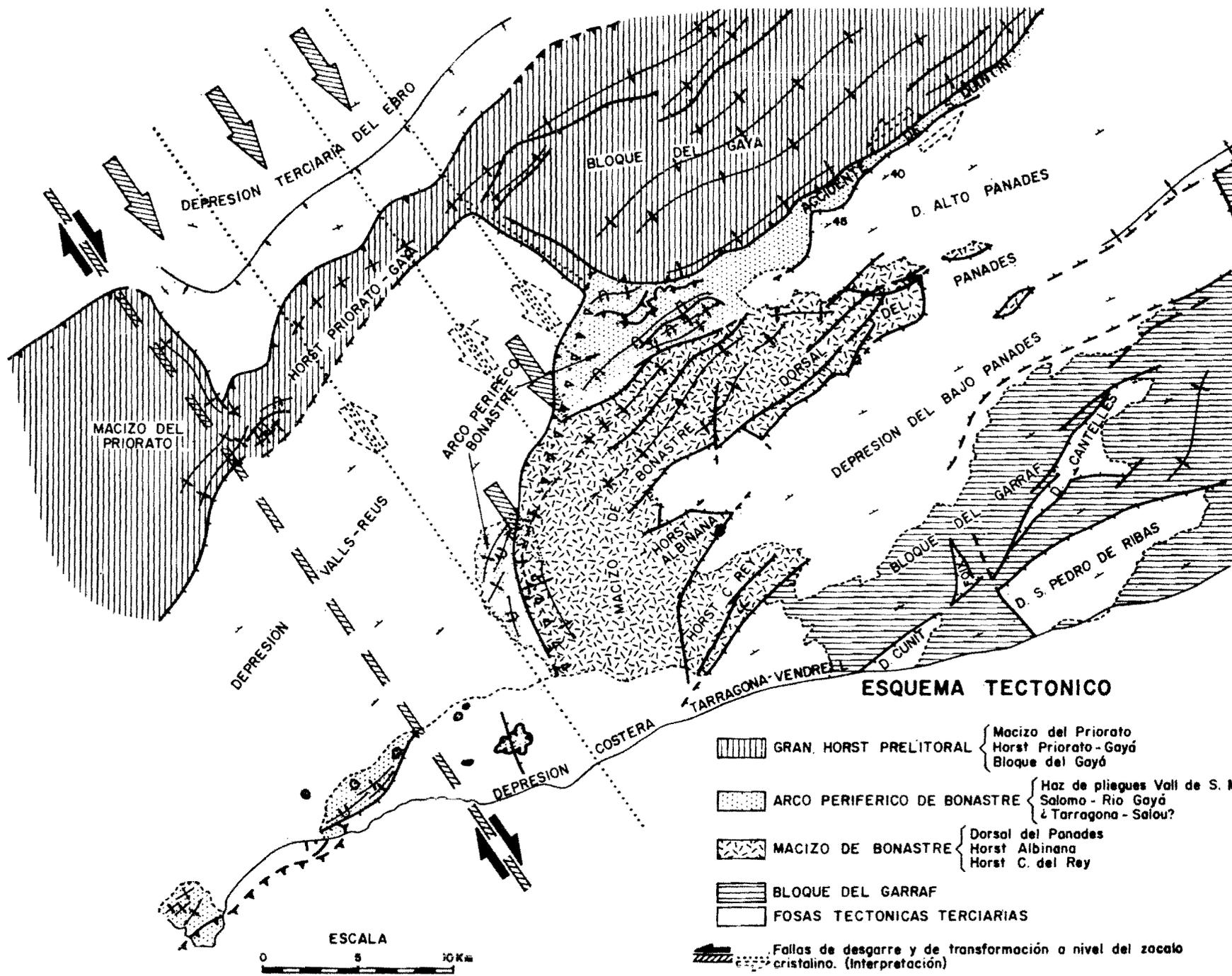
- ARCO PERIFERICO DE BONASTRE { Vall de S. Marc
Salomo
¿Tarragona - Salou?

- MACIZO DE BONASTRE - DORSAL DE LAS DEPRESIONES COSTERAS

- BLOQUE DEL GARRAF Y ALTO DE BARCELONA (¿Macizo Catalán?)

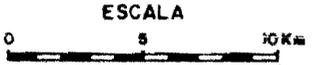
- GRANDES FALLAS DE DESGARRE





ESQUEMA TECTONICO

- GRAN. HORST PRELITORAL { Macizo del Priorato
Horst Priorato-Gayá
Bloque del Gayá
- ARCO PERIFERICO DE BONASTRE { Haz de pliegues Vall de S. Marc
Salomo - Rio Gayá
& Tarragona - Salou?
- MACIZO DE BONASTRE { Dorsal del Panades
Horst Albinana
Horst C. del Rey
- BLOQUE DEL GARRAF
- FOSAS TECTONICAS TERCARIAS
- Fallas de desgarre y de transformación a nivel del zoclo cristalino. (Interpretación)



espectacular; la segunda, muy al NE., cizalla la cuenca miocena a la altura de Esparraguera, es aprovechada por el río Llobregat y, partiendo de El Bruc, llega a Cornellá, mostrando un salto horizontal próximo a 6 km.

Ambas fallas son dextrógiras, sin componente vertical apreciable, y las atribuimos a la traslación en dirección del SE. del substratum profundo de la Cuenca Terciaria del Ebro. Donde la flecha del movimiento traslacional es mayor, o el arrastre es más sensible, se provoca el cabalgamiento frontal en dirección NO. de la Cordillera Prelitoral, en particular del Horst Priorato-Gayá y sector Noya-Tarrasa.

La estructuración mesozoica más espectacular, por la abundancia de escamas y pliegues tumbados con vergencia NO., se realiza en el sector que hemos llamado Arco Periférico de Bonastre, del que posiblemente forme parte la estructura de Salou-Tarragona.

Estas estructuras sufren una espectacular flexuración de los ejes, desde NE.-SO. a prácticamente N.-S., curvatura debida sin duda al arrastre de la falla Esplugu-Río Gayá.

3.2 TECTOGENESIS Y ESTRUCTURAS LOCALES

Examinaremos ahora las características estructurales principales de las distintas unidades diferenciadas, intentando definir el modo de formación de cada una de ellas.

3.2.1 Depresión de Valls-Reus

Formidable graben con una longitud próxima a los 60 km. y anchura media muy constante del orden de 10 km. La anchura es sensiblemente incrementada si lo consideramos 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 suficientes para que podamos considerar a los accidentes limítrofes afectando a la totalidad de la corteza terrestre, atribuyendo el basculamiento a reajustes geostáticos.

Al igual que en las costas de Garraf, se intuye la presencia de un accidente paralelo al litoral que hundiría el compartimento situado bajo el mar. Esta falla puede corresponderse con el accidente que, al NO. de Vendrell, limita el Macizo de Bonastre y abre la depresión costera Vendrell-Tarragona.

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

Por el NO. el Macizo del Priorato y Horst Priorato-Gayá limitan la fosa de Valls-Reus. Se trata de una estructura elevada con una longitud regional

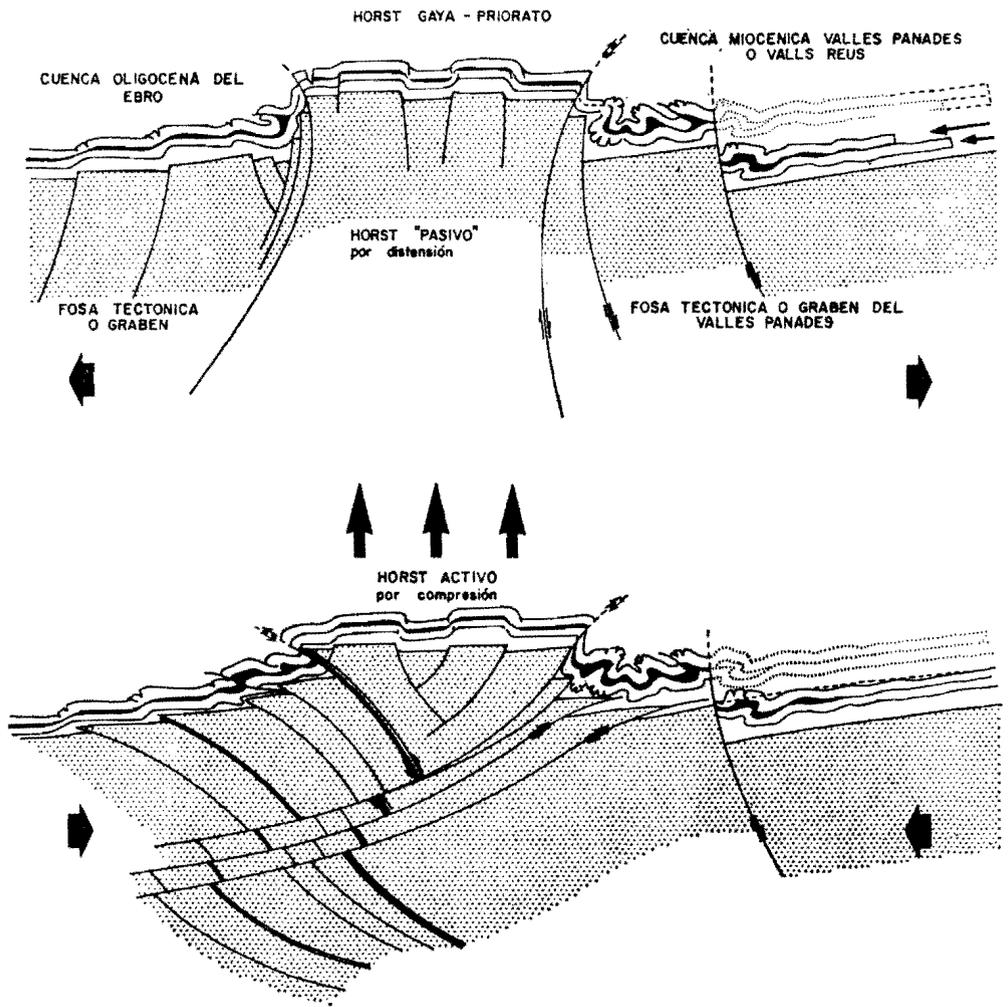


Figura 1

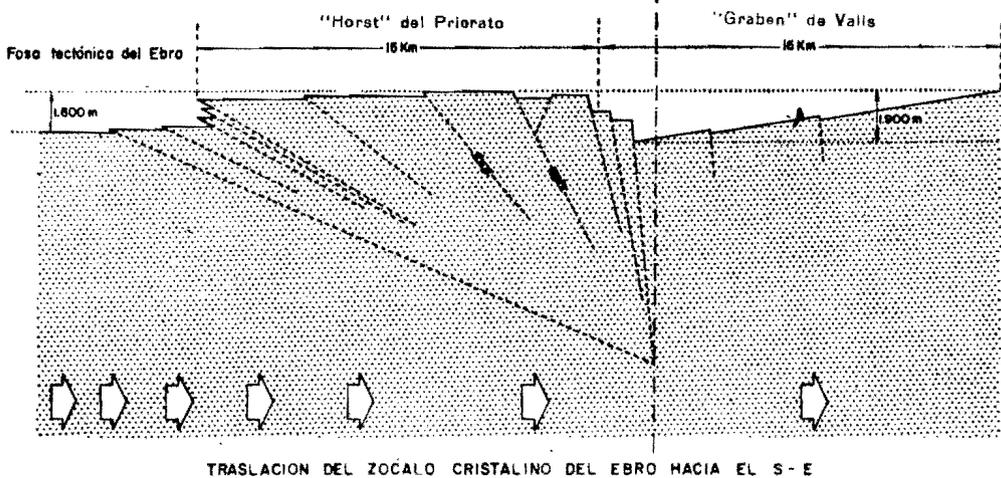
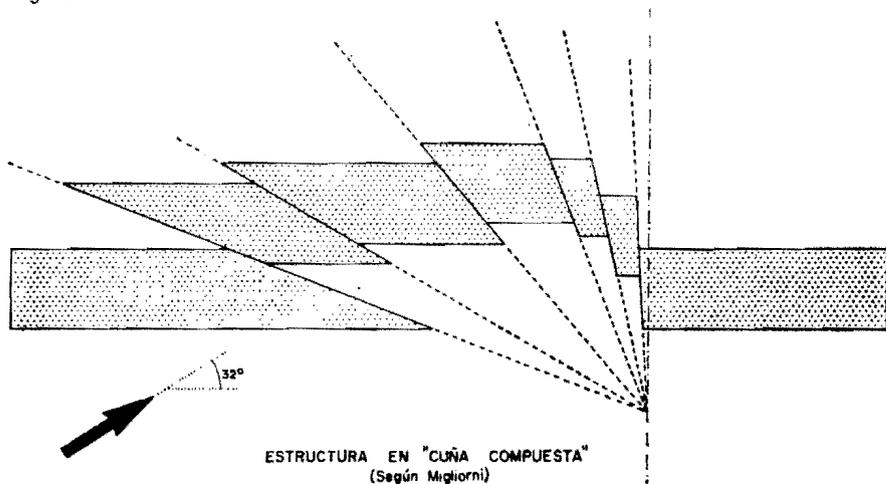


Figura 2

superior a los 200 km. y anchuras medias de 12 a 14 km., separando la cuenca paleógena del Ebro, al norte, de la cuenca neógena mediterránea, al sur, de la que forma parte la depresión Valls-Reus.

La interpretación del mecanismo de formación de este horst es discutible y participa de dos hipótesis de base:

- 1.^a Puede ser atribuido al movimiento giratorio de bloques rígidos de zócalo profundo que al hundirse hacen que, fallas fundamentalmente normales en profundidad, se vuelvan inversas en superficie. Es la hipótesis conservadora. En este caso, el horst es considerado como una estructura residual, elemento pasivo, no hundido respecto a las fosas del Ebro y Valls-Reus.
- 2.^a Una segunda interpretación invoca a fallas fundamentalmente inversas, localmente próximas a la vertical en superficie y confundibles con fallas normales. Estas se tumban en profundidad, traduciendo compresiones laterales. En esta interpretación, 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, más ampliamente expuesta en las Memorias explicativas de las Hojas vecinas (Villafranca-Valls), supone la posibilidad de que el horst Priorato-Gayá cabalgue no sólo al Paleógeno del Ebro, fenómeno claramente visible, sino también a la depresión Reus-Valls. La relación causa-efecto entre el horst activo y las fosas adyacentes es el producto de las compresiones ejercidas en los horizontes profundos del zócalo hercínico.

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

Con estilo francamente monoclinial, el relleno mioceno estimamos llega a alcanzar 1.000-1.500 m. en las proximidades del gran escarpe tectónico que limita la fosa por el NO.

Al estudiar el horst en el sector de transición entre los bloques del Garraf y el Priorato, llamó 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.

Ese fenómeno de acordancia puede ser local.

Dado el carácter limitado del sector paleozoico estudiado, su estrechez y la abundancia de fallas de dirección «alpina» SO-NE. que lo afectan, puede que nuestras observaciones se hayan practicado en zona poco significativa. En todo caso, no cabe la menor duda de que en algunos sectores el Paleo-

zoico, concretamente el Carbonífero, está implicado en los pliegues de edad alpina y se comporta no como un substrato rígido y frágil, sino muy dúctil.

El estudio del Macizo del Priorato aportará, sin duda, datos valiosísimos para la interpretación estructural y paleogeográfica del Paleozoico.

3.2.2 Estructura Salou-Tarragona

Siendo el frente cabalgante del horst del Priorato en la prolongación del del Gayá, no existe, pues, movimiento diferencial aparente en los dos bloques y, por lo tanto, no tenemos argumentos para creer que la tectónica sea de estilo fundamentalmente distinta en Tarragona-Salou que en el bloque del Garraf: tectónica vertical, de gravedad.

Existe un sector, por lo tanto, muy particular y muy estrecho, donde se manifestaron las compresiones, sector limitado:

- Al SO., por la falla de transformación Espluga-Punta de la Mora (pasando a grosso modo, en el valle del río Francolí, aguas arriba de Picamoixons).
- Al NE., por el haz de fallas que limita, en el sector de Pont d'Armentera, el Macizo Triásico de la depresión con relleno terciario.

Este sector, como lo atestigua el frente del horst que lo limita al Norte, ha sido sometido a un arrastre debido, creemos, al flujo magmático en dirección SE., el cual determina diversos pisos tectónicos: el inferior, donde se producen las fallas inversas de estrechamiento; el medio, donde se forman pliegues muy tumbados a nivel de series metamórficas primarias; el superior, donde la cobertera mesozoica, arrugada en pliegues disarmónicos sobre niveles del Trías, es escapa hacia arriba en anticlinales que luego se tumban, se fallan y cabalgan.

Si las complejas estructuras tumbadas, escamadas y cabalgantes de Salomo y Vall de San Marc, a nivel de Mesozoico pueden ser explicadas por estrechamientos debidos a fallas inversas, afectando al zócalo profundo durante su traslación hacia el SE.; la estructuración del tren Salou-Tarragona, situado al O. de la gran falla de transformación de Espluga, en un sector en un principio no afectado por tan enérgicas compresiones, ha sido interpretada, en los cortes adjuntos al mapa, de una forma conservadora: deslizamiento epidérmico sobre un bloque de zócalo basculado por gravedad.

En este caso, y admitiendo que otros pliegues anticlinales estén posiblemente sepultados más al NO. por el Mioceno Superior, tendremos que desplazar los puntos actuales de observación en dirección del SE., «desenrollando» los pliegues a la hora de proceder a las reconstituciones paleogeográficas.

Si, por el contrario, admitimos que el proceso de formación del anticlinal cabalgante o pliegue-falla de Salou-Tarragona resulta de un mecanismo idéntico al descrito a propósito de Salomo y Vall de San Marc, estirando los pliegues hasta restituir los puntos de formación actuales a sus posiciones originales, el desplazamiento de los mismos se efectuará hacia el NO.

Las series atribuibles al Carbonífero de facies Culm y la superficie de erosión fini-hercínica que las corona en el horst del sector de La Riba son concéntricas con las series triásicas subyacentes y afectadas por la tectónica alpina.

Es muy probable entonces que las fallas inversas y la tectónica de fracturas, figuradas de forma simbólica sobre los cortes estructurales, inmediatamente debajo del Buntsandstein, afecten en realidad exclusivamente horizontes más profundos, estando el Carbonífero amoldado de forma mucho más dúctil a los accidentes profundos.

La gran falla, seguramente inversa, que circunscribe al N. y al O. del Macizo de Bonastre, puede que se integre en el esquema general de Migliorni en un sector donde la fase de compresión se ha propagado más al S. en razón de los movimientos de desgarre, los cuales han encontrado precisamente en ese plano de cizalla, muy inclinado e incurvado, su amortiguación.

Esa visión de los fenómenos observados nos lleva, pues, a considerar que las fallas de transformación de ese sector son anteriores a la gran falla que limita al NE. la cuenca miocénica de Valls-Reus y que ésta no está, pues, afectada por el desgarre de más de 8 km. observable en el frente N. del horst.

Estas fallas no son, por lo tanto, contemporáneas de la gran falla del Bajo Llobregat, o por lo menos de su gran desgarre final, que, según parece, afecta al Mioceno terminal; más bien las consideramos como penecontemporáneas a la formación del horst Priorato-Gayá, o sea, de edad oligocena, con impacto sobre la distribución de la sedimentación en esa época.

A escala local, la estructuración Salou-Tarragona corresponde a un anticlinal cabalgante, con una espectacular flecha, cuando las dolomías del flanco normal alcanzan, en su translación, las facies plásticas garumnienses que ocupan el eje del sinclinal cabalgado.

Estas nos brindan quizás la oportunidad de datar la edad de estos cabalgamientos, o por lo menos de su última fase: fosilizados por los sedimentos del Andaluciense, su base podría quizás ser alcanzada por sondeos de poca profundidad.

Es muy probable que el pliegue cabalgante Salou-Tarragona haya sido provocado por el basculamiento del substrato del graben Reus-Valls durante el Mioceno, posiblemente durante el mismo Andaluciense.

4 EVOLUCION PALEOGRAFICA

La ausencia casi total de afloramientos paleozoicos y triásicos dentro de nuestra Hoja 1:50.000, no es obstáculo para iniciar nuestra historia geológica con anterioridad a la transgresión del Lías, ya que la proximidad del Macizo del Priorato y la constancia de facies observada a lo largo del Horst Prelitoral, en lo que a esta sedimentación se refiere, nos hace intuir diferencias mínimas entre la región de Tarragona y los vecinos dominios cubiertos por extensos afloramientos triásicos.

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 carboníferas (fase sudética o astúrica) 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-continentales del Buntsandstein. Estas facies detríticas rojas sufren notables cambios de espesor motivados por el propio carácter fluvio-torrencial de la sedimentación que rellena, primordialmente, los surcos existentes en la penillanura a la que fosilizan.

El primer mar mesozoico transgresa 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 Trías un doble ciclo sedimentario, es algo realmente imposible de resolver. A priori, estas orillas estarían en la actual Cuenca Terciaria 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 ese «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 por el material detrítico terrígeno greso-micáceo que invade la sedimentación y cuya procedencia pudiera buscarse en el Macizo Catalán de N. LLOPIS, país emergido que alimentó en cuarzos de gran tamaño al Lías de Mallorca.

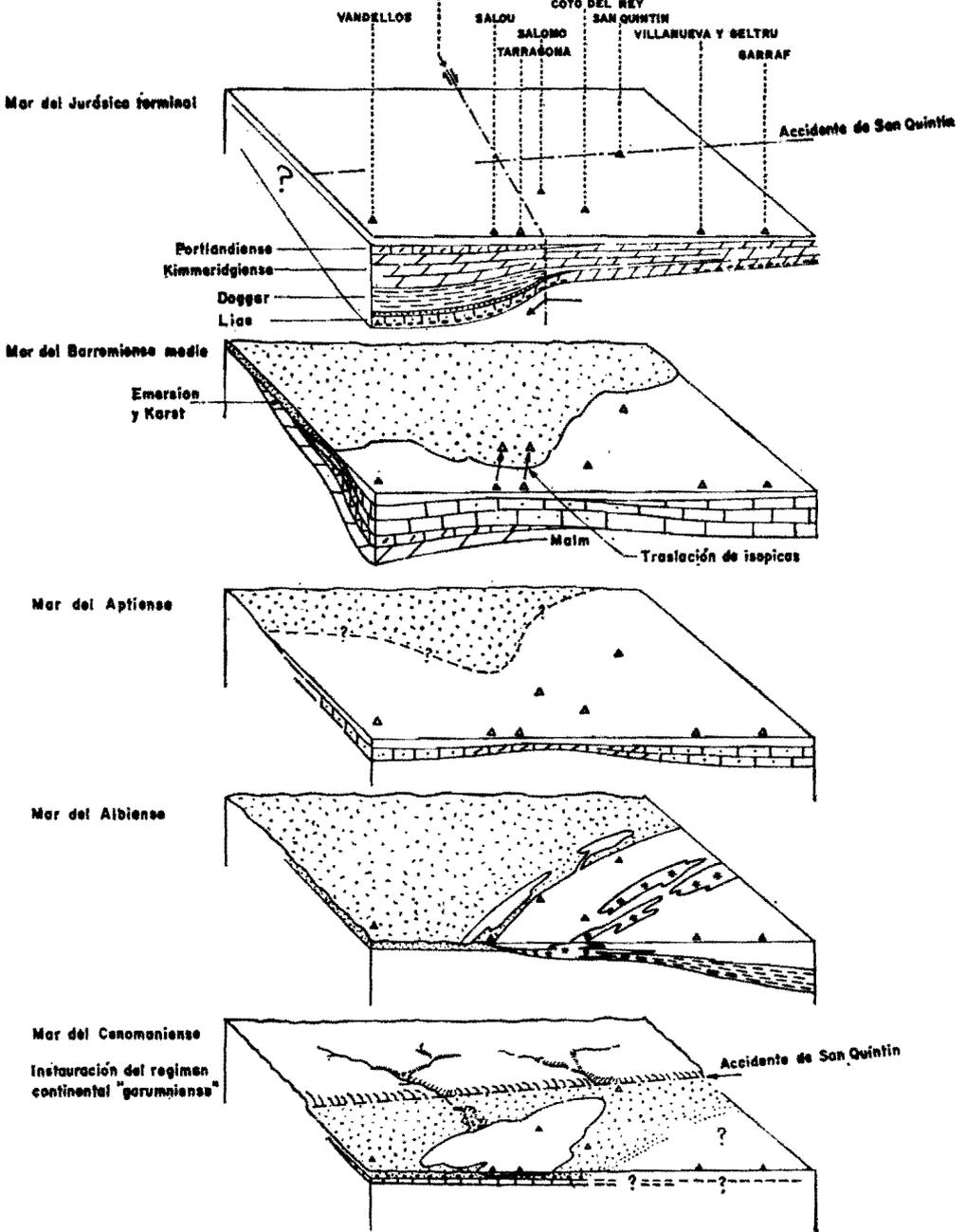
Esta etapa regresiva culmina con el hard-ground intra-aalenense del corte de Vandellós. Este hard-ground, auténtica taphocenosis, y en especial de Braquiópodos, Ostreidos y tubos de Gusanos arenícolas, con oolitos ferruginosos de gran talla, granalla limonítica y una espesa costra limonítica, debe realmente 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 Aalenense de facies muy somera, Bajociense y Bathoniense, tienen un marcado carácter transgresivo, generando las facies más profundas de toda la evolución paleogeográfica. Esta cuenca marina abierta al río Ebro sufre un importantísimo bisel y una profunda dolomitización a partir del hingeline que articula la plataforma y que, interpretamos, coincide a grandes rasgos con una antigua zona de debilidad; traza de la posterior falla de transformación Esplugu-Río Gayá (Punta de la Mora).

ESQUEMA DE EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA MESOZOICA

Probable "hinge line" jurásica, futuro accidente
 Espiuga-Punta de la Mora (Río Gayá)



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

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 este 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 de edad kimmeridgiense tienen carácter regresivo, regresión que se acentuaría en el Portlandiense y continuaría hasta la llegada de la transgresión barremitense.

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 intrabarremitense. Este nivel es sin duda equivalente al observado en el Cabo Salou entre las facies dolomíticas del Dogger terminal-Kimmeridgiense y el Barremitense 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 ocres que invariablemente separan Barremitense 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 Barremitense Medio y el Aptiense Inferior.

Situar exactamente, en el tiempo y en el espacio, el período de emersión y erosión sobre la región de Salou-Tarragona es un problema de difí-

cil solución, fundamentalmente por la escasez de puntos de control y por las traslaciones que han sufrido las isópicas que actualmente observamos.

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

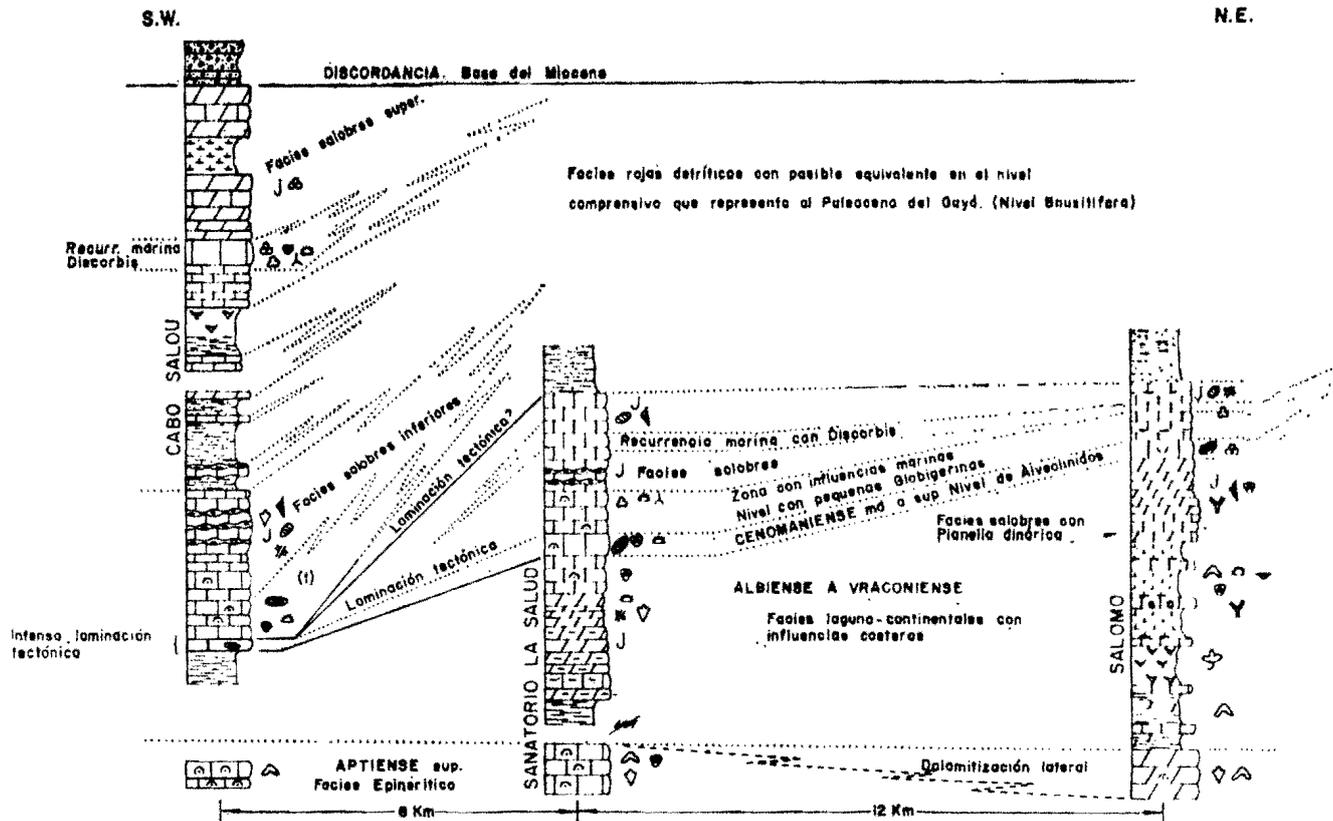
El país emergido ya con el fin del ciclo jurásico, aunque reducido, perdura todavía, y las condiciones epineríticas a neríticas en las que discurre la sedimentación aptiense son rotas por una profunda diferenciación batimétrica de la cuenca, sólo durante el Albiense. Diferenciación de un surco profundo que implica una regresión general sincrónica que alcanza de lleno a la región de Tarragona, donde solamente 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 prematuramente. La retirada marina está interrumpida por un nuevo impulso transgresivo durante el Paleoceno Medio y tras él pasamos insensiblemente, en facies progresivamente más laguno-continentales, a la discordancia miocena.

El carácter de estas invasiones marinas, breves pero quizás extensas, es imposible de definir, puesto que sus afloramientos se reducen a la región de Tarragona-Bonastre, la cual corresponde a un umbral, o cabo. Es, pues, de suponer que el área invadida fuese mucho mayor de la que aho-

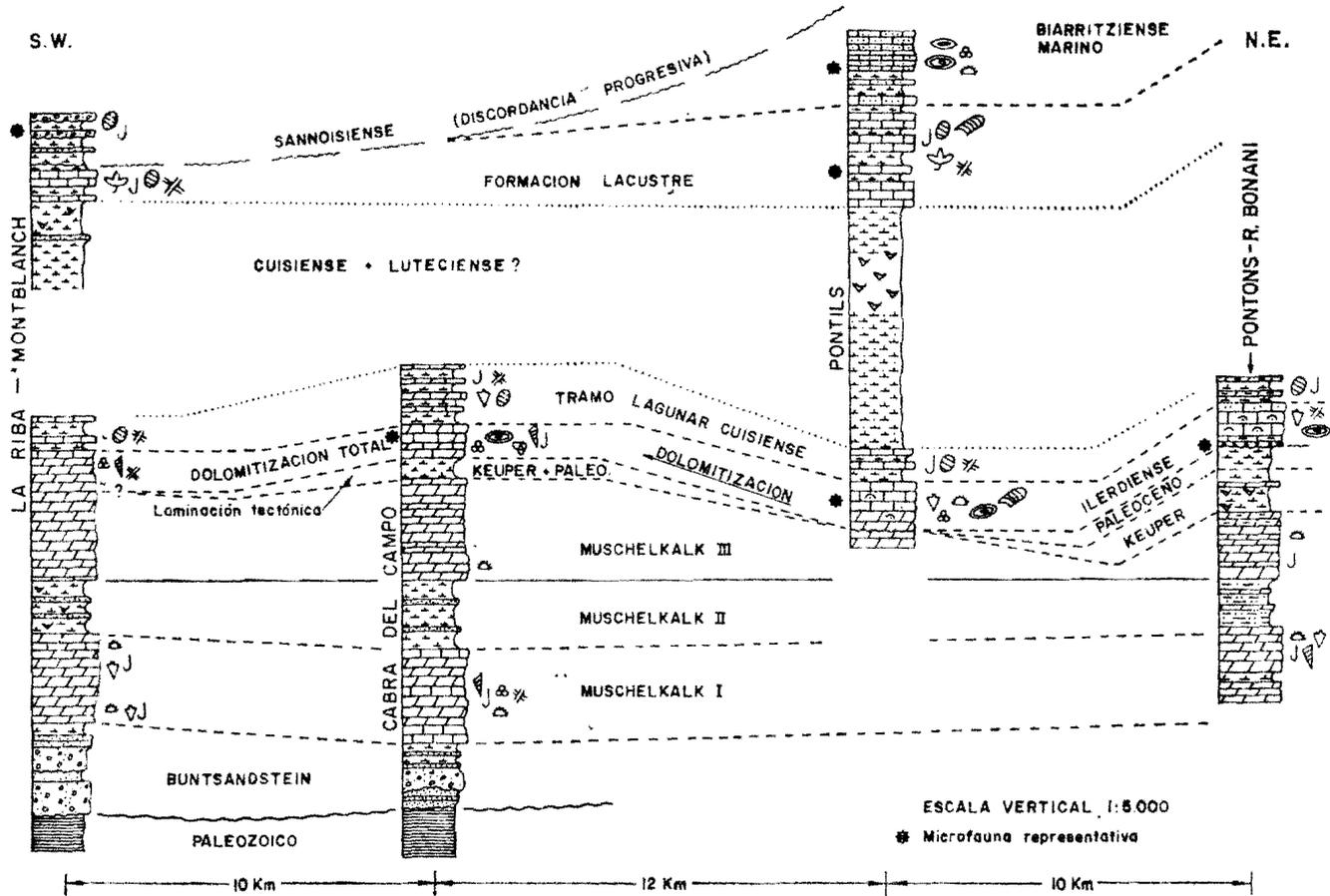
ESQUEMA DE CORRELACION AL CRETACICO SUPERIOR-PALEOCENO

ESCALA VERTICAL m:1.800



(1) Nivel con *Giomolvegolina dachelensis* y *G. telemansera*. Paleoceno medio.

ESQUEMA DE CORRELACION AL ILERDIENSE



ra 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.

No hay, sobre la región, vestigio alguno de la sedimentación, desde las facies garumnienses (Cenomaniense Superior) hasta el Tortoniense Superior-Andaluciense. A pesar de ello, vamos a continuar nuestra historia geológica siguiendo las directrices regionales; consideración muy atrevida si mantenemos la idea de que la cuenca marina eocena finalizaba en el meridiano de Vallespinosa (Hoja de Montblanch y al este de Tarragona). Nada más lejos de la realidad, pues en Cabra del Campo existe el Ilerdiense parcialmente dolomitizado (meridiano de Tarragona), y en La Riba, el Muschelkalk 3 presenta un espesor anómalo, un exceso equivalente al espesor constante del Ilerdiense que se encontraría aquí totalmente dolomitizado (meridiano de Salou). Junto a estas observaciones encontramos mucho más significativa la existencia del Eoceno marino no sólo en los bordes de la depresión de Valls y al sur del horst, sino sobre la mesa de Lliaveria, 25 km. al O.-SO. de Tarragona.

Es, pues, indudable que los límites marinos de la cuenca eocena fueron mucho más extensos de lo a menudo referido en la literatura, razón por la cual nos atrevemos a imaginar la evolución paleogeográfica durante el Paleógeno.

Es indudable que una emersión general afecta a toda la región hasta el momento de la transgresión ilderdiense, 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*, *Miliólidos* y *Bulimus*, pueden representar las áreas parcialmente inundadas premonitoras del gran impulso transgresivo procedente de la Cuenca Terciaria del Ebro.

La transgresión ilderdiense 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 biarriztiense y Priabonienense 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 Sannoisiense que constituyen un conjunto en discordancia progresiva. Observando la distribución de los enormes lentejones de conglomerado y su edad, se aprecia perfectamente su situación preferencial en las líneas donde las fallas de desgarre con dirección hercínica han sido señaladas, siendo los conglomerados progresivamente más jóvenes al 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 al Horst Prelitoral y que estos sedimentos laguno-continetales alcanzan un espesor anómalo en un surco cobijado por la gran estructura que está levantándose y ligado a ella en una estrecha relación causa a efecto.

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

En el capítulo de tectónica hablamos ya de cómo conciliar una tectónica por compresión con una de distensión (esquema de 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 pre-

sencia 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.

Sobre un fondo muy accidentado, con paleorrelieves acusados (klippes de Lías) ya existentes o generados sincrónicamente con la sedimentación, el mar del Tortoniense 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 correspondan varias isópicas.

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

El ciclo mioceno culmina en una regresión general y es entonces cuando depósitos fluvio-torrenciales se instalan en las zonas de mayor subsidencia. Un amplio valle fluvial se desarrollaría pegado al gran escarpe, y son estas condiciones ambientales precisas las que permiten el desarrollo de una completa fauna de vertebrados terrestres; las mismas comenzarían en el Vindoboniense Superior, acentuándose progresivamente hasta el Pontienense. 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 por el territorio de la Hoja. Aunque las procedencias y características litológicas son variadas, su utilización es única: obras públicas.

Con este fin se explotan las dolomías del Lías y las calizas del Cenomaniense.

5.2 HIDROGEOLOGIA

El intenso desarrollo industrial y las necesidades turísticas pueden, sin duda, plantear un problema serio a la hora de prever el fuerte consumo que en un futuro inmediato necesitará la región.

La baja permeabilidad del substrato cretácico y la profundidad a la que debe encontrarse, evaluamos como cifra posible los 350 m., nos llevan a que el esfuerzo investigador deba concentrarse en el prometedor Cuaternario del río Francolí y de toda la depresión Reus-Valls.

La labor a realizar no es realmente sencilla: identificación y correlación de acuíferos, extensión sumamente variable, problemas de comunicación, alimentación e intrusión salina. Todas ellas derivadas indudablemente de la compleja y variada génesis de los depósitos cuaternarios que rellenan la depresión.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J. (1895).—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la province de Barcelona.» *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3 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.

- BATALLER, J. R. (1949).—«Las investigaciones paleontológicas en la Real Academia de Ciencias.» *Mem. R. Ac. C. y Art. de Barcelona*, t. XXV, 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 pp., 46 figs.
- (1923).—«Explicació de la fulla n.º 39: Villanueva y Geltrú.» *Barcelona. Serv. Mapa Geol. Cat.*, 109 pp., 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.*, t. 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 pp., 3 figs., 13 láms. fots., 2 láms. corts., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1934).—«Mapa geológico de España, Esc. 1:50.000, Hoja n.º 446: Valls.» Madrid, 73 pp., 15 láms. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa geol. pleg. f. t.
- (1952).—«Mapa geológico de España, Esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja n.º 472: Reus.» Madrid, 101 pp., 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 pp., 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 pp., 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 pp., 40 figs., 18 láms., 22 láms. fots.
- 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.» Paris, 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, Paris.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der Geologische Bau der Katalonischen Küstengebirge zwischen Ebrömündung 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. fots., 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., n.º 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, pp. 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 pp., 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 pp., 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-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA