



# IGME

448

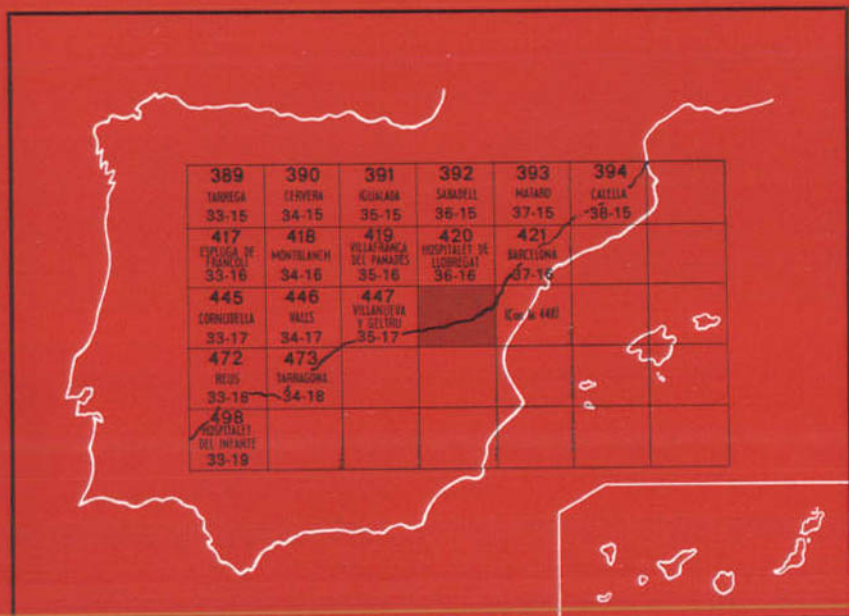
36-17

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# PRAT DE LLOBREGAT

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**PRAT DE LLOBREGAT**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por T. C. R., S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los técnicos superiores de la Universidad de Barcelona siguientes:

*Paleozoico, metamórfico y rocas eruptivas:* Dr. Luis Solé Sugrañes.

*Triásico y Cretácico:* Dr. L. Solé Sabaris.

*Neógeno:* Dr. A. Obrador.

*Cuaternario:* M.<sup>a</sup> Angeles Marqués.

*Síntesis y Dirección por T. C. R., S. A.:* Dr. José Medialdea Vega.

#### **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 - 30.156 - 1975

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja n.º 448, Prat de Llobregat, corresponde en su totalidad a la provincia de Barcelona, estando situada inmediatamente al suroeste de la capital. En el ámbito de la misma cabe distinguir dos grandes unidades geomorfológicas: el delta del río Llobregat y la zona del macizo de Garraf, perteneciente a la Cordillera Litoral Catalana, que alcanza hasta 595 m. de altura en el vértice geodésico de la Morella.

Los terrenos cuaternarios ocupan toda la extensión deltaica, y en la parte montañosa se hallan representados el Paleozoico y Mesozoico, así como el Terciario en un diminuto asomo. El Paleozoico constituye el zócalo del macizo de Garraf y aflora en el sector Noreste del mismo, bordeando el valle inferior del río Llobregat, mientras en dirección contraria se hunde suavemente bajo la cobertura mesozoica. Aun cuanto en él se hallan representados diversos tipos de roca, es predominantemente esquistoso, con valles relativamente amplios, cuyos fondos se encuentran rellenos de sedimentos modernos, donde aparecen abundantes cultivos, mientras se encuentran las laderas cubiertas por lozanos bosques de encinas y pinos y denso matorral.

Al oeste de dicha orla paleozoica se extiende el macizo de Garraf propiamente dicho, constituido por una masa compacta de calizas y dolomías fuertemente karstificadas. Entre el macizo kárstico y la orla paleozoica se intercala un reborde triásico de estructura compleja y litología variada, en el que alternan los niveles calizos con areniscas y conglomerados o arcillas de vivos tonos rojizos y abigarrados. En conjunto, los niveles de rocas más

resistentes, como los conglomerados o las calizas, forman unas alineaciones de cuevas suavemente inclinadas hacia el Oeste, intercaladas entre los relieves suaves de la orla paleozoica y el macizo calcáreo. Este último se extiende ampliamente fuera de la Hoja hasta el límite de la provincia, y constituye, por su naturaleza litológica y su grado de karstificación, una masa montañosa inhóspita, carente de suelos de cultivo, desprovista de cubierta arbórea o muy pobre en ella, prácticamente deshabitada y de relieve muy accidentado, a causa de las profundas y estrechas barrancadas («fondos» en el país) que lo cortan. En esta parte se halla representado el Jurásico y el Cretácico, y únicamente en el borde occidental, en el sector de Olivella, hay un pequeño asomo de Mioceno continental.

Las líneas principales de la estratigrafía fueron precisadas en 1897 por ALMERA en su excelente mapa geológico, en escala 1:40.000, con isohipsas de 5 m., de esta parte de la provincia de Barcelona. Existen numerosos estudios posteriores, como los de SAN MIGUEL DE LA CAMARA y MARCET RIBA, BATALLER, VIRGILI, ASHAUER y TEICHMÜLLER, SCHRIEL y LLOPIS, MONTURIOL, SOLE, ESTEBAN CERDA, etc.

A pesar de los trabajos existentes, la cartografía que figura en la presente Hoja señala numerosas novedades, tanto estratigráficas como tectónicas, debido en parte a los estudios micropaleontológicos de las calizas de Garraf y a nuevos reconocimientos sobre el terreno, y, por otra parte, a la feliz circunstancia de haber dispuesto de un excelente mapa fotogramétrico en escala 1:10.000, con isohipsas de 5 m., que ha servido de base en los trabajos de campo, así como de la fotografía aérea en escala 1:15.000, que ha permitido un trazado riguroso de los contornos y de los accidentes tectónicos, frecuentemente difíciles de precisar en esos macizos calcáreos homogéneos.

## **2 ESTRATIGRAFIA**

### **2.1 PALEOZOICO**

Los terrenos paleozoicos ocupan en esta Hoja sólo un pequeño sector en el margen septentrional, entre la llanura del delta del Llobregat y el borde oriental del macizo de Garraf. A pesar de la poca extensión que ocupan se hallan representados el Ordovícico, Silúrico, Devónico y Carbonífero, pero todos ellos implicados en una compleja estructura despegada y corrida hacia el Sur, que hace muy difícil poder establecer sus relaciones estratigráficas y poder obtener buenos perfiles. Por ello, la mayor parte de datos estratigráficos han tenido que deducirse, en gran medida, considerando los afloramientos de la Hoja núm. 420 (Hospitalet del Llobregat), donde estos terrenos ocupan mucha mayor extensión.

Debido a la difícil estructura de los afloramientos y al reducido tamaño de muchos de ellos, sólo se han distinguido cartográficamente los siguientes tramos:

- Carbonífero indiferenciado, que comprende liditas, pizarras silíceas y grauwackas.
- Silúrico Superior y Devónico Inferior y Medio, que corresponde a calizas masivas con Orthoceras y calcoesquistos con Tentaculites.
- Silúrico, representado por filitas y sericitas con graptolites.
- Ordovícico, formado por pizarras micáceas, filitas y pizarras cuarcíticas.

### 2.1.1 Ordovícico (O)

Aflora sólo en una pequeña extensión al sur de Torrellas de Llobregat y es prolongación de las pizarras cuarcíticas del cerro de San Ramón. No se ha hallado en ellas ningún resto de fauna, pero por similitud con los afloramientos que se encuentran en la Hoja núm. 420 y por aparecer bajo las pizarras Llandoveryenses, puede suponerse que pertenecen al Ordovícico. Su espesor debe situarse entre los 200 y 300 m., aunque es posible que las pizarras cuarcíticas de San Ramón sean el equivalente lateral de las cuarcitas masivas de St. Antoni, cuyo espesor tal vez supere los 100 m.

### 2.1.2 Silúrico (S<sup>A-B</sup><sub>1-2</sub>)

Sobre las pizarras ordovícicas se halla una serie fuertemente replegada de filitas y sericitas, algo ampelíticas, que contienen Graptolites y Crinoides. En las nuevas pistas abiertas en la urbanización Parque Gavá se han observado diversos *Monograptus* y *Scyphocrinus elegans*, lo que permite suponer que se halla representado desde el Llandoveryense al Ludlowiense, tal como ocurre algo más al Norte. Los autores de la Memoria explicativa de la Hoja núm. 448 (Gavá) citan, en el km. 11 de la carretera de Gavá a Begas: *Monograptus colonus*, *M. concisus*, *M. Dubius*, *M. helssingeri*, *M. proteus* y *M. vomerinus*, especies todas ellas del Silúrico.

En este sector es imposible calcular el espesor de las filitas y sericitas, pero posiblemente debe ser del mismo orden que en Papiol, donde se le han atribuido de 150 a 250 m.

### 2.1.3 Devónico (D<sub>11-21</sub>)

Se incluyen en este tramo las calizas masivas con Orthoceras y los calcoesquistos con Tentaculites, que aparecen, en una compleja estructura corrida, sobre el Carbonífero, a lo largo de la carretera de Gavá a Begas.

Es difícil establecer un perfil, dadas las condiciones de afloramiento que aparecen en este sector, pero en los cortes parciales puede verse que es muy semejante al de Can Amigonet, en Papiol.

En Can Amigonet la secuencia es la siguiente:

Muro: Filitas sericíticas grises blanquecinas.

1- 1 m. de calizas dolomíticas pardas, con nódulos ferruginosos dispuestos en capas.

2-10 m. pizarras sericíticas, grises, con huellas de Graptolites.

3- 5 m. de dolomías pardas, masivas.

5- 5 m. de calizas dolomíticas grises, en bancos de 30 a 50 cm., con algunas intercalaciones de calcoesquistos grisáceos de hasta 20 cm. de espesor. Hacia la parte superior pasan a calizas rosadas nodulosas con *Orthoceras*.

6-15 m. de calizas nodulosas grises con *Orthoceras*.

7-25 m. visibles de calcoesquistos con *Tentaculites*.

Techo: Liditas carboníferas discordantes.

Según el criterio adoptado por LLOPIS y otr. (1969) para el corte de Sta. Creu d'Olorde, en el corte de Can Amigonet deberían considerarse como Ludlowienses los tramos 1 a 5, mientras que el tramo calcáreo 6 sería un tramo compresivo en el que se hallarían integrados el Dawtoniense y el Devónico Inferior. El tramo 7 es típicamente Devónico Medio, probablemente Couviniense.

El mejor yacimiento paleontológico de este nivel se halla en el cerro de Roca Bruna, frente a la ermita de Brugues.

En este yacimiento, hoy totalmente agotado, se citan más de quince especies devónicas, las más significativas de las cuales son: *Orthoceras bohemicum*, *O. consocium*, *Tentaculites genitizianus*, *Posidonomya eugira*, características del Devónico Medio.

#### 2.1.4 Carbonífero (H<sub>12</sub><sup>A</sup>)

El Carbonífero aflora según una delgada franja entre la carretera de Gavá a Begas y el barranco de Brugues, estando formado en su mayor parte por liditas y pizarras arenosas silíceas, extraordinariamente replegadas y cabalgadas por el Devónico.

El espesor es difícil de apreciar debido a su disposición tectónica y a no verse ningún contacto estratigráfico normal con la serie subyacente. No obstante, el espesor visible parece ser del orden de los 50 m.

No existe en este sector ningún dato paleontológico que permita datar estas formaciones de lilitas y pizarras arenosas silíceas. Sin embargo, por su similitud con las de Papiol y el Putxet, donde se hallan datados con *Phylipsia* y *Calamites*, se han atribuido al Viseense. Por otro lado, parece que en este sector de Gavá faltan los niveles de calizas y pizarras purpúreas marinas que se encuentran en la serie carbonífera de Can Puig de Papiol.

## 2.2 MESOZOICO

### 2.2.1 Triásico

El Trías de esta Hoja, como el de todos los Catalánides, es de facies germánica y ha sido estudiado sobre todo por ALMERA (1897) y VIRGLI (1959).

#### 2.2.1.1 *Buntsandstein* ( $T_{c1}$ y $T_{cg1}$ )

Está formado por depósitos de facies predominantemente continental, de un color rojizo muy característico, ligeramente violado, compuestos de conglomerados, areniscas y argillitas. En general, se inicia por unos conglomerados basales, de espesor muy variable, que en la mayoría de los afloramientos alcanzan de 50 a 100 m. de potencia, como en Brugués, al norte de Gavá. Dichos conglomerados basales frecuentemente van precedidos de un nivel (de sólo varios decímetros) de argillitas amarillentas y areniscas, en las cuales, como ha ocurrido recientemente en la Cordillera Ibérica, quizá pueda demostrarse la presencia del Pérmico. Los conglomerados aparecen constituidos principalmente por cantos bien rodados de cuarzo, pero también hay algunos elementos silíceos paleozoicos. Sigue un importante espesor de areniscas rojas, alternando al principio con pasadas de conglomerados finos que van haciéndose cada vez más arcillosas hacia la parte alta, para pasar finalmente a argillitas rojas y posteriormente verdosas, facies esta última comparable al Röt alemán. Es frecuente la estratificación cruzada en la masa de arenisca y en la pared septentrional hay hermosos ejemplos de taffonis e incluso el conocido arco natural de Brugués.

El espesor total de *Buntsandstein* es de unos 180 a 200 metros, según se detalla en la columna estratigráfica que figura en el mapa.



### 2.2.1.2 *Muschelkalk* (T<sub>G21</sub>, T<sub>G22</sub> y T<sub>G23</sub>)

En el *Muschelkalk* se distinguen dos tramos esencialmente calizos, separados por una intercalación de areniscas y arcillas rojas. La sucesión es la siguiente:

T<sub>G21</sub>.—Dolomías y calizas (nivel de *Paraceratites*). Espesor: 50 a 70 m.

Empieza generalmente con dolomías bien estratificadas, a las que siguen bancos calizos compactos, a veces con nódulos de sílex. Dentro del ámbito de la Hoja no han suministrado ningún fósil, pero en estos mismos niveles, en áreas próximas a aquéllas, aparecen *Spiriferina mentzelia mentzeli* y *Diplopora*.

T<sub>G22</sub>.—Areniscas y arcillas rojas del tramo medio. Espesor máximo: unos 50 metros.

Formado por areniscas y argilolitas rojas, que hacia el techo contienen lentejones de yeso blanco o pasan a arcillas verdosas. Anteriormente se había confundido a menudo con el Buntsandstein Medio y Superior. Generalmente, las areniscas se diferencian por la escasez de laminillas de mica que, en cambio, abundan más en el Trías Inferior.

T<sub>G23</sub>.—Calizas y dolomías con *Daonella*. Espesor: 60 m.

Empieza por dolomías de poco espesor, seguidas de bancos bien estratificados de calizas en lajas, alternando con niveles de calizas margosas, en los que se han encontrado, en el límite septentrional (fuera de la Hoja), *Daonella lommeli* v. MOJS, y *Protachiceras*. Hacia la parte alta las calizas compactas pasan a calizas en capas y margas amarillentas con *Cassianella*.

### 2.2.1.3 *Keuper* (T<sub>G3</sub> y T<sub>Gd3</sub>)

Las calizas del *Muschelkalk* Superior pasan, en la parte alta, a calizas margosas y margas amarillentas que, no lejos del borde norte de la Hoja, han suministrado *Myophoriosis (Pseudocorbula) keuperiana*, QUENST., y finalmente pasan a las formaciones de margas yesíferas abigarradas, típicas del *Keuper*, pero que aquí, por las razones que se exponen más adelante, alcanzan escaso desarrollo e incluso llegan a faltar. Como siempre, es difícil en este tipo de sedimentos precisar su espesor, que puede cifrarse en unos 50 m.

Las formaciones suprayacentes corresponden a dolomías cavernosas y brechoides, cuya edad se discute a continuación.

### CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL TRIAS

T <sub>G13</sub>	Margas yesíferas abigarradas, a veces inexistentes ...	20 a 25 m.
T <sub>G3</sub>	Margas amarillentas con algunos bancos de calizas margosas. <i>Myophoriopsis keuperiana</i> ... ..	20 a 25 m.
T <sub>G23</sub>	Calizas y dolomías en bancos gruesos en la parte inferior, que progresivamente pasan a capas en lajas, con intercalaciones margo-calizas. <i>Daonella lommeli</i> (nivel de <i>Paraceratites</i> fuera de la Hoja) ... ..	70 m.
T <sub>G22</sub>	Areniscas y arcillas rojas, frecuentemente con capas de yeso intercaladas en la parte alta, las cuales pasan progresivamente, en sus últimos metros, a arcillas verdes y abigarradas ... ..	50 m.
T <sub>G21</sub>	Calizas y dolomías en bancos gruesos y compactos, presentando algunos niveles con nódulos de sílex. <i>Spiriferina (Mentzelia) mentzeli</i> , <i>Protachiceras</i> , <i>Natica gregaria</i> , etcétera ... ..	60 m.
T <sub>G13</sub>	En la base, arcillas arenosas, principalmente. Pasando, hacia la parte superior, a arcillas verdes o versicolores (facies Röt) ... ..	15 a 20 m.
T <sub>G12</sub>	Areniscas rojas, con algunas hiladas de conglomerados finos en la base. Estratificación cruzada frecuente ...	50 a 60 m.
T <sub>G11</sub>	Conglomerados basales de color rojo, formados predominantemente por cantos de cuarzo bien rodados ...	50 a 100 m.
	Areniscas y argilolitas amarillentas no siempre existentes.	Algunos cm.

### 2.2.2 Jurásico (J<sub>d</sub>-J<sub>33</sub>)

Sobre las margas abigarradas, características del Keuper, yace la potente serie calcárea de más de un millar de metros de espesor que constituye el macizo de Garraf, muy pobre en macrofauna y cuya edad, por esta razón, ha sido desde hace tres cuartos de siglo objeto de controversia y atribuciones diversas, pero que ahora, gracias al concurso de la micropaleontología, ha quedado aceptablemente determinada.

En líneas generales, en este complejo calcáreo cabe distinguir una serie inferior compuesta de dolomías oscuras, de pátina negruzca y olor fétido, las cuales dan lugar a numerosos topónimos de «peñas o rocas negras». En la base de las dolomías es frecuente la presencia de brechas monogénicas intraformacionales, tan abundantes en la Cordillera Ibérica, donde se atribuyen razonablemente al Lías. Sigue a continuación una serie de calizas blancas que por su tonalidad contrasta fuertemente en el paisaje con las dolomías oscuras. Hacia la parte alta, la serie caliza va enriqueciéndose en niveles margosos, sin llegar a ser éstos dominantes. La serie calcárea blanca contiene abundantes secciones de Rudístidas y Orbitolina, y en las calizas margosas superiores son frecuentes los macrofósiles (Braquiópodos, Moluscos, Equínidos) que permitieron a ALMERA atribuir estas capas al Aptiense-Albiense. En cambio, en la serie dolomítica inferior es rara la macro y microfauna, por lo que ha venido atribuyéndose al Eocretáceo. A esta dificultad, para una correcta atribución cronostratigráfica, se suman otras dos circunstancias que complican el problema. Por una parte, la existencia de una densa red de fracturas distintamente orientadas, frecuentemente difíciles de identificar sobre el terreno, pero que la fotografía aérea comprueba perfectamente, lo que hace hipotético el establecer la sucesión en unas formaciones de caliza bastante homogéneas, donde no es siempre fácil distinguir la estratificación y los planos de diaclasas. Otro factor que complica el estudio estratigráfico de este macizo se refiere a la dolomitización, no siempre acorde con la estratificación. A ella se habían atribuido muchos de los contactos anormales que en realidad corresponden a accidentes tectónicos.

VERNEUIL y VEZIAN atribuyen las dolomías al Triás Superior. En el mapa de ALMERA, publicado en 1897, se reconoce la presencia de niveles lacustres en la base de la formación, con *Paludestrina*, *Bythinia*, *Physa*, por lo cual la atribuye al *Wealdense*, mientras cree que las calizas se extienden desde el Hauteriviense al Urgo-Aptiense. LLOPIS (1947) considera por primera vez como *Rético* las brechas de la base, que se prolongan 30 km. más al Norte, hasta el Montseny. Los autores alemanes, como ASHAUER y TEICHMÜLLER (1935), las identifican con las dolomías del nivel de carniolas, mientras, según otros, el Jurásico quedó acantonado en Tarragona, al sur de Salou. ROSELL (1961) cree encontrar argumentos que le permiten

sospechar que se trata del *Lias Medio*. En 1966, FERRER hace un primer estudio micropaleontológico de un sector del macizo y observa la presencia de Orbitolínidos, Dasycladáceas, Miliólidos, Lituólidos, Valvulínidos, etc., pero los atribuye incorrectamente al Aptiense-Albiense, sin duda influido por la tradición geológica anterior. RAT (1966) reconoce también el nivel de Dasycladáceas, que atribuye el Purbeck, atribución constatada por VIA y CALZADA (1971), aunque posteriormente CALZADA (1972) admite la edad *Portlandiense-Bearrisiense*, a causa de la presencia de *Clypeina jurassica* y *Favreina salavensis* en la parte alta de la serie dolomítica. CALZADA (1972) determina paleontológicamente el *Valangiense* y un probable *Hauteriviense* en la Pleta de Garraf, no lejos del contacto de las dolomías con las calizas.

La sucesión observada en el sector meridional es la siguiente:

Yacente: Margas abigarradas del Keuper.

- a) 40 m. Brechas de matriz calcárea ocre, de cantos dolomíticos angulares-subangulares, de 1 a 5 cm. de diámetro, procedentes en su mayor parte del Triásico. Frecuentemente de apariencia cavernosa por disolución y teñida de tonos rojizos. Este nivel es extraordinariamente variable y en algunos puntos alcanza los 40 m. de espesor (Terradelles), formando grandes masas lenticulares. Generalmente tiene un espesor de 5-10 m. sobre el Keuper.
- b) 190 m. Dolomías negras, cavernosas. Nivel muy característico, destacan en el paisaje por su color y estratificación masiva. Pueden distinguirse las siguientes facies:
  1. Doloeparitas: Dolomías grises de grano grueso con restos de oolitos en bancos de 30-60 cm. Potencia total de 30 m.
  2. Dolomicroesparitas asfálticas: Dolomías negras de grano fino con intercalaciones e impregnaciones de margas negras con cristales de pirita. Bancos de 2 cm., que integran 40-60 m.
  3. Doloeparitas arenosas, gris oscuro, en bancos masivos, a veces brechoides. Los granos detríticos de cuarzo pueden ser localmente muy abundantes e incluso alcanzar los 0,5 cm. Espesor total, 50 m.
  4. Doloeparitas y dolomicroesparitas laminares (1-10 cm.) de tono gris a negro y bancos masivos a gruesos. En las laminaciones se reconocen «mud-craks» y «algalmats» estromatolítico. En la parte superior aparecen progresivamente láminas calcáreas intercaladas, pasando a las calizas del tramo siguiente, atribuidas al Cretáceo.

Techo: Calizas del Valangiense.

En el corte anterior los niveles de brechas de la parte basal, por razones de analogía con otras regiones próximas, deben pertenecer al Rético o Lías. En el mapa, dado su escaso espesor e inconstancia, no se han separado del resto del Jurásico, y cuando aparecen bien distribuidos se asocian al tramo J1. Inmediatamente encima vendrían los niveles lacustres situados cerca de Castelldefels, al pie de Torre Barona, siendo el nivel 4 el que corresponde a la fauna portlandiense, anteriormente citada, que constituye el límite superior de la formación dolomítica. Es interesante señalar, por otra parte, la semejanza de facies con los niveles dolomíticos que en el Pirineo catalán son atribuidos al Dogger, pero que incluso pueden llegar a afectar la base del Cretáceo.

La sucesión expuesta ha sido estudiada detalladamente en el sector costero, y se presenta nítida en la ermita de la Trinidad, al oeste de Vallcarca y a lo largo de la carretera de Castelldefels a la urbanización de la Plana Novella.

### 2.2.3 Cretáceo (C<sub>12-14</sub> y C<sub>15</sub>)

Sobre las dolomías negras jurásicas se apoya una importante masa de calizas blancas, atribuibles al Eocretáceo. El contacto entre ambas unidades estratigráficas es diferente de unos lugares a otros, según se discutirá oportunamente en los apartados de tectónica y paleogeografía. A veces, hay perfecta continuidad entre ambas y se pasa insensiblemente de una a otra a través de una delgada serie de transición, que consiste en la intercalación de capas delgadas de caliza en las dolomías superiores, hasta que finalmente el conjunto pasa a calizas con microfauna del Jurásico Superior o del Cretáceo Inferior, apareciendo finalmente los bancos del Cretáceo. Pero otras veces la base del Cretáceo se caracteriza por la aparición de un nivel de brechas basales que en algunos puntos llega a estar formado por cantos de hasta algunos decímetros, fuertemente cementados y claramente discordantes sobre el yacente, el cual puede variar desde el Muschelkal Medio al Superior, Keuper o Jurásico.

En la zona de Castelldefels-Vallcarca la sucesión es la siguiente:

Yacente: Dolomías jurásicas, masivas y brechoides, de color gris oscuro, con algunas zonas laminares en la parte superior.

- a) 20 m. Caliza compacta, gris-oscuro y fétida, con lechos de dolomías gris. La parte inferior muestra algunos horizontes de caliza dolomítica rosada, y la parte superior consiste en una brecha de calizas y dolomías de color negro y fétidas. Son micritas y mitritas pelíticas con textura fenestral y escasas secciones de *Cylindroporella* sp.

- b) 74 m. Calizas grises, compactas, muy oscuras y fétidas, lamina-  
das, dispuestas en bancos de 1 m. Contienen varios tipos  
de «algal-mats», estromatolitos y «mud-cracks» y «flatpebbles  
conglomerates», mostrando dolomitización según las láminas  
y grietas del «mud-crack». Se trata de micritas con pellets,  
y algunos de ellos presentan envueltas oolíticas. Textura fe-  
nestral bien representada. Contienen *Ortonella*, *Ostrácodos*,  
*Glomospira*, *Clypeina jurassica*, pequeños Valvulinidos, etc.  
Fauna en conjunto muy poco abundante.
- c) 25 m. Calizas gris-oscuras, compactas y masivas, con pequeños  
niveles brechoïdes y abundantes secciones de gasterópodos  
y ostrácodos.
- d) 70 m. Calizas gris-oscuras en bancos gruesos y compactos, con  
niveles encolíticos y brechoïdes. Gasterópodos fragmentados  
y ostrácodos. Se trata de micritas y dismicritas con *Cylindro-  
porella* y *Clypeina*.
- e) 175 m. Calizas masivas compactas, gris-oscuras y negras, con do-  
lomitización irregular en la base y abundantes niveles lami-  
nados (algal-mats, fenestral). Es posible que se trate de una  
repetición parcial del nivel b) por medio de una fractura.  
Son micritas y biointramicritas oolíticas con dolomitización  
más o menos desarrollada. Contienen *Trocholina elongata* (?),  
*Nauloculina oolithica*, *Glomospira*, foraminíferos biseriados,  
pequeños Valvulinidos, *Quinqueloculina* y Ostrácodos. En la  
parte superior aparecen *Permocalculus* y Charáceas, así como  
facies bastante dolomitizadas, con *Clypeina*, *Cylindroporella*  
y Gasterópodos. Algunos pellets se identifican como *Favrei-  
na salevensis*.
- f) 225 m. Calizas gris-oscuras, masivas y compactas, con algunos ni-  
veles más delgados hacia la parte superior. Presentan unos  
seis bancos biostromales de pequeños rudistas. Son micritas  
y biomicritas intraclásticas con Miliólidos, *Choffatella*, *Bar-  
kerina*, *Glomospira*, Charáceas, foraminíferos biseriados, pe-  
queños Valvulinidos, *Actinoporella*, *Macroporella*, Acicularia  
y secciones de gasterópodos. Hacia la parte superior apa-  
recen *Coskinolina sunnilandensis elongata*, *Orbitolinopsis ki-  
liani*, *O. cuvillieri*, *Cayeuxia*, *Clypeina Salpingoporella annu-  
lata*, *Saubaudia minuta*, *Idalina*, *Haplophragmium*, *Valvulina*  
y fragmentos de Equinodermos.
- g) 2 m. Banco compacto de bioosparita intraclástica con *Choffatella*,  
*Miliólidos*, *Barkerina*, *Nezzazzata*, *Biseriados*, *Acicularia*, Os-  
trácodos, Gasterópodos, Charáceas, *Glomospira*, fragmentos  
de moluscos, etc.

- h) 250 m. Calizas compactas, gris-oscuro a gris-claras, en la parte alta, en bancos de 35-60 cm. Presentan complejas alternancias de facies de Dasycladáceas, Charáceas, Oncolitos, Gasterópodos con Miliólidos, Rudistas y Orbitolínidos. En la parte media del nivel se observa un estrato de 80 cm. de arenitas amarillentas azoicas. Mediante un nivel relativamente rico en *Rynchonella* la serie se traslada al mismo pueblo de Garraf. Se trata de biomicritas, con biopelmicritas y biointramicritas, sobre todo en la parte superior.
- i) 150 m. Calizas gruesas y masivas, compactas, de colores grises y beige claros, con varios bancos de Rudistas, grandes y potentes en la parte superior, presentándose en la parte central una sección dolomítica de 6-7 m. de espesor. Alternancias de facies de Dasycladáceas, Ostrácodos, Charáceas, Gasterópodos y oncolitos con las de Rudistas, Orbitolínidos, etcétera.  
Se trata de biomicritas, biopelmicritas y biointramicritas con algunos horizontes esparíticos oolíticos y contienen fauna parecida a la del nivel anterior, así como *Palorbitolina lenticularis*, *Baccinella* irregulares, Briozoos, *Nautiloculina oolítica*, *Everticyclamina greigi*, Corales, etc.
- j) 40 m. Calizas compactas de color beige claro en bancos de 50 cm., progresivamente más arcillosas y granulares, en bancos menos gruesos.  
En la base hay niveles con burrowing. Se trata de biopelmicritas con Espículas de Esponjas silíceas, restos de *Equinodermos*, *Lenticulina*, *Tritaxia*, *Sabaudia minuta*, *Marsonella*, *Haplophragmoides*, *Palorbitolina lenticularis*, *Miliólidos*, *Hedbergella*.
- k) 120 m. Margas y margocalizas en paquetes de unos 30 m. y bancos de 40-50 cm. Colores grises, azulados y amarillentos por alteración. Fauna parecida al nivel j), pero con un marcado predominio de planctónicos en algunos niveles. Glauconita escasa y señales de bioturbación.
- l) 40 m. Calizas beige claro, compactas, en bancos de 40-70 cm. Se trata de biopelmicritas intraclásticas y biointrasparitas, con episodios arrecifales de *Baccinella*, Corales y algunos Rudistas. Además contienen *Orbitolina M. texana texana*, *Nautiloculina*, *Haplophragmoides*, *Valvulina*, *Everticyclamina*, *Nezzazzata*, *Idalina*, *Sabaudia*, etc.

En conjunto, y con escasas diferencias de matriz, se trata de una serie calcárea homogénea, que aparenta tener más de mil metros de espesor, aun cuando a causa de las repeticiones tectónicas es prudente rebajarlo a unos 800 m. En cuanto a su atribución estratigráfica ha habido algunas vacilaciones dentro de su indudable pertenencia al Eocretáceo.

La sucesión micropaleontológica que ha sido expuesta permite establecer una cronoestratigrafía de mayor precisión. Los niveles *a)*, *b)*, *c)* y *d)* corresponden todavía al Portlandiense de facies purbeck, mientras que el nivel siguiente sería ya Valanginiense y la parte alta Hauteriviense, así como la base del nivel *f)*, cuya parte media es ya Barremiense. Así pues, existirían unos 190 m. de calizas anteriores al Valanginiense; aproximadamente, 200 m., en los que se hallaría representada la facies lacustre de tipo purbeck, comprendiendo el Valanginiense, Hauteriviense y quizá parte del Barremiense y, finalmente, las calizas superiores, con un espesor cercano a los 400 m., que deben situarse en el Barremiense y es el piso más desarrollado. Las margas de los niveles superiores pertenecen al Aptiense-Albiense y en ellas y en los bancos calizos interestratificados se ha reconocido la presencia del Beduliense, predominantemente margoso, con Lenticulina, Tritaxia y diversos Equínidos (Toxaster). En el Gargasiense, formado por bancos calizos ocres, abundan también los Coralarios. Estos últimos pisos están bien desarrollados en el sector de Jafra y al este de Valcarca, en Campdasens, pero en general han sido fácilmente erosionados, tanto por su posición al final de la serie como por su naturaleza margosa, y por ello la disposición tectónica condiciona, en general, los afloramientos.



CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL CRETACEO Y DEL JURASICO

C R E T A C E O	C <sub>15</sub>	Albiense	{ Mal caracterizado, quizá inexistente dentro de la Hoja, pero representado en general por margas y margocalizas de facies pelágica (con ammonites fuera de la Hoja).
		Aptiense	
	C <sub>14</sub>	Gargasiense	{ Calizas beige, biomicritas o biointraesparitas, con corales, Rudistas, <i>Orbitolina texana</i> , etc. (40 m.).
		Beduliense	
C <sub>12-13</sub>	Barremiense	{ Calizas masivas compactas, gris claro, de página blanca, con algún nivel dolomítico intercalado, con abundantes Rudistas ( <i>Toucasia</i> ), fragmentos de Gasterópodos, Braquiópodos, Miliólidos, <i>Orbitolinopsis</i> , <i>Paleorbitolina</i> , <i>Choffatella</i> , etc. (500/600 m.).	
	Valangiense-Hauteriviense		
J U R A S I C O	J <sub>33</sub>	Portlandiense	{ Dolomías lacustres laminares, alternan con láminas y bancos de calizas grises, facies purbeck. Con <i>Clypeina jurassica</i> , etc. (150 metros).
	J <sub>2-3</sub>	Dogger-Malm	
	J <sub>1</sub>	Retiense-Lías	
			{ Brechas dolomíticas, angulosas, de espesor muy variable, con capas dolomíticas con fauna lacustre ( <i>Paludestrina</i> , etc.) (50 a 40 m.).

## 2.3 CENOZOICO

### 2.3.1 Mioceno ( $T_{cl}^{Ba}$ )

En el borde oeste de la Hoja, al sur del caserío de Olivella, existe una masa de conglomerados de facies continental y de bastante espesor, que constituye el extremo de un afloramiento mucho más extenso en la Hoja adyacente y sobre el cual poco puede añadirse, dada la pequeña representación que en aquélla alcanza. Se trata de bancos de gruesos conglomerados de cantos mal rodados, de elementos calizos, escasamente cementados que se apoyan en discordancia sobre el basamento cretácico. Son del mismo tipo de los que en la Hoja núm. 420 forman la masa conglomerática de Olesa de Bonesvalis, que también han sido atribuidos al Mioceno, pero allí entran en contacto con un Mioceno marino mejor datado.

### 2.3.2 Plioceno

En la presente Hoja no aflora, y únicamente ha sido reconocido en el delta del Llobregat merced a los sondeos efectuados, donde aparece constituido por arcillas azuladas, arenas y conglomerados de matriz arenosa, siendo semejante al que corresponde en la Hoja contigua de Hospitalet (número 420), en cuya Memoria se describe detalladamente.

## 2.4 CUATERNARIO ( $Q$ , $Q_1$ , $Q_2$ y $Q_{2b}$ )

Entre las formaciones cuaternarias que se han distinguido cartográficamente, las que alcanzan mayor extensión corresponden al llano del Llobregat. Esta llanura aparece encajada en unos niveles más antiguos, correspondientes al Pleistoceno, quedando separada de ellos por un escarpe.

En la actualidad este escarpe muestra un desnivel visible, de unos 20 metros como máximo. Se formó durante la glaciación Würm, cuando el nivel del mar se hallaba, según MORNER, a una cota de 90 m., y es evidente que el desnivel que llegó a alcanzar, debido al profundo ahondamiento del valle, era mucho mayor que el observado actualmente, puesto que una vez iniciada la transgresión flandriense los depósitos correspondientes a la misma fueron colmatando el antiguo valle, cubriéndolo parcialmente.

Los depósitos antiguos que forman el escarpe aparecen constituidos por unas brechas basales sobre las que se desarrollan sedimentos de tipo cíclico, conocidos bajo la denominación A, B y C, y con una potencia muy variable. Este conjunto se apoya bien sobre el Plioceno, bien sobre el Triásico y, en algunos sectores, sobre el Paleozoico.

Los sedimentos que corresponden a lo que se ha denominado Cuaternario indiferenciado están constituidos por materiales de diverso origen, enmascarados por derrubios de pendiente o conos de deyección, cuya situación cronoestratigráfica no es determinable.

### *El delta del Llobregat*

El valle del Llobregat, a la salida del estrecho de Cornellá Sant Boi (2 km. de anchura), se abre formando una gran llanura, con una extensión ligeramente inferior a los 100 km<sup>2</sup> de extensión. Gracias a los sondeos practicados en la misma para el alumbramiento de aguas, se ha podido conocer su estructura y naturaleza. Así pues, se ha comprobado que corresponde a un delta que se apoya o bien sobre el Plioceno de la antigua ría, o bien sobre los materiales más antiguos de los bordes: Mioceno cerca de Montjuic, Triásico en Gavá, Paleozoico en Sant Boi, etc.

En esquema, el delta aparece formado por dos niveles de sedimentos detríticos, separados por una intercalación de tipo limo-arcilloso, que se acuña hacia el valle y hacia los bordes.

En el nivel detrítico superior, en su mayor parte cubierto por una capa de suelos y, en muchos casos, por materiales de relleno, predominan las arenas. En el inferior se presentan dos niveles netamente diferenciados: uno arenoso y poco potente (de 0,50 a 2 m., aunque a veces llega a desaparecer) que se apoya sobre otro formado por gravas, de espesor variable (de 0 a 10 m.).

Este esquema es válido y visible en la parte externa del delta, pero en la interna, aunque en principio se mantiene, es mucho más complejo. En primer lugar, el tramo limo-arcilloso intermedio no tiene una composición totalmente homogénea, sino que presenta una serie de alternancias marcadas por ligeros aumentos del tamaño de grano de los materiales; estas variaciones litológicas reflejan tanto las fluctuaciones del nivel del mar como las modificaciones de la línea de costa y de los aportes. Son, por tanto, las zonas más sensibles a estos cambios las situadas en las proximidades de la tierra firme, es decir, en la zona de tránsito entre el ambiente marino y el continental.

Por último, dejando aparte la cobertera superficial antes aludida, el nivel superior, que en la orla externa del delta es neta y únicamente detrítico, en las zonas más internas presenta una serie de variaciones. Así pues, en algunos sectores aumenta la proporción de la fracción gruesa de grava; en otros, el nivel detrítico típico está recubierto por niveles arcillosos y limosos y en otros puntos llega a desaparecer, siendo sustituido por materiales de tipo fino.

En cuanto a la génesis, podemos decir que la base del delta está formada, en primer lugar, por unas gravas que representan el relleno post-

glacial del valle. En estas gravas se han encontrado *Vermetus* sp. y perforaciones que se han atribuido a *Lithophaga* (s. s.) *lithophaga* (LINNE, 1767) y que indican una permanencia temporal de las gravas bajo el mar. Se les pueden reconocer en todo el delta y, en la línea de costa, se sitúan a profundidades que van de 36 m. en el extremo occidental, a unos 63 m. en la parte central, volviendo a disminuir la profundidad hacia la parte oriental. Hacia los bordes internos del delta, es decir, en dirección a la zona de enlace con el valle, cerca de las formaciones de la cordillera litoral (macizo de Garraf, Montjuic, etc.), las cotas a que se encuentran las gravas son cada vez menos profundas y la formación más potente. Así, la superficie topográfica representada por el techo de esta formación tiene una pendiente bastante acusada y superior a la de la superficie actual del delta. En cuanto a su morfología, se observan dos surcos cuya situación corresponde en superficie, aproximadamente: uno, al emplazamiento de la laguna de la Murtra; y el otro, al espacio comprendido entre la desembocadura actual y la laguna de La Ricarda. Sobre esta superficie aparecen, en primer lugar, unos niveles arenosos que se acuñan hacia el interior (las muestras correspondientes a este tramo son muy escasas y fragmentarias, debido a la dificultad de extracción de este tipo de material, corresponden al primer plano de la transgresión flandriense y son de ambiente litoral). Sobre estos niveles aparecen unas formaciones que contienen fauna salobre y que corresponden a lo que OOMKENS denomina transgresión salobre.

Las principales especies que se han reconocido son:

Foraminíferos: *Ammonia becarii* (LINNE); *Ammonia becarii* (LINNE) var. *tepida*, CUSHMAN; *Melonis pompilioides* (FICHTEL and MOLL).

Ostrácodos: *Cyprideis torosa* (JONES), *Loxoconcha elliptica* (BRADY).

Moluscos: *Hydrobia acuta* (DRAPARNAUD, 1805), *Cerastoderma* (s. s.) *edule edule* (LINNE, 1758).

En una de las muestras pertenecientes a este nivel se ha realizado un análisis polínico en el que los mayores porcentajes corresponden a *Artemisia* (30 por 100) y *Chenopodiaceae*, cf. *Salicornia* (halófila). Las especies arbóreas están representadas por un bajo porcentaje de *Pinus* y *Quercus* (inferior al 4 por 100 cada uno), de lo que se deduce que han sido aportados desde zonas muy distantes.

Por encima aparece la cuña limo-arcillosa fluviodeltaica, que corresponde al prodelta y representa, tanto la secuencia transgresiva marina (en la parte inferior) como la regresiva, debida al avance del delta hacia el mar (parte superior).

Las especies reconocidas en este tramo son muy numerosas y corresponden en su totalidad a la fauna actual del Mediterráneo.

La lista completa comprende un centenar de Foraminíferos, unos cuarenta y cinco Ostrácodos y más de cien Moluscos, entre Gasterópodos, Bivalvos y Escafópodos.

Los niveles correspondientes al frente deltaico (que, como hemos señalado, en general están ocultos) evidentemente son los más complejos. Abundan los tramos arenosos: unos, corresponden a arenas de playa; otros, a dunas; y los terceros, a arenas fluviales. En cuanto a los primeros, además de las arenas asociadas a la playa actual, se ha podido determinar la existencia de otra línea de costa, situada más hacia el interior (su localización corresponde a la antigua carretera de Real Valencia), y que, por su contenido en restos arqueológicos, se atribuye a época romana.

La fauna obtenida en esta formación corresponde a los yacimientos de los areneros de Gavá.

Por su parte, las dunas, que generalmente forman cordones, se emplazan a lo largo de la costa occidental del delta, desde Castelldefels hasta cerca de la desembocadura, y constituyen una franja de anchura variable. El mayor desarrollo se observa en la zona comprendida entre Castelldefels y la laguna de la Murtra, y a partir de este punto la franja se va estrechando hacia la desembocadura del Llobregat, existiendo sólo algunas zonas, algo más amplias, en las proximidades de las lagunas del Remolar, l'Illa y la Ricarda.

Los tramos arenosos atribuibles a un régimen fluvial se han podido observar en un sector de la Zona Franca, próximo al curso del Llobregat. En este emplazamiento también se ha puesto de manifiesto la existencia de niveles turbosos o ricos en materia orgánica, asociados a ambientes de tipo marismal, que también están presentes en la parte noroccidental del delta, donde existen además niveles detríticos gruesos asociados a aportes laterales.

En cuanto a la edad de formación del delta, debemos afirmar que es post-Würm, o sea, flandriense. Como, según MORNER, el óptimo o máximo de la glaciación Würm debe situarse hacia los 18.000-15.000 años antes de J.C., con un descenso del nivel del mar que lo llevaría a la cota — 90 m., el delta flandriense del Llobregat es posterior a los 18-15.000 años antes de J.C.

Además, gracias a una datación (\*) con C<sup>14</sup>, los niveles turbosos correspondientes a lo que se ha denominado transgresión salobre (situados a unos 54 m. de profundidad), tienen una edad de 8.950 años antes de J.C., por lo que, teniendo en cuenta la subsidiencia, coincide con los resultados de MORNER, para quien la cota de — 55 m. se alcanza hacia los 10.700 años antes de J.C., y la de — 37 m. entre los 7.700 y 7.300 años antes de J.C.

---

(\*) Datación realizada por el Instituto de Química Física «Rocasolano», C. S. I. C.

Por último, existe el dato de la existencia de la llamada playa romana, que está situada a unos 2-3 km. hacia el interior de la actual, de donde se deduce que toda la llanura deltaica, situada más allá de esta línea, es posterior a la época romana.

De todo ello podemos concluir que la mayor parte del delta del Llobregat se ha formado en unos 11.000 años y que la parte externa de la llanura deltaica se ha formado en unos 2.000 años aproximadamente, lo que correspondería, si se considera constante la tasa de progradación, a un avance aproximado de 1,50 m/año.

### 3 TECTONICA

La discordancia entre el Paleozoico y el Trías señala en los Catalánides, como en casi toda la Península, uno de los mayores rasgos tectónicos que permite dividir en dos grandes ciclos su evolución dinámica y separar los grandes conjuntos en unidades tectónicas.

El zócalo herciniano aflora únicamente en el borde septentrional de la Hoja, formando parte de la orla de esta edad que bordea, por el Oeste, el macizo de Garraf, desde Viladecans, cerca de la costa, hasta Martorell, en el valle del Llobregat. Dicho zócalo se hunde suavemente bajo la cobertera mesozoica, cuya base, formada por los conglomerados del Buntsandstein, resalta en el relieve a causa de su mayor resistencia a la erosión, por lo que dibuja una línea de cuesta, a veces de un centenar de metros de altura, suavemente inclinada hacia el Oeste. Sin embargo, esta cuesta no es continua ni regular, pues numerosas fallas transversales, de edad alpina, la desnivelan y cortan indistintamente el zócalo y la cobertera.

Estudiaremos primero la estructura del zócalo herciniano y, seguidamente, la de la cobertera mesozoica, describiendo en esta última parte los accidentes que afectan a ambos.

#### *Zócalo herciniano*

De Norte a Sur, los materiales del zócalo herciniano presentan una sucesión relativamente simple de macroaccidentes: en el borde de la Hoja afloran las pizarras cuarcíticas ordovícicas del anticlinal de St. Ramón, falladas y volcadas hacia el Suroeste. En el flanco meridional de este pliegue se inicia, aunque con estructura de detalle algo más compleja, un sinclinal con núcleo de pizarras silúricas y calizas devónicas, que se halla algo despegado de su zócalo y corrido hacia el Sur, sobre una bóveda anticlinal, intensamente replegada, de liditas y pizarras silíceas carboníferas. Numerosas fracturas de edad alpina y postalpina, orientadas principalmente Nor-este-Suroeste o Norte-Sur, complican esta disposición, dislocando la con-

tinuidad de estos accidentes. Estas fracturas, que tanto afectan al zócalo hercíniano como a la cobertera mesozoica, se estudian con mayor precisión al tratar de la tectónica de la cobertera mesozoica.

El análisis microestructural de los materiales paleozoicos revela que éstos se hallan afectados por dos sistemas de esquistosidad, debido a dos fases de deformación consecutivas.

*Primera fase.* Durante la primera fase de deformación, que corresponde al momento paroxismal de los movimientos orogénicos que afectaron esta zona de los Catalánides, se formó una esquistosidad de flujo totalmente penetrativo, acompañada de un metamorfismo regional epizonal.

Esta primera esquistosidad  $S_1$  es la responsable de los planos de pizarrosidad que presentan los materiales hercínianos y que, en los niveles más arcillosos, borra por completo la estratificación primitiva. Sólo es visible cuando los bancos son bastante potentes y las diferencias litológicas son suficientemente acusadas, como ocurre con los bancos de cuarcita interestratificadas entre las pizarras o con el contacto entre las calizas y las pizarras o los calcoesquistos devónicos.

Las transformaciones metamórficas de esta primera fase comportan una paragénesis de clorita, albita y probablemente biotita, con formación de cristales aciculares muy pequeños, perfectamente orientados. Es, por tanto, un metamorfismo epizonal, correspondiente a la facies de los esquistos verdes, probablemente en el límite entre las subfacies de la clorita y la biotita.

En los niveles arenosos se observa recristalización y orientación de los granos de cuarzo y plagioclasa, y en los niveles calcáreos existe recristalización total de la calcita.

La dirección de esta esquistosidad es difícil de determinar, al hallarse afectada por una segunda fase de plegamiento, y está fuertemente distorsionada por las fracturas. Sin embargo, predomina la dirección Noroeste-Sureste u Oeste/Noroeste-Este/Sureste con fuertes inclinaciones hacia el Norte.

Da lugar esta fase de deformación a un plegamiento de tipo similar, con pliegues isoclinales, de tamaño métrico, fuertemente vergentes hacia el Sur. Estos pliegues son bien visibles en las pizarras cuarcíticas, en el kilómetro 3 de la carretera de Gavá a Begues.

Probablemente, debido a tener la misma orientación y vergencia, los macropliegues observables en esta región, como son el anticlinal de St. Ramón, el sinclinal con núcleo devónico de Roca Bruna y el anticlinal cabalgado de carbonífero, deben relacionarse con esta primera fase de deformación.

*Segunda fase.* La segunda fase probablemente enlazada en el tiempo con la primera fase; se caracteriza por el desarrollo de una esquistosidad de «strain slip», que crenula la primera esquistosidad, dando lugar a plie-

gues de tipo subparalelo o con un ligero engrosamiento de las charnelas, cuya dirección es casi coaxial con la de los pliegues de la primera fase. Esta segunda fase no va acompañada de ninguna transformación de tipo metamórfico.

En los niveles cuarcíticos de grano más grueso y en los niveles calcáreos es frecuente que esta esquistosidad se traduzca en una simple microfracturación, cuyos planos se hallan separados algunos milímetros.

La dirección de esta esquistosidad es difícil de medir, ya que raramente forma planos libres y sólo puede observarse su lineación de intersección con la esquistosidad de flujo. De manera general, es subvertical y con una dirección bastante constante entre N. 100° y N. 130°.

Posteriormente a esta segunda deformación, con desarrollo de esquistosidad de fractura y formación de pliegues paralelos, tuvo lugar en la región la intrusión del batolito granodiorítico que cubre grandes extensiones un poco más al noreste del área abarcada en esta Hoja, y que se presenta acompañado de una importante aureola de metamorfismo término. Sin embargo, en este sector no son apreciables ninguno de los efectos de este fenómeno intrusivo.

*Cronología de las deformaciones.* Las condiciones estratigráficas de los materiales paleozoicos de este sector no permiten aportar ningún dato significativo a la cronología de las deformaciones hercinianas, por lo que, para su estudio, deben tenerse en cuenta los datos y resultados obtenidos en las áreas más próximas, y principalmente en el sector de la Hoja número 420 (Hospitalet de Llobregat), que es un área privilegiada para determinar la cronología de las deformaciones hercinianas en el sector central de los Catalánides.

Así pues, los aspectos más importantes a considerar son la discordancia del Carbonífero, demostrada ya por ASHAUER y TEICHMULLER (1953), en el sector de Papiol, que demuestra la existencia de movimientos hercinianos precoces, previseenses, y la edad viseense de los sedimentos carboníferos marinos afectados por los dos sistemas de esquistosidad descritos.

Probablemente, a pesar de la discordancia de la base del Carbonífero, los movimientos previseenses no deben considerarse como verdaderos movimientos orogénicos acompañados de plegamientos, sino como un simple basculamiento, acompañado de una regresión del mar mesodevónico, y con un período importante de erosión durante el Devónico Superior y quizás parte del Carbonífero Inferior.

Los movimientos paroxismales hercinianos son de edad postviseense y se caracterizan por dos fases de plegamiento: la primera, la más importante, con desarrollo de esquistosidad de flujo y formación de pliegues similares, vergentes al Sur, acompañados de despegues y pequeños corri-



mientos; y la segunda, con desarrollo de esquistosidad de «strain slip» en las filitas y de fractura en las calizas y cuarcitas, y formación de pliegues subparalelos de poca amplitud. Posteriormente a estas dos fases de plegamientos, probablemente enlazadas en el tiempo, sin un período de tranquilidad tectónica importante entre ambas, tuvo lugar la intrusión granodiorítica con acompañamiento de metamorfismo de contacto, que se presenta como un episodio orogénico póstumo.

*Cobertera mesozoica.* En la cobertera mesozoica hay que distinguir dos discordancias importantes que hasta ahora no habían sido determinadas: una, en la base del Jurásico; y otra, en la del Cretáceo, aún cuando no aparecen en todas partes con iguales características, según se apuntó ya en el apartado de estratigrafía.

*Discordancia jurásica.* A causa de la defectuosa atribución estratigráfica de las dolomías negras del Jurásico, esta discordancia había pasado inadvertida, pero ha sido descubierta en Vall de Joan, al norte de Castelldefels, y ha sido reconocida en varios puntos de esta Hoja y en la núm. 420, Hospitalet de Llobregat. VIRGILI (1958, p. 340) ya había observado algunos contactos anormales en Gavá (cerro del Calamot) y en algunos puntos próximos, pero los atribuyó a fenómenos de disarmonía del tipo de los llamados por FALLOT pliegues intercutáneos, que solamente afectan a niveles interstratificados de mayor plasticidad, respetando en cambio las capas infra y subyacentes a dichos niveles. La reacción diferencial de la cobertera mesozoica se debería en este caso, según dicha interpretación, a la extrema plasticidad del Keuper respecto a las formaciones de mayor dureza.

Hay que señalar que el Jurásico empieza casi siempre, donde el contacto es perceptible, por un nivel de brechas angulosas de cemento calizo, cuando se apoya sobre rocas de esta naturaleza; y más sueltas, cuando lo hace sobre las margas yesíferas del Keuper. Además, estas brechas intraformacionales tienen espesor y extensión muy variables, desde unos decímetros a casi medio centenar de metros; y, desde lentejones de escasa amplitud, a grandes masas. El yacente de las brechas varía de unos lugares a otros, pues el Keuper falta en buena parte de la Hoja y sectores adyacentes, no siendo su ausencia siempre debida a una laminación tectónica, tan frecuente en las margas yesíferas y a la que se atribuye antes sistemáticamente.

Cuando falta el Keuper, las brechas se apoyan sobre diversos niveles del Muschelkalk Medio o Superior. Así, en la citada Vall d'en Joan, las brechas descansan, débilmente inclinadas, primero sobre unos 5 m. de Keuper subhorizontal, y más tarde cortan en bisel los distintos tramos del Muschelkalk. Ascendiendo a lo largo del valle, en el llamado Fondo de Torradelles, las brechas alcanzan 50 m. de espesor y ocultan los relieves formados por el Muschelkalk Superior. A su vez, las dolomías jurásicas descansan claramente discordantes sobre las brechas, llegando a apoyarse sobre el propio Muschel-

kalk Superior, por supresión del nivel de brechas del Keuper. También en el cerro de la Desfeta, al sureste de Begues, las brechas jurásicas llegan a descansar sobre el Muschelkalk Inferior.

No hay, pues, ninguna duda de que, en algunos puntos de la región considerada, hubo inmediatamente antes del Jurásico o durante el mismo una erosión suficiente para dismantelar los blandos sedimentos del Keuper, e incluso afectar en parte a las calizas del Muschelkalk, a cuyas expensas se formaron las acumulaciones de brechas basales del Jurásico.

Sin embargo, la interpretación de los hechos no es sencilla, pues más al Oeste, como ocurre en los cortes de la Trinidad y Plana Novella, hay perfecta continuidad estratigráfica desde el Keuper al Cretáceo, aún cuando niveles brechoides de escasa importancia en la base del Jurásico revelan frecuentemente el mismo ritmo sedimentario. Por consiguiente, la interpretación más adecuada sería el admitir que durante la sedimentación jurásica existieron movimientos localizados, quizá como reacción haloquinética del zócalo keuperiano, que provocarían los contactos anormales observados. Además, parece que tales movimientos se localizan en el sector oriental del macizo de Garraf, el cual formaría una plataforma continental, suavemente sumergida bajo aguas lacustres o marinas muy someras, que pudieron provocar la disolución de los yesos del Keuper infrayacente.

*Discordancia precretácica.* Un fenómeno análogo, pero más extendido y constante, se observa en la base del Cretáceo, en las capas atribuidas al Valangienense o al Barremiense.

También, en las primeras capas calizas cretácicas es frecuente la presencia de niveles basales brechoides, generalmente de menor espesor que en el Jurásico, las cuales se apoyan en discordancia angular, unas veces débil y otras mucho más acentuadas y claramente manifiestas, sobre diversos niveles jurásicos e incluso sobre el Triásico. Este hecho se observa también claramente en la vertiente occidental de la Vall d'en Joan y en el cerro de la Desfeta. En el valle del Funs del Zeix, frente a la Morella, en la sierra de la Massaneta, sobre las dolomías jurásicas, bastante inclinadas, hay un residuo de la cubierta cretácea formado por gruesos bloques mal rodados de hasta 30 cm., y en la Massana, las brechas calcáreas de la base del Cretáceo, formadas por cantos angulosos de hasta unos 10 cm., descansan claramente discordantes sobre las dolomías jurásicas. Al sur de Begues, en la sierra Blanca, las calizas del Valangienense-Barremiense, aquí sin brechas basales, descansan sobre el tramo rojo del Muschelkalk, y fuera ya de la Hoja, pero en el borde septentrional de la misma, las calizas de rudistas con cantos angulosos grandes se apoyan directamente sobre el Keuper.

En cambio, hacia el Oeste, esta discordancia es menos acusada y la sucesión jurásica-cretácea es perfectamente continua en la Trinidad y en la carretera de la Plana Novella. Los hechos, pues, parecen obedecer a la

misma interpretación anterior, es decir, a la existencia de una plataforma continental, suavemente sumergida en aguas poco profundas, como lo demuestra la facies purbeck de transición al Cretáceo, con movimientos diferenciales antes y después del Jurásico e inmediatamente antes del Cretáceo, mientras hacia el interior de la cuenca oceánica, hacia el Suroeste, la sedimentación en líneas generales sería más tranquila y continuada.

Estas orogénesis alpinas precoces se han registrado, asimismo, en la Cordillera Ibérica, en el sector próximo a los Catalánides.

*Estructuras locales.* La cobertera mesozoica del macizo de Garraf está afectada por una serie de fracturas que afectan a la cobertera mesozoica, la cual, en líneas generales, está débilmente ondulada por escasos pliegues de gran radio de curvatura e inclinada monoclinalmente en su conjunto hacia el Suroeste. Sin embargo, esta red de fracturas es mucho más densa y complicada de lo que supuso LLOPIS, según ha demostrado el estudio gogeológico, aun cuando con raras excepciones las fallas rebasan algunos centenares de metros. Otras, son netas fallas de desgarre, que parecen ser las más frecuentes. En la orientación de este sistema de fracturas domina en particular la dirección noreste-suroeste, por lo menos para las más importantes.

Algunas de estas fallas cortan la cobertera, según puede observarse en el reborde triásico, mientras otras son de corto trazado.

Uno de los accidentes más importantes se refiere a una falla, paralela a la costa, que pasa por Vallcarca y Campdasens, en dirección noroeste-sureste, gracias a la cual aparecen los niveles margosos del Aptiense-Albiense en contacto con las calizas jurásicas o con capas muy bajas del Cretáceo.

#### **4 HISTORIA GEOLOGICA**

La discordancia pretriásica permite considerar la evolución paleogeográfica de la región en dos grandes ciclos sedimentarios y tectónicos: el ciclo herciniano y el alpino.

##### *Ciclo herciniano*

El terreno más antiguo de los Catalánides corresponde al Ordovícico, representado por el potente espesor de filitas y pizarras cuarcíticas que en la Hoja afloran solamente en su extremo septentrional. Su constitución

litológica es similar en el ámbito de los Catalánides, salvo ligeras variaciones locales, y señala las condiciones sedimentarias del geosinclinal que ocupó la región, incluido el Pirineo, cuyos límites son difíciles de precisar por la escasez de afloramientos. Con el Silúrico se implanta una sedimentación más fina, de tipo pelágico, representado por las filitas y ampelitas de graptolíticos, lo que también es un rasgo general de la región. Únicamente cabe señalar, como particularidad, el escaso espesor del Silúrico en comparación, por ejemplo, con el Montseny y, mucho más, con el Pirineo. Durante el Ludlowiense, la profundidad del mar disminuye, según acusan los niveles calizos con fauna de moluscos. Este régimen sedimentario se acentúa en el transcurso del Devónico, representado por un escaso espesor de dolomías y calizas, alcanzándose las mínimas profundidades en las calizas masivas nodulares, de tránsito entre el Silúrico y el Devónico. En el Devónico Medio los calcoesquistos de *Tentaculites* reflejan una sedimentación de aguas más tranquilas, pero de poca profundidad.

El cambio paleogeográfico se produce en el Carbonífero Inferior, durante el cual se pasa de la sedimentación marina a la continental. Al principio tiene lugar todavía la sedimentación marina indicada por las pizarras púrpuras de Papiol, con trilobites, que alternan con lechos de liditas, pero pronto se implanta la sedimentación tumultuosa de tipo parálico representada por las *grauwackas*, pizarras arenosas y conglomerados de facies *Culm* y edad *Viseense*.

Con este piso termina la sedimentación paleozoica, interrumpida por el paroxismo herciniano, realizado en diversas etapas. En algunos puntos de los Catalánides se observa una clara discordancia entre el Devónico y el *Culm*, cuyo yacente es variable. En la zona cartografiada, sin embargo, los escasos y diminutos afloramientos devónicos y carboníferos no permiten una mayor precisión, por lo que no es posible asegurar la presencia de plegamientos de edad tipo bretónico. Tampoco es posible precisar la edad exacta del paroxismo herciniano, aun cuando a juzgar por lo que ocurre en el resto de los Catalánides hay que atribuirlos a los plegamientos sudéticos o mejor astúricos. El paroxismo fue acompañado de la intrusión granítica y de su cortejado filoniano de diques eruptivos.

El estudio microtectónico ha permitido precisar la sucesión de fases y sus efectos sobre los materiales paleozoicos: una primera fase, que determinó la esquistosidad de flujo propia del metamorfismo regional, aun cuando poco intensa, y que afectó al mismo Carbonífero, y una segunda fase del tipo «strain slip» que corta a la primera, seguida de una fase determinante de pliegues tipo «kink bands».

La intrusión granítica del *Collserola* y *Puig Madrona* corresponde a la última fase, a la que debe una aureola de metamorfismo de contacto de baja presión y elevada temperatura, que alcanza unos 1.500 m. de espesor.

## *Ciclo alpino*

Después del plegamiento herciniano, la Cordillera formada fue sometida a un proceso erosivo y se originó una penillanura, la misma que existe en amplios sectores de la Península, y que en los Catalánides ha dejado vestigios en el Montseny, macizo de Padres, etc. Aquí, dada la proximidad del nivel de base, no existen vestigios exhumados de la misma, pues han sido destruidos por la erosión de la red hidrográfica del Llobregat, pero puede apreciarse perfectamente cómo el Buntsandstein se apoya sobre un zócalo arrasado, sobre el cual se formarían los depósitos detríticos del mismo. Posteriormente se produce la primera transgresión marina del Muschelkalk, procedente, sin duda, del geosinclinal mediterráneo, situado al Sur. Una regresión, representada por el tramo rojo del Trías Medio y equivalente al anhydritgrup germánico, interrumpe la sedimentación marina, que es sustituida por otra de tipo lacustre, y da lugar a los yesos con que termina el Muschelkalk Medio. Se produce, sucesivamente, otra transgresión breve en el Muschelkalk Superior y regresión en el Keuper, que permite la sedimentación de las margas abigarradas y yesíferas de esta edad.

La historia paleogeográfica mesozoica que sigue resulta menos precisa a causa de la falta de fósiles, hasta llegar al final del Jurásico. Nada se sabe a ciencia cierta del Lías, quizás representado por las brechas que se hallan sobre el Keuper, pero que otros autores atribuyen al Rético. Si es indudable que la deposición de estas brechas fue precedida de un período de erosión que dismanteló buena parte del Keuper, e incluso en los sectores próximos a la plataforma occidental se produjeron algunos movimientos que determinaron la discordancia prejurásica que, en parte, debieron continuar en el transcurso del Jurásico. A este terreno se atribuye la potente masa de dolomías negruzcas que sucede a las brechas basales y cuya edad resultaba muy hipotética, pero que ahora se ha demostrado, sin lugar a dudas, que son jurásicas, al corresponder su parte terminal a una facies lagunar, de tipo purbeck, que puede ser datada, con toda seguridad como del Portlandense.

A ella sucede la transgresión mesozoica más importante, después del Trías, durante el Cretáceo Inferior, la cual alcanza sus límites septentrionales en el mismo macizo de Garraf, al no existir depósitos de esta edad más allá del Llobregat. Al principio, continúa la fase lagunar, continuación de la iniciada en el Jurásico Superior, pero pronto las aguas marinas avanzan hacia el Norte y depositan las calizas del Valangiense-Barremiense con Rudistas y Orbitolínidos, sobre las dolomías jurásicas. También aquí, es posible registrar débiles movimientos precretáceos en el sector proximal de la plataforma continental y que se acusan por las discordancias observadas en la base del Cretáceo, la cual va acompañada también de un nivel de brechas calizas,

aunque menos desarrollado que en la base del Jurásico. Finalmente, la sedimentación del Aptiense, con sus niveles margosos, señala todavía una mayor profundidad de las aguas con ammonítidos.

Con el Albiense se inicia una nueva regresión en el área, aún cuando no existen sus testimonios dentro de la zona cartografiada.

El Cretáceo Superior falta en toda la región y no empieza a aparecer sino mucho más al Sur, en la zona del Ebro. Hay que concluir, pues, que la regresión iniciada en el Albiense continúa y se acentúa durante el resto del período, al contrario que en el Pirineo, donde se produce la gran transgresión senonense. Desde entonces, el macizo de Garraf, y con él toda el área estudiada, permanece emergido hasta el Mioceno. Durante este período, sin embargo, tienen lugar los plegamientos alpinos, que en los Catalánides afectan a la mitad meridional de la Cordillera y que son indudablemente intraeocénicos. A ellos, sin duda, se debe el plegamiento del macizo de Garraf, pero como entre el Cretáceo y el Mioceno no hay depósitos en esta zona, no es posible deducir de ella mayores precisiones que las suministradas por la evolución general de la cordillera.

Nuevos cambios importantes tienen que producirse en el transcurso del Plioceno, ya que el mar de esta edad no penetra en el interior de la depresión, pero en cambio lo hace ahora, desde el Sureste, a lo largo de una dislocación: la falla de desgarre que atraviesa la Cordillera Litoral y llega hasta Montserrat. Esta falla queda oculta bajo los sedimentos miocénicos de la depresión, pero, por lo menos en su porción meridional, volvería a moverse para facilitar la penetración marina que dio origen a la llamada ría Rubricata, de unos 20 km. de longitud, que se extendió hasta Papiol y Castellbisbal. A esta penetración se deben los sedimentos arcillosos pliocénicos que rellenan el valle inferior del Llobregat y que, en el área de esta Hoja, solamente han sido localizados en sondeos. Constituyen el zócalo de la mayor parte del delta del río Llobregat, observándose cómo el Plioceno, que en Papiol alcanzó alrededor de los 80 m. de altura, se halla en el delta a unos 60 m. de profundidad, con espesores superiores a los 400 m., lo cual indica nuevas deformaciones postpliocénicas, relativamente importantes, en el transcurso del Cuaternario.

Este hundimiento del sector, ocupado actualmente por el delta del Llobregat, es uno de los últimos aspectos importantes de la paleogeografía reciente de esta región. En acusado sistema de fracturas, orientadas aproximadamente Noreste-Suroeste o Norte-Noreste, Sur-Suroeste, se encuentra asociado a los fenómenos de hundimiento o subsidencia del compartimiento nororiental de la Hoja, en cuyo ámbito se depositaron las formaciones marinas del Plioceno y los sedimentos deltaicos cuaternarios en simultaneidad con ciertos movimientos de reajuste que incluso han tenido lugar durante el Cuaternario.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

No existe en el área representada en la Hoja ninguna explotación minera. En cambio, hay canteras en actividad que explotan las calizas y margas cretáceas en Vallcarcá, para la obtención de cemento, y en los alrededores de Castelldefels, como balasto y materiales de construcción. También se explotan las areniscas del delta del Llobregat con la misma finalidad.

### 5.2 HIDROGEOLOGIA

Las aguas subterráneas del delta del Llobregat son objeto de activa explotación para su utilización en las industrias allí instaladas y para el abastecimiento de agua a Barcelona. Sin embargo, las explotaciones más importantes quedan fuera de la Hoja, en el término de Cornellá, y, además, ha sido objeto de un estudio muy completo y exhaustivo por la Confederación Hidrográfica del Pirineo Oriental, al cual es forzoso remitirse.

En el macizo de Garraf abundan las aguas kársticas, pero generalmente la evacuación se hace directamente en el mar y por debajo del nivel actual, dado el escaso coeficiente de retención de tales formaciones. Ello ocurre principalmente con el río subterráneo de la Falconera, que desemboca al oeste de Garraf.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J. (1893).—«Nota sobre el mapa geológico-topográfico de la región comprendida entre el paralelo de Vallirana, Ordal, Labern y el litoral». *Bol. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* (3.ª época), t. I, núm. 8, pp. 147-150, 1 fig., Barcelona.
- (1895).—«Etude stratigraphique du massif crétacé du littoral de la provincia de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 3.ª serie, t. 23, pp. 564-571, París.
- (1897).—«Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona. Región segunda o del río Noya al mar. Esc. 1:40.000». Barcelona.
- (1898).—«Compte Rendu de l'excursion du mercredi 5 octobre à Gava, Brugués, y Vallirana». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.ª serie, t. 26, pp. 789-800, 5 figs., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, pp. 224-237, Madrid, 1903.)

- [1898].—«Compte rendu de l'excursion de jaudi 6 octobre à Castelldefels et Costas de Garraf». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.<sup>e</sup> serie, t. 26, pp. 801-812, 2 figs., París. (Trad. en *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. 27, pp. 238-250, 2 figs., Madrid, 1903.)
- [1899].—«Observations sur le Trias de la province de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3.<sup>e</sup> serie, t. 27, pp. 787-788, París.
- [1889].—«Sobre el Keuper de la provincia de Barcelona». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XXVII, pp. 787-788, París.
- [1889].—«Sobre el descubrimiento de la fauna de Saint-Cassien en el Trias de nuestra provincia». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona* 2.<sup>a</sup> época, t. 1, n.º 28, pp. 538-541, Barcelona.
- [1889].—«Descubrimiento del jurásico (Malm.) en las costas de Garraf». *Crón. Cientif.*, t. XII, 3 p., Barcelona.
- [1889].—«Indicaciones sobre la invasión del mar en la costa de Levante de la Península». *Anal. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVIII, Acta., 67 p., Madrid.
- [1891].—«Mapa geológico-topográfico de la provincia de Barcelona. Región I o de contornos de la capital, con la explicación somera en la misma Hoja. Escala 1:40.000». 1.<sup>a</sup> edición, Barcelona, 1891; 2.<sup>a</sup> edición, Barcelona, 1900.
- [1891].—«Ojeada sobre el pasado y presente de las costas de Garraf». *Crón. Cientif.*, t. XVI, n.º 324, pp. 161-166, Barcelona.
- [1891].—«Caracterización del Muschelkalk en Gavá, Begas y Pallejá». *Crón. Cientif.*, t. XIV, pp. 474-476, Barcelona.
- [1892].—«Explicación somera del mapa geológico de los alrededores de Barcelona». *Crón. Cientif.*, t. XV, pp. 133-138 y 275-281, Barcelona.
- [1900].—«Mapa geológico topográfico de la provincia de Barcelona. Región II o del Noya al mar, con explicación somera en la misma Hoja.»
- [1909].—«Descobriment d'una de las antiguas flores triássiques al Nord de Barcelona». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XIX, pp. 11-14, 2 figs., Barcelona.
- [1909].—«Ensayo de una síntesis de la evolución geológica de la comarca de Barcelona». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, 3.<sup>a</sup> época, t. VIII, n.º 4, pp. 41-53, Barcelona.
- ANGELIS D'OSSAT, G. de (1905).—«Coralli del Cretácico Inferiore della Catalogna». *Palaeont. Itál.*, v. XI, pp. 162-252, 2 figs., 3 láms., Pisa.
- ASHAUER, R., y TEICHMULLER (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gesells. Wiss. Göttingen. Math-Phys, kl.*, III F., H. 16, pp. 15-98, 48 figs., 3 láms., Berlín (Trad. J. María Ríos. *Publ. Extranj. Geol. España*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., 7 láms., mapa y cort., Madrid, 1945).
- BARROIS, CH. (1891).—«Observations sur les terrains siluriens des environs de Barcelona». *Annal. Sec. Géol. du Nord*, t. XIX, pp. 63-69, Lills.



- BATALLER, J. R. (1921).—«Excursió geològica a Garraf (Vallcarca)». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXI, 98 p., Barcelona.
- (1933).—«El Triásic Catalá». *Butll. Soc. Sciències Nat.* «Club Muntanyenc». Any III, n.º 13, pp. 3-12, 2 láms., Barcelona.
- (1947).—«Sinopsis de las especies nuevas del Cretácico de España. I. Thallophyta; II. Protozoa; III. Coelenterata Porifera; IV. Coelenterata Cnidaria; V. Echinodermata; VI. Vermes y VII. Molluscoidea». *Mem. R. Ac. Cienc. 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. Cienc. y Art. de Barcelona*, t. XXX, n.º 5, pp. 135-153, Barcelona.
- (1950).—«Geognosia del Triásico español». *Anal. Esc. Per. Agric. y Sup. Agric.*, v. IX, pp. 193-219, Barcelona.
- CALZADA, S. (1972).—«*Cyrtothyris middlemissi* n. sp. del Aptense de Garraf (Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, t. VII, pp. 66-68, 2 figs., Barcelona.
- CALZADA, S., y VIA, L. (1971).—«Sobre el supuesto Jurásico del macizo de Garraf (Barcelona)». *Cuad. Geol. Ibér.*, n.º 2, «I Col. Estr. y Paleogeogr. Jurásico de España», Vitoria, 1970, pp. 483-488, 1 fig., Madrid.
- CAREZ, I. (1881).—«Etude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne». *Paris, Libr. F. Savy*, 327 p., 72 figs., 8 láms.
- CATALAN LAFUENTE, J. G.; OLIVER, B., y ALONSO, J. (1971).—«Estudio hidrológico del río Llobregat». *Ed. Comité Asesor y de Estudios del Abastecimiento de Agua a Barcelona*, y por el Centro de Est. Invest. y Aplic., del Agua, Litocolor, S. A., 511 p., 137 fot., 178 figs., 165 tabl., Barcelona.
- COMISARIA DE AGUAS DEL PIRINEO ORIENTAL, SERVICIO GEOLOGICO DE OBRAS PUBLICAS (1970).—«Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental. Zona I, Informe Garraf-Panadés-Gayá». Barcelona.
- COQUAND, A. (1865).—«Monographie paléontologique de l'étage aptien de l'Espagne». *Mem. Soc. Emulation de la Provence*, t. III, 221 p., atlas, Marseille.
- CHEVALIER, J. F. (1961).—«Recherches sur les Madréporaires et les formations miocènes de la Méditerranée occidentale». *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n. s., t. XL, n.º 93, 562 p., 202 figs., 1 vol. atlas, 26 láms., figs. 37-199, París.
- FAURA Y SANS, M. (1913).—«Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña con una descripción de los yacimientos fosilíferos más principales». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX, n.º 1, pp. 5-202, 19 figs., 9 láms., 3 cuadr., Madrid.
- (1922).—«Explicació de la fulla n.º 34: Villafranca del Panadés, Barcelona». *Serv. Mapa Geol. Cat.*, 95 p., 45 figs., Barcelona.
- (1923).—«Explicació de la fulla n.º 39: Villanueva y Geltrú, Barcelona». *Serv. Geol. Cat.*, 109 p., 50 figs., 1 mapa esc. 1:100.000, Barcelona.

- FAURA Y SANS, M., y PALADELLA, F. (1935).—«Experiencies sobre l'evanement del delta del Llobregat». *Ars. Esc. Sup. Agric.*, nov. ser., vol. 1, pp. 150-157, 3 figs., Barcelona.
- FAURA Y SANS, M., y VILLASECA, S. (1920).—«Avenç del delta del Llobregat». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XX, pp. 102-103, Barcelona.
- FERRER, J. (1966).—«Observaciones micropaleontológicas en el macizo cretácico de Garraf (Barcelona)». *Acta Geol. Hisp.*, año I, n.º 2, pp. 7-14, 2 cort., 1 col. estr., 1 mapa, 19 fot., Barcelona.
- FONT Y SAGUE, N. (1898).—«Un descobriment espeleològic (Teoria de la Font d'Armena)». *Butll. Centre Exc. Cat.*, t. VIII, n.º 45, pp. 237-248, 2 figs.; n.º 46, pp. 265-276, 1 fig. y n.º 47, pp. 277-306, 1 fig., Barcelona.
- (1899).—«Sota terre. Excursió espeleològica a la Baronia d'Aramprunyá». *Butll. Centre Exc. Cat.*, t. IX, n.º 57, pp. 233-252, 7 figs., y n.º 58, pp. 257-278, 3 figs., Barcelona.
- GIRESSE, P. (1965).—«Exemples de transport cotier sur le littoral espagnol». *Cahiers Océanogr.*, t. XVII, pp. 99-106, París.
- (1965).—«Rôle du continent dans la sédimentation fluviale et cotière de la province de Barcelone (premières observations)». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, 1965, n.º 80, pp. 71-84, 4 figs., Madrid.
- (1970).—«Les limites de la province sédimentaire littorale du Delta de Llobregat». *Cahiers Océanogr.*, t. XXII, pp. 581-612, 9 figs., París.
- HERENGER, L. (1944).—«Nouveau genre d'éponga siliceuse fossile et remarques sur la classification des Hexactinellides». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 218, París.
- (1945).—«Nouvelle étude des spongiaires du Crétacé Inférieur et Supérieur d'Espagne». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n.º 13, p. 169, París.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«El sistema siluriano». *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. II, fasc. I, XVI+848 p., 47 figs., 31 láms., con cort., 23 map. geol., 8 cuadr. (en una hoja pleg.), 1 lista fósiles, Madrid.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1928).—«Mapa geológico de España. Esc. 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 421, Barcelona». 84 p., 4 láms., 1 foto, 1 lám. pleg. cortes f. t. y 1 mapa pleg. f. t., Madrid.
- (1930).—«Mapa geológico. Escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n.º 420, San Baudilio de Llobregat». 119 p., 13 láms. fots., 7 láms. cortes., 1 lám. cortes pleg., f. t., y 1 mapa pleg. f. t., Madrid.
- (1932).—«Memoria explicativa de la Hoja n.º 448, Gavá, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000». 44 p., 19 láms., Madrid.
- LAMBERT, J. (1905).—«Description des Echinides fossiles de la province de Barcelone». *Mem. 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. (1941).—«Morfología e hidrología subterránea de la parte oriental del macizo cárstico de Garraf (Barcelona)». *Est. Geogr.*, año II, n.º 4, pp. 413-466, 4 láms., 2 figs., 1 mapa geol., Madrid.
- (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *Barcelona, Inst. «Lucas Mallada», C. S. I. C.*, 372 p., 40 figs., 18 láms. pleg., 22 fot., Barcelona.
- (1952).—«Sobre el área de dispersión de *Daonella* of. *lommeli*, v. Mojs. en el NE. de España». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. IX, pp. 38-47, fig. II, Barcelona.
- LLOPIS LLADO, N., y VILLALTA, J. F. (1935).—«Contribución a la fauna triásica catalana». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXV, pp. 51-62, lám. IV, Barcelona.
- LLORENS, T. (1919-1920).—«Els minerals de Catalunya». *Treballs Inst. Cat d'Hist. Nat.*, v. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.
- MALLADA, L. (1882).—«Catálogo de las especies fósiles encontradas en España». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. 18, pp. 1-253, Madrid.
- (1902).—«Explicación del mapa geológico de España. Tomo IV. Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXII, 514 p., 93 figs., Madrid.
- MARCET RIBA, J. (1930).—«Las terrazas del NE. de España». *Mem. R. Ac. Cienc. Art.* (3.ª época), t. XXII, n.º 7, pp. 129-174, Barcelona.
- (1945).—«La evolución paleogeográfica del nordeste de España y de las Baleares». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. de Barcelona*, t. XXVII, n.º 9, pp. 227-345, 2 láms. pleg. con cort. y bloque diagr., Barcelona.
- MARQUES ROCA, M. A., y REGUANT, S. (1966).—«Algunos datos paleogeológicos sobre el Cuaternario marino del Delta de Llobregat». *Acta Geol. Hisp.*, año I, n.º 4, pp. 22-23, Barcelona.
- MARQUES, M. A. (1966).—«Observaciones sobre el Cuaternario del Delta de Llobregat». *Acta Geol. Hisp.*, año I, n.º 4, pp. 9-12, 1 fig., Barcelona.
- (1972).—«Estudio del delta del río Llobregat y las formaciones cuaternarias del curso bajo del río». *Anal. de la Fundación Juan March*, II, 1963-65, p. 554, Madrid.
- MAURETA, J., y S. THOS CODINA (1881).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. IX, XI, 78 p., 44 figs., 11 láms., Madrid.
- MONTORIOL POU, J. (1950).—«El Campo de Dolinas del Pla del Campgrás (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. I, n.º 2, pp. 23-39, 5 figs., Oviedo.

- (1950).—«Estudio geoespeleológico de dos simas en el macizo de Garraf (Barcelona)». *Speleon*, t. I, n.º 1, pp. 39-53, 3 figs., Oviedo.
- (1950).—«Estudio geoespeleológico de la sima de la Ferla (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Pirineos*, n.º 15-16, pp. 217-228, 1 fig., 2 láms., Zaragoza.
- (1950).—«Resultado de las observaciones espeleo-meteorológicas realizadas durante la exploración de la Sima de los Esquirols (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. I, n.º 3-4, pp. 177-186, 1 fig., Oviedo.
- (1951).—«Nueva sima en el Macizo de Garraf». *Speleon*, t. II, n.º 1, pp. 47-49, 1 fig., Oviedo.
- (1952).—«Estudio hidrogeológico del Fondo de les Terradelles (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. III, n.º 1-2, pp. 3-29, 7 figs., 2 láms., Oviedo.
- (1954).—«La hidrología cárstica del Plá de les Basses y sus relaciones con las de otras zonas del Macizo de Garraf (Barcelona)». *Speleon*, t. V, n.º 1-2, pp. 55-104, 11 figs., láms. V-VI, Oviedo.
- (1966).—«Las resurgencias de las costas de Garraf». *Dritter Intern. Kongr. für Speläologie*, 1966, B. V, pp. 43-49, 2 figs., Viena.
- MONTORIOL POU, J., y MUNTAN ENGBERG, L. (1968).—«Resultados de nuevas investigaciones sobre el karst del Plá de les Basses (Macizo de Garraf, Barcelona)». *Speleon*, t. XII, n.º 1-2, pp. 35-53, 5 figs., Oviedo.
- MORET, L., y HERENGAR, L. (1942).—«Spongiaires jurassiques et crétacés de Catalogne». *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n.º 4, pp. 31-33, París.
- 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.
- RUBIO, C., y KINDELAN, A. (1909).—«Apuntes para la hidrología subterránea del Llano de Barcelona». *Bol. Com. del Mapa Geol. de Esp.*, t. XXX, pp. 93-102, 1 lám. con mapa hidrogeol., y 2 láms. sondeos, Madrid.
- RUHL, A. (1909).—«Geomorphologische Studien aus Katalonien». *Zeits. Gesellschafts, für Erdkunde*, Jahrg. 1909, n.º 4, pp. 226-257, y n.º 5, pp. 297-315, figs. 27-37, Berlín.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1917).—«Excursiones geológicas por los alrededores de Barcelona». *Junta de Cienc. Nat.*, Anuar. II, pp. 601-614, Barcelona.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y MARCET RIBA, J. (1928).—«Contribución al estudio de las terrazas del NE. de España». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 59-69, 14 cort., 5 láms., Barcelona.
- SANTAMARIA, L., y MARIN, A. (1909).—«Estudios hidrológicos en la cuenca del río Llobregat, provincia de Barcelona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XXX, pp. 31-52, 2 láms. cortes color, 1 lám., Madrid.
- SANTANACH PRAT, P. F. (1973).—«Análisis microestructural de dos afloramientos en las calizas cretácicas del macizo de Garraf (prov. de Barcelona, España)». *Act. Geol. His.*, t. VIII, pp. 100-104, 2 figs., Barcelona.

- SCHMIDT, M. (1929).—«Meue Funde in der Iberisch-Balearischen Trias». *Sitzung Preus, Akad. d. Wiss.*, t. XXV, pp. 516-521, Berlín.
- (1930-1931).—«Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias». I y II. *Sitz, Preuss. Akad. der Wissensch.*, t. XXVI, pp. 474-488, y t. XXVII pp. 716-734, Berlín.
- (1933).—«Beobachtungen über die Trias von Olesa de Montserrat und Vallirana in Katalonien und den Keuper von Alicante». *Geol. Medit. Occid.*, t. III, parte III, n.º 23, pp. 1-7, Barcelona.
- (1937).—«Westmediterranen Kontinental Trias und versuche zu ihrer Lösung». *Geol. Medit. Occid.*, t. IV, p. II, n.º 3, pp. 1-58.
- SOLE SABARIS, L. (1936).—«Excursió a Begues i Vallirana». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXVI, pp. 69-70, Barcelona.
- (1940).—«Superficies de erosión en las Cordilleras Litorales de Cataluña». *Anal. Univ. Barcelona*, pp. 146-158, 3 láms., 3 cort., 1 mapa morf., Barcelona.
- (1945).—«El mapa geológico de la Provincia de Barcelona». *Publ. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona*, t. Miscelánea Almera, 1.ª, pp. 43-62, 5 figs., Barcelona.
- (1961).—«Algunes precisions sobre les oscil·lacions climàtiques cuaternàries a les costes catalanes i balears». *Miscellània Fontseré*, pp. 399-427, 2 figs., Barcelona, Ed. G. Gili.
- (1962).—«Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Péninsule Ibérique». *Quaternaria*, v. 6, pp. 309-342, 11 figs., Roma.
- (1963).—«Ensayo de interpretación del Cuaternario Barcelonés». *Miscel. Barcinonensia*, t. II, pp. 7-54, 5 figs., Barcelona.
- (1964).—«Ciclo de Geología Práctica sobre los alrededores de Barcelona». *Madrid, Dir. Gen. Ense. Media*, 135 p., 30 figs. 1 lám. fot.
- (1972).—«Mapa geológico de España esc. 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente, n.º 34: Hospitalet». *Madrid. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 38 p. 1 mapa geol. pleg. f. t.
- SOLE SABARIS, L.; VIRGILI, C., y ZAMARREÑO, I. (1957).—«Livret guide d'excursions: Environs de Barcelona et Montserrat». *V. Congres. Inter. INQUA*, 38 p., 9 figs., Barcelona.
- (1957).—«Las terrazas del río Llobregat». *V Congres. Inter. INQUA, Résumés de Comm.*, pp. 177-178, Barcelona.
- VILLALTA, J. F. de, y CRUSAFONT PAIRO, M. (1950).—«Un nuevo yacimiento pleistocénico en Castelldefels». *Est. Geol.*, n.º 12, pp. 275-285, 1 corte y res., Madrid.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*, t. LXIX, 858 p., 96 figs., 17 láms., Madrid.
- (1960).—«Estudio de los minerales pesados del Cuaternario continental del litoral catalán». *Anal. Edaf. y Agrob.*, t. XIX, pp. 229-240, Madrid.

- VIRGILI, C., y ZAMARREÑO, I. (1957).—«Depósitos continentales del interglaciar Riss-Würms del litoral catalán». *V. Congr. Inter. INQUA*, Resumés del Communications, p. 194, Barcelona.
- (1959).—«Les conditions de sedimentation des niveaux detritiques du Trias des Catalanides (Espagne)». *V Congr. Inter. Sedimentologia. Ect. Helveticae*, pp. 814-825, 14 figs., Basel.
- WURM, A. (1919).—«Beiträge zur Kenntniss dar Trias von Katalonien». *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesell.* B. LXXI, n.º 8-12, pp. 153-160. Stuttgart. (Traducido por Faura i Sans, en *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 156-162, Barcelona, 1920.)

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA