



# IGME

**417**

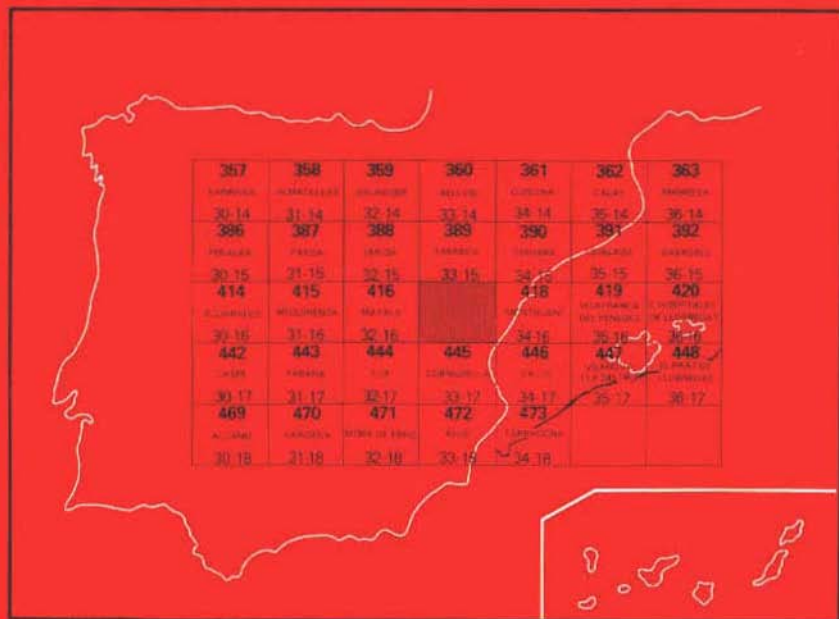
33-16

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

**E. 1:50.000**

# ESPLUGA DE FRANCOLI

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**  
E. 1:50.000

**ESPLUGA DE FRANCOLÍ**

**Segunda serie - Primera edición**

SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo normas, dirección y supervisión del IGME, por los siguientes técnicos superiores:

L. Solé Sabaris, L. Solé Sugrañes, J. Calvet y A. Pocovi.

#### **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:

- muestra 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. 13.454-1975

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

## 1 INTRODUCCION

La Hoja número 33-16 (417) se extiende en su mayor parte por el sector NO. de la provincia de Tarragona, a excepción de la parte SO. de la misma, lindante con la provincia de Lérida, de la cual abarca un pequeño retazo que comprende parte de las comarcas de Les Garrigues y Segarra.

La parte que corresponde a la provincia de Tarragona abarca casi totalmente la cuenca superior del Río Francolí, que forma en este lugar la comarca denominada Conca (cuenca) de Barberá, cuya capital es Montblanc, ciudad ya situada fuera de la Hoja.

Geológicamente comprende dos unidades morfoestructurales muy diferentes. La parte sur de la Hoja abarca un pequeño fragmento de la Cordillera Prelitoral Catalana, que en esta parte constituye el robusto macizo serrano conocido por *Montañas de Prades*, el cual se eleva hasta 1.201 m. en el pico o Tossal de la Baltassana, no lejos del borde sur de la Hoja. Es un macizo agreste, cubierto de frondosos bosques, con escasos cultivos y pequeños y escasos núcleos de población. Es de relieve tabular, formado por un zócalo paleozoico que soporta una cobertera horizontal, algo deformada, constituida por calizas triásicas, liásicas y jurásicas. La segunda unidad morfoestructural comprende los terrenos paleógenos del borde oriental de la *Depresión del Ebro*, constituidos por sedimentos continentales predo-

minantemente detríticos, de capas horizontales, en los cuales la erosión de la cabecera del Francolí ha excavado la amplia hoya de erosión de la Conca de Barberá, limitada al Norte por una superficie tabular que se eleva a 700 m. de altitud.

El contacto entre ambas unidades, Montañas de Prades y Depresión del Ebro es un gran accidente tectónico, en parte flexión y en parte falla, que determina un desnivel de cerca de más de quinientos metros y un cambio brusco en la morfología y el paisaje. Pues el sector terciario está bien cultivado y con numerosas poblaciones, entre las cuales destaca Espluga de Francolí, de unos tres mil habitantes; Montblanc, no lejos del borde de la Hoja, y el Monasterio de Poblet, con el grupo de hoteles-balneario de Les Masías, que ofrecen buenos alojamientos y facilitan el estudio de la región.

## 2 ESTRATIGRAFIA

En el macizo de Prades están representados los terrenos paleozoicos por el Silúrico y el Carbonífero, y los mesozoicos por el Triás, y, fuera ya del ámbito de la Hoja, por el Lías y Jurásico. Además, existen algunos plutones de rocas granitoideas rodeados por su correspondiente cortejo de rocas metamórficas de contacto. En la Depresión del Ebro, en el sector aquí comprendido, únicamente existe el Eoceno Inferior y el Oligoceno, ambos de facies lacustres o continentales.

### 2.1 ROCAS GRANITOIDEAS

Existen dos pequeños plutones parcialmente comprendidos en la Hoja, uno de granito y otro de diorita.

El primero aparece al SE. de Vilanova de Prades y lo corta la carretera de esta localidad a Prades. Se trata de un granito biotítico, calcoalcalino, de grano grueso, que se halla muy alterado en superficie. El cuarzo representa del 30 al 25 por 100, la ortosa del orden del 30 por 100 y las plagioclasas, de tipo oligoclasa andesina, pueden llegar también a ocupar el 30 por 100 de la muestra. La biotita no suele ocupar más del 10 por 100 y con frecuencia se halla cloritizada.

El segundo plutón aparece más al Este, en los barrancos de Castellfolit y del Titllar. Lo atraviesan las carreteras de Prades a Espluga y las pistas forestales de La Pena. Presenta bastantes diferencias locales, apreciándose zonas diferenciadas texturales, unas veces dando lugar a una facies porfiroide de grano grueso y otras a una facies de grano finísimo. Al microscopio se reconoce la presencia de plagioclasa abundante, generalmente del tipo labrador, con un 50 por 100 de anortita, biotita frecuente y hornblenda más escasa; también es escaso el cuarzo. En los tipos porfiroides hay los

mismos elementos, pero la pasta es predominantemente de cuarzo y ortosa, señalando una primera fase de cristalización con elementos oscuros y plagioclasas zonares, cuyo contenido en anortita varía hasta alcanzar un 30 por 100 en la periferia.

Hacia el Oeste, tanto en el plutón diorítico como en los diques se observa un cierto aumento de la cantidad de cuarzo, que en algunas muestras puede llegar a ser del 15 al 20 por 100, y cierta tendencia a aumentar la proporción de plagioclasas del tipo oligoclasa, desapareciendo por completo la hornblenda. Existe, pues, hacia occidente un paso gradual de diorita a granodiorita, semejante al que se observa en sentido opuesto en el plutón granítico al sur de la zona cartografiada. Esta variación lateral permite suponer que se trata de una intrusión única con diferenciación diorítica en la periferia.

Especialmente en el plutón diorítico son frecuentes las diaclasas horizontales, que dibujan una bóveda muy suave y determinan la disyunción en lasjas planas. Al propio tiempo se observan bloques de grandes dimensiones hundidos en el magma, por lo que el contacto con la cobertera es irregular. Por el lado norte la diorita se hunde bruscamente bajo el Silúrico y las capas de éste quedan empotradas en él por contacto mecánico.

Existen alrededor de los plutones citados algunos diques porfídicos de naturaleza análoga; es decir, de tipo granítico o diorítico, convenientemente señalados en el mapa, pero la roca está muy descompuesta, por lo que es difícil su estudio al microscopio.

## 2.2 AUREOLA METAMORFICA

Ambas intrusiones aparecen rodeadas por una aureola de metamorfismo de contacto, de unos mil metros de espesor, que afecta tanto los sedimentos silúricos como los carboníferos.

Junto al contacto, y en un espesor de unas pocas decenas de metros, los sedimentos arcillosos se transforman en corneanas silíceas, de estructura granoblástica poligonal, con paragénesis de cuarzo, biotita, plagioclasa y cordierita, lo que permite clasificarlas como pertenecientes a la facies corneana hornbléndica.

La mayor parte de las rocas afectadas por este metamorfismo presentan una estructura moteada, con nódulos poiquiloblásticos de cordierita, biotita o moscovita. La paragénesis que se observa más frecuentemente comprende cuarzo, biotita y moscovita, acompañada frecuentemente de plagioclasa. En las zonas más externas se observa en los materiales arcillosos paragénesis de cuarzo y clorita. La clorita frecuentemente subsiste en la facies de corneana hornbléndica.

En los niveles de pizarras bituminosas del Silúrico el metamorfismo de

contacto se traduce por la conversión en una pizarra gráfitosa, con grandes cristales de andalucita, frecuentemente del tipo quiastolita.

En las cuarcitas este proceso metamórfico se traduce por la recristalización total del cuarzo y crecimiento de grandes nódulos de este mineral.

Los nódulos correspondientes al crecimiento de estos minerales metamórficos son netamente posteriores a la fase de esquistosidad y desorganizan totalmente el crecimiento orientado de los cristales de biotita formados durante el desarrollo de la esquistosidad. En algunos casos, estos nódulos pueden crecer preferentemente sobre los planos de esquistosidad, dando una apariencia de orientación; sin embargo, puede observarse que la estructura del nódulo carece totalmente de tal orientación.

### 2.3 SILURICO (S<sub>13-11</sub><sup>A-B</sup>)

El único afloramiento conocido se encuentra al SO. de Espluga de Francolí y fue dado a conocer por FONT y SAGUE (1909), el cual reconoció la presencia de *Monograptus priodon*, BROW, y *M. turriculatus*, BARR. Posteriormente ASHAUER y TEICHMÖLLER citan tres especies de Graptolites de la misma localidad y suministran un corte esquemático de la formación. El mejor corte puede obtenerse a lo largo de la carretera forestal que parte de Les Masfés, cerca de Poblet, en dirección sur, para ascender a las montañas de La Pena. En ella se corta una sucesión muy replegada de pizarras ampelíticas ricas en nódulos y filoncillos de marcasita, en las cuales se han practicado algunas labores mineras. Las pizarras buzan en general hacia el N. y se hallan afectadas por una crenulación subvertical de dirección 130-140. Hacia la base van pasando a pizarras quiastolíticas y a unos 200 m. del contacto; a pesar del metamorfismo, contienen abundantes Graptolites. Los autores alemanes citados reconocen la presencia de *Monograptus firmus*, BOUCER; *M. vomerinus*, NICH, y *Retiolites geinitzianus*, BARR.

A causa de los repliegues es difícil precisar su espesor, pero verosímelmente se le puede atribuir un espesor mínimo de 100 m.

En los fósiles que hemos recogido, determinados por FERNANDEZ VILLALTA, se han podido reconocer las siguientes especies:

*Monograptus spiralis*, GEINITZ, 1852;

*Monograptus priodon*, BRONN, 1835;

*Monograptus vomerianus*, NICHOLSON, 1872.

*Monograptus* cfr. *becki*, BARRANDE, 1850;

*Retiolites (Retiograptus) geinitzianus*, BARRANDE, 1850.

Estas formas indican los niveles 20 a 30 de Elles-Wood, por lo que deben comprender el límite Llandovery-Wenlock.

## 2.4 CARBONIFERO (H<sub>1</sub>, H<sub>2</sub>)

A excepción del afloramiento anteriormente descrito, todo el Paleozoico comprendido en la Hoja, lo mismo que en casi todo el del sector del Priorato y Montañas de Prades, debe atribuirse al Carbonífero.

Los primeros autores que se ocuparon de la región, como BAUZA y GOMBAU lo atribuyeron, sin razones paleontológicas, al Silúrico. MALLADA reconoció en Espluga de Francolí un fragmento de *Palaeophicus striatus*, HALL (1890, p. 52), que posteriormente FAURA y SANS (1913, p. 76) atribuyó a *Eophyton linnæanum*, TORELL; este último autor da, además, dos cortes de la región: uno, próximo a la ermita de la Trinidad, y otro, en la carretera de Prades a Vimbodí, y reconoce en ambos la presencia de *Eophyton*, y en el último, de *Myrianites almerai* nov sp., lo que le hace pensar que se trata del Cámbrico. VILASECA (1917), en pizarras análogas de dos localidades del Priorato, encontró una flora relativamente abundante, con: *Archaeopteris (Palaeopteris)*, *palmea*, FAURA sp., *Equisetum*, *Archaeolamites*, *Myrianites*, etc., que le permiten su atribución al Viseense; además, identificó las citas de MALLADA y de FAURA con su *Archaeopteris*. Esta opinión es compartida posteriormente por SCHRIEL (p. 113), quien identifica el género *Eophyton* como *Dictyodora* del Carbonífero, criterio que es compartido por ASHAUER y TEICHMÜLLER y todos los autores posteriores. Sin embargo, estos autores creen, sin argumento paleontológico alguno, que la parte alta de la formación podría ya pertenecer al Namuriense-Westfallense.

El Carbonífero del sector comprendido en la Hoja es muy homogéneo y consta de una potente serie de algo más de 600 m. de espesor de pizarras y areniscas pizarreñas oscuras, gris negruzcas, cuyos buzamientos, por lo general, no superan los 25°.

A pesar de su homogeneidad, pueden distinguirse con facilidad tres niveles:

a) Un nivel inferior (H) de unos 150 a 200 m. de potencia, formado por pizarras, gris negruzcas, finas, fácilmente exfoliables, algunas veces afectadas por un inicio de crenulación, entre las cuales puede intercalarse algún nivel decimétrico de pizarras arenosas, con gránulo-clasificación, y algún pequeño nivel centimétrico de liditas cerca de la base.

b) Un nivel intermedio (H<sub>2</sub>), cuyo espesor varía entre 150 y 180 m., formado por areniscas de grano pequeño finamente estratificadas y alternancias rítmicas de areniscas y limolitas que forman capas de 15 a 25 cm. de espesor. Las areniscas presentan granuloclasificación y laminación cru-



zada a pequeña escala, mientras que en las rítmicas puede apreciarse la siguiente sucesión:

- laminación cruzada en la base, debida a ripples de pequeño tamaño, con contacto inferior erosional;
- pequeño nivel con convoluted;
- nivel con laminación paralela, y
- nivel de limolita de unos 5 a 8 cm. de espesor;

que permiten suponer que se trata de un depósito con estructuras de turbidez en el que estarían presentes los términos superiores de la secuencia de Bouma.

Intercalados entre estos niveles puede encontrarse algún banco de hasta 15 m. de fñanitas amarillentas o verdosas, fuertemente replegadas, limitadas por la base y el techo por bancos de areniscas o turbiditas subhorizontales o ligeramente inclinadas. Buenos afloramientos de estas fñanitas se hallan en el Km. 12 de la carretera de Prades y junto a la misma de La Pena. Estas fñanitas, ya descritas cerca de Vilella Baja por SCHERER, deben tratarse de Intercalaciones de niveles slumpizados que irrumpieron en la cuenca procedentes del SE.

c) Un nivel superior (H<sub>5</sub>) de 300 a 350 m. de potencia, formando por bancos masivos de areniscas silíceas, de grano fino más o menos apizarradas, entre las que se puede intercalar algún banco de conglomerados, de hasta 10 m. de potencia, formado por cantos bien rodados, casi exclusivamente de cuarzo, de 1 a 5 mm. de diámetro y matriz arenosa. Estos bancos de conglomerados se hacen más abundantes en la parte más alta de la serie y son bien visibles en las proximidades de la ermita de la Trinidad y en la Serra Llarga, al N. de Castellfolit.

En líneas generales, el Carbonífero de este sector puede considerarse que forma parte de una cuenca de colmatación molásica, que se inicia con una sedimentación predominantemente arcillosa y limolítica, pasando a términos cada vez más detríticos hacia la parte superior.

## 2.5 TRIASICO

Ocupa este terreno una parte del sector meridional de las Montañas de Prades, correspondiente al borde meridional de la Hoja. Su estratigrafía a grandes rasgos fue ya precisada por los primeros autores que estudiaron la región, como BAUZA, MALLADA, etc. Posteriormente, VILASECA (1920) hizo una notable aportación en su estudio sobre el Trías de la Provincia de Tarragona. Pero la estratigrafía definitiva del Trías catalán quedó principalmente establecida en la monografía de VIRGILI (1958). Para las zonas de las Montañas de Prades vecinas al sector aquí estudiado, son también importantes los recientes estudios paleontológicos de HIRTSCHE, recono-

ciendo la presencia de Conodontos en el Muschelkalk Superior, y de FERNANDEZ VILLALTA, VIA y BELTAN sobre el notable yacimiento de Alcover, uno de los más ricos de Europa.

El Trías de los Catalánides es de características muy constantes en casi toda su extensión, por lo menos hasta las Inmediaciones del Ebro. Consta de los tres tramos característicos del Trías germánico, con espesores y caracteres litológicos poco variables en sus tres pisos: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper:

a) *Buntsandstein* ( $T_{01}$ ).—Reposa discordante sobre el yacente Paleozoico y empieza generalmente por conglomerados de cantos rodados de cuarzo y cemento arenoso-arcilloso de color rojo. Este nivel basal suele tener en la zona estudiada unos 10 m. de espesor. Poco a poco pierde su carácter grosero y pasa hacia arriba a areniscas rojas que, finalmente, dan paso a arcillas rojas o verdosas (facies Röt). La sucesión detallada en el corte del torrente de la Vall es la siguiente:

- 7 m. de conglomerados formados por cantos bastante bien rodados, predominantemente de cuarzo y alguno de diorita de hasta unos 10 centímetros de diámetro. La matriz es arenosa y el cemento silíceo fuertemente coloreado de rojo.
- 30 m. de alternancia de areniscas rojas de grano grueso, con bancos delgados y lenticulares de conglomerados silíceos, entre los que se intercala algún nivel de pocos decímetros de arcillas rojas, más abundantes hacia la parte superior.
- 11 m. de arcillas compactas, en bancos de 5 a 10 cm., de colores rojos y abigarrados.

b) *Muschelkalk*.—Según ya describió MALLADA (1889) en el sector de las Montañas de Prades, y luego VIRGILI (1958) demostró para el resto del Trías de los Catalánides, este piso se descompone en dos unidades calizas separadas por un tramo regresivo de areniscas y arcillas rojas, yesíferas, muy parecido a la facies Röt del Buntsandstein e incluso al Keuper, con los cuales frecuentemente se había confundido en las zonas dislocadas, en las que no es fácil recomponer la sucesión estratigráfica.

El Muschelkalk inferior se caracteriza por la presencia de *Ceratites antecedens*, y el Superior por sus *Daonella*, pero estos fósiles característicos no han sido hallados hasta ahora en nuestro sector.

El corte desde el torrente de la Vall a Rojals acusa los siguientes detalles:

*Muschelkalk Inferior* ( $T_{021}$ ):

- 3 m. de calizas dolomíticas, con algún nivel pardo rojizo intercalado entre bancos delgados.

- 40 m. de dolomías y calizas dolomíticas, recristalizadas, masivas, con alguna intercalación de menos de 1 cm. de margas ocre.
- 30 m. de calizas dolomíticas y dolomías dispuestas en bancos gruesos, con abundante marga ocre en los interestratos. Hay algún banco masivo de dolomía.

*Muschelkalk Medio* (T<sub>C22</sub>):

- 30 m. de alternancia de arcillas rojas y verdosas, con niveles de yeso secundario, acumulados principalmente en la parte inferior. Las arcillas contienen venillas de yeso secundario.
- 37 m. de arcillas rojas y verdosas, con algún nivel limolítico más compacto y filoncillos de yeso secundario.

*Muschelkalk Superior* (T<sub>C23</sub>):

- 5 m. de margas ocreas o amarillentas, con niveles finos de dolomía negruzca.
- 43 m. de dolomías masivas alternando con bancos delgados de calizas dolomíticas y margas calcáreas amarillentas.
- 22 m. de margas amarillentas, que contienen algún nivel fino de calizas y dolomías ocreas. A 10 m. de la base de este nivel existe un banco de dolomías masivas de 5 m. de potencia.

Interrumpido por la erosión.

El Keuper no aparece en la Hoja, pero se halla a poca distancia del borde sur, en el sector de Rojals, formado por margas abigarradas yesíferas. En el sector afectado por la flexión falla que pone en contacto el macizo de Prades con el Terciario de la Depresión del Ebro, las capas triásicas se inflexionan bruscamente y quedan afectadas por la dislocación, perdiendo a veces su continuidad con las plataformas tabulares de Prades. Por eso, es difícil en este sector distinguir unos tramos calizos de otros, por lo que su atribución, en ausencia de fósiles y de la falta de continuidad estratigráfica, resulta siempre algo problemática.

2.6 EOCENO (T<sub>22-21</sub><sup>Ab1-Ab3</sup>, T<sub>21</sub><sup>Ab3</sup>)

En la base de la serie paleógena que rellena este sector de la Depresión del Ebro y que aflora en el contacto con los terrenos más antiguos de las Montañas de Prades, hay unos niveles basales formados por margas rojas (T<sub>22-21</sub><sup>Ab1-Ab3</sup>) y calizas lacustres (T<sub>21</sub><sup>Ab3</sup>) de escaso espesor que anteriormente habían sido incorporadas al Oligoceno suprayacente. Pero ahora, gracias a los estudios micropaleontológicos, se ha podido concretar que deben atribuirse al Eoceno. Su presencia fue ya sospechada por JULIVERT (1954) en su estudio sobre el Terciario del borde de los Catalánides, por KROMM

(1961) en su tesis doctoral y por SOLE (1940) por la presencia de *Bullimus* aff. *gerundensis*, VID., en la zona más al sur.

Se trata de una estrecha banda de pocos metros de anchura y espesor que aflora por debajo de los depósitos continentales rojizos atribuidos ya al Oligoceno, la cual queda laminada por el aludido accidente tectónico que bordea las formaciones paleozoico-mesozoicas del macizo de Prades. El espesor y la anchura de esta banda aumentan hacia el Estè, en dirección a la Sierra de Miramar, en donde está en relación con depósitos eocénicos francamente marinos.

Se obtienen buenos cortes de la misma en las cercanías de la ermita de Sant Miquel, al SE. de Espuga de Francolí, y en las inmediaciones de Vilanova de Prades, en los barrancos de la Coma y de Villaescura.

El corte por la ermita de Sant Miquel nos da los siguientes materiales, de abajo a arriba:

- 20-25 m. de arcilla color rojo ladrillo, con filoncillos de yeso y nódulos de sílex. Espesor muy variable debido a la laminación provocada por el contacto mecánico con el Paleozoico.
- 3 m. de caliza gris, algo dolomítica, con escasos fósiles (moluscos) totalmente recristalizados y restos de carofitas indeterminables.
- 21 m. de calizas margosas de color rosado, con aspecto brechoide, con restos de carofitas recristalizadas.

A este último tramo calcáreo se superpone una alternancia de margas arcillosas y arenosas de tonos ocre, que atribuimos al Oligoceno. Este contacto superior del Eoceno está cubierto y, por tanto, el espesor que aquí atribuimos al Eoceno es sólo aproximado.

En Vilanova de Prades (barranco de la Coma) se observa que el contacto con el Carbonífero está cubierto por un piedemonte que impide precisar el espesor del nivel arcilloso. Se observa la siguiente serie, de abajo a arriba:

Contacto (mecánico ?) con el Paleozoico, cubierto.

- a) 12 m. de arcillas color rojo ladrillo, con filoncillos de yeso y nódulos de sílex.
- b) 2 m. de caliza color gris claro, con restos orgánicos cristalinos.
- c) 51 m. de caliza margosa, con granos de cuarzo, color rosado y aspecto brechoide.
- d) 0,3 m. de caliza esparítica, color rosado, algo brechoide, con abundante microfauna recristalizada.
- e) 10 m. de caliza margosa, arenosa, de color rosado, brechoide.
- f) Margas, areniscas y conglomerados del Oligoceno. Contacto (discordante), cubierto por depósitos de fondo de valle.

En el corte del barranco de Villaescura, el nivel inferior de arcillas rojas está cubierto por un piedemonte de cantos paleozoicos, originado en la

ladera del pico del Asturiano, pero aflora ampliamente el nivel superior calcáreo.

Estas calizas superiores cristalinas y calizas arcillosas, rosadas, lacustres, con flora de carofitas, puede ser homologada con toda probabilidad a la formación Pontils de ROSELL, JULIA y FERRER (1966) y FERRER (1971, página 26), atribuida al Luteciense Superior, según las determinaciones de GRAMBAST, y, por consiguiente, las capas situadas por debajo deberían ser anteriores, verosímilmente paleocenas.

Las margas marinas (Luteciense según ALMELA y RIOS, 1953 y 1954), o Biarritzense (según HOTTINGER, 1960, y FERRER, 1966), cortadas en el sondeo de Senant (collado de Montblanquet), no llegan a aflorar en ningún punto dentro de la Hoja.

## 2.7 OLIGOCENO

Encima de los niveles atribuidos al Eoceno se extiende una potente formación oligocena que abarca las tres cuartas partes de la Hoja, perteneciente al borde oriental de la Depresión del Ebro, constituida asimismo, en el sector catalán, casi toda ella por terrenos de la misma edad. Fue reconocida ya de antiguo por los autores del mapa 1:400.000 y principalmente por VIDAL y DEPERET, quienes dieron a conocer los yacimientos de vertebrados de Tárrega y Calaf, clave de la edad de la formación, atribuida entonces al Sannoisiense. Después se han publicado numerosos trabajos que han completado este conocimiento, entre otros, los debidos a FAURA (1929) y BATALLER (1929), que han dado a conocer yacimientos próximos a la Hoja, y también en las Hojas 1:50.000 inmediatas. Otras revisiones paleontológicas se deben a CRUSAFONT (1964) y a THALER (1969), basándose en las cuales rectifican la estratigrafía de este Oligoceno, cuya parte superior, a partir de Tárrega, creen que pertenece al Estampiense. Asimismo existen numerosos yacimientos de plantas estudiados por diversos autores (BATALLER, MADERN, y últimamente por FERNANDEZ MARRON), que coinciden en líneas generales con las atribuciones estratigráficas basadas en los vertebrados. Los estudios de O. RIBA han puesto de relieve los cambios de facies y han permitido dar una idea del trazado de las isócronas.

En el ámbito de esta Hoja se puede obtener un corte representativo de la serie oligocena siguiendo una dirección aproximadamente NNO. desde la ermita de Sant Miquel, cerca de Espluga, hasta los niveles calcáreos que determinan la superficie estructural de la Sierra del Tallat (Fulleda, Senant, Forés), completándolo con cortes parciales entre las superficies estructurales escalonadas hasta el límite occidental de la Hoja (Sierra de les Marqueses), donde encontramos los niveles estratigráficamente más altos de esta Hoja, lo que nos da un espesor de sedimentos de casi 1.500 m.

La escasez de datos paleontológicos hace muy difícil establecer la cro-

nología con buenas bases, y la falta de continuidad de las formaciones litológicas, a causa de los cambios laterales de facies, obligan a llamar la atención sobre el hecho de que algunos de los límites cronoestratigráficos que representamos son interpretativos.

Atribuimos al Sannoisiense Inferior ( $T_{311}^{AS}$ ) el primer tramo de la potente serie detrítica que yace discordante sobre los sedimentos atribuidos al Eoceno anteriormente. El tramo está representado por margas ocres y rojizas muy arenosas, con niveles poco continuos y escasos bancos de conglomerados, cuya importancia aumenta hacia el Oeste, siguiendo la distribución general del Oligoceno de la región estudiada. Estos materiales suponen los primeros 420 m. de la serie oligocénica.

Al Sannoisiense Medio ( $T_{312}^{AS}$ ) pertenecerían los niveles de margas ocres rojizas, con intercalaciones de arenisca calcárea que contienen carofitas. Hacia el E. acaban pasando lateralmente a los yesos de Sarreal, cuyas capas próximas contienen una flora abundante (FERNANDEZ MARRON), y en Rocafort de Queralt, *Entelodon magnum*, AYMARD (Museo de Montblanc), según determinación del Dr. FERNANDEZ VILLALTA. En este tramo los materiales detríticos groseros son menos abundantes, aunque se incluye en él uno de los bancos de conglomerados (g) que se representa en la cartografía. Le corresponde, en nuestro corte, un espesor de unos 215 m.

Situamos el límite Sannoisiense Medio-Superior al pie del escarpe que marca otro aumento de aportes groseros ( $T_{312-32}^{AS-A}$ ) e incluye el nivel de conglomerados indicado por  $T_{9312-32}^{AS-A}$ . También hacia el límite este, los niveles de conglomerados van desapareciendo. El espesor de este tramo es de unos 390 m., con lo que el Sannoisiense, en este corte supone un total de algo más de 1.000 m. de sedimentos.

Hacia el Oeste, los niveles descritos aquí como pertenecientes al Sannoisiense pasan lateralmente a areniscas y conglomerados alternantes y finalmente a conglomerados dominantes ( $T_{9311-32}^{AS-A}$ ).

El límite Sannoisiense-Stampiense vendría determinado en el corte del sector oriental por los primeros niveles calcáreos ( $T_{32}^A$ ) que encontramos en el ángulo NE. de la Hoja, que forman las plataformas de la Sierra del Tallat, los cuales fuera, pero cerca del borde, en Forés (Hoja núm. 418), han suministrado Ostrácodos y Charáceas, atribuibles del Stampiense al Aquitaniense, y Planorbis. Pero este mismo nivel es el que no lejos de aquí contiene el yacimiento de vertebrados de Talladell (Tárrega), que ofrece las máximas garantías de pertenecer al Stampiense (TRUYOLS y CRUSA-FONT, 1961; THALER, 1969).

Dado el buzamiento de las capas hacia el NO., por encima de este nivel de calizas de Forés todavía quedan hacia el oeste otros niveles calcáreos,

alternantes con areniscas y margas de tonos claros, los cuales se extienden hasta la Sierra de les Marqueses, en el borde NO. de la Hoja. El espesor de sedimentos que atribuimos al Stampiense es de unos 450 m., desde los primeros niveles de calizas lacustres hasta los niveles más altos de la Sierra de les Marqueses. El límite con el Aquitaniense queda por encima de estos niveles hacia el NO. (Fraga, Mequinenza, Granja de Escarpe), en donde todavía hay fauna stampiense (ver Mapa 1:200.000, Hoja de Hospitalet, 1972).

Lo mismo que se ha visto que ocurre en la formación Sannoisiense, también en la Stampiense se observa un cambio lateral de facies, pasando hacia el SO. a una formación detrítica cada vez más grosera, en la que abundan las capas de conglomerados (Tgs<sup>A3-A</sup><sub>312-32</sub>). A causa de dichos cambios laterales, mientras el contacto entre el Sannoisiense y el Stampiense en el borde oriental se traduce en un contraste litológico —con aparición de las calizas de Forés—, por el contrario, hacia el oeste la separación entre ambos pisos ocurre dentro de la masa de areniscas y conglomerados, según se demuestra siguiendo las líneas de capa. Esta separación en el mapa viene señalada por la línea de capa que pasa por Vinaixa y Valclara. Al sur de esta última localidad los estratos se inflexionan bruscamente a causa de la proximidad del accidente frontal que contornea el macizo de Prades. En consecuencia, el límite Sannoisiense-Stampiense continúa hacia el Oeste, y siguiendo las capas se puede precisar que pasa aproximadamente por la vertiente septentrional de la Sierra de la Llena. Esta sierra está constituida por una masa de conglomerados en bancos cuyo espesor varía de 0,5 a 20 m., alternando con areniscas y margas arenosas ocres, poco potentes. Los conglomerados pierden importancia hacia el Norte a medida que se alejan del área fuente de los materiales detríticos, según la dirección que indica la disposición de los cantos y las estrías de los paleocanales (N. 60° E.). A lo largo de una misma isócrona se observa el tránsito gradual de los conglomerados a areniscas, margas limosas, margas, y finalmente, calizas lacustres con Planorbis (Tarrés Pla de la Mancha, etc.). Este paso tiene lugar, en los niveles más altos de la serie, más cerca del área fuente, de manera que los conglomerados tienen menor desarrollo y las calizas alcanzan mayor extensión.

El espesor de sedimentos que hemos obtenido del corte de la Sierra de la Llena es notablemente inferior al que le correspondería al tramo equivalente en el sector oriental, reducción que se explica por efecto de la discordancia progresiva que aquí se observa muy claramente.

Tanto en los niveles margosos que se presentan en alternancia con las capas más altas de conglomerados de la Sierra de la Llena (Pobla de Clérvoles), como los que encontramos intercalados en los niveles calcáreos de Fullea y Esluga Calva hay abundantes, pero mal conservados, restos

de plantas. FERNANDEZ VILLALTA ha podido determinar las siguientes formas:

*Sabal major*, HERR, en Fullea.

*Salix* sp., y

*Goniopteris stiriaca*, UNG., en Pobla de Ciérvoles, al sur de la población y en Turó Llopetera (al norte de Pobla de Ciérvoles).

Estas mismas formas se presentan también en los yacimientos de Tárrega y Cervera (FDEZ. MARRON, 1971), que son de edad Stampiense. Así, en resumen, la estratigrafía del Oligoceno es la siguiente:

*Sannoisiense Inferior* ( $T_{311}^{A3}$ ):

— 420 m. de areniscas y margas ocres y rojizas, con algún pequeño banco de conglomerados en el sector oriental.

*Sannoisiense Medio* ( $T_{312}^{A3}$ ):

— 215 m. formación fina análoga a la anterior, que hacia el E. pasa a la formación yesifera de Sarraí, con flora y *Entelodon magnum* en Rocafort.

*Sannoisiense Superior* ( $T_{312-32}^{A3-A}$ ):

— 390 m. formación también fina arenoso-arcillosa, con algunos bancos de conglomerados. Hacia el O. pasa a facies detrítica grosera de areniscas y conglomerados dominantes en Sierra de la Llena.

*Stampiense* ( $T_{32}^A$ ):

— 60 m. margas grises y calizas de Forés, con Ostrácodos, Charáceas y *Planorbis*.

— 9 m. calizas y margas calcáreas de Tarrés, con nódulos de sílex y restos carbonosos y *Planorbis*.

— 100 m. areniscas de Vinaixa, con margas ocre claro.

— 19 m. calizas del Pla de la Mancha (Albi), brechoides en la base y con intercalaciones margosas, con *Planorbis*, etc.

— 265 m. margas y calizas margosas alternantes, con filoncillos de yeso en la base.

Excepto los últimos 180 m. de la serie Stampiense, cuyo equivalente hacia el SE. no es visible en la Hoja, los demás niveles pasan lateralmente en esta dirección a areniscas y conglomerados.

## 2.8 CUATERNARIO

Pertencen a este terreno numerosos afloramientos dispersos en toda



la Hoja, pero los más principales se localizan en los alrededores del álveo del Francolí.

Genéticamente se reconocen los siguientes tipos:

### 1) *Depósitos de piedemonte* ( $Q_1$ , $Q_{cg}$ )

Al pie del importante escarpe de las Montañas de Prades se hallan unas formaciones cuaternarias que revisten las características de una formación de piedemonte o de conos de deyección muy aplanados y extensos, fusionados unos con otros. Se pueden distinguir dos tipos de depósitos de piedemonte, unos antiguos, colgados a bastante altura sobre el cauce actual, y otros más modernos, relacionados con las terrazas fluviales.

Del piedemonte antiguo ( $Q_1$ ), que sin duda fue en otros tiempos mucho más extenso que en la actualidad, se hallan vestigios en los alrededores de Espluga de Francolí, en el cerro mismo donde asienta la población, junto a la carretera N. 240, de Lérida a Tarragona, Km. 47-49,5 y en las lomas próximas al margen izquierdo del barranco dels Sillerets. En el primer lugar citado se observa una formación de tres o cuatro metros de espesor, formada por grandes cantos poligénicos, mal rodados, con heterometría acentuada y cemento arcilloso-arenoso de color rojizo, están situados por encima de los 400 m. de altura absoluta y 40 de altura relativa. Un aspecto semejante, pero con cantos de menor tamaño, se observa en los otros afloramientos citados.

El piedemonte moderno  $Q_{cg}$  se encuentra entre el Río Francolí y el escarpe montañoso anteriormente aludido. Consta de una masa importante de derrubios angulosos o romos de origen local, y con poca matriz y color grisáceo. Se hallan a poca altura sobre el cauce actual y enlazan lateralmente con una terraza fluvial del Francolí.

### 2) *Terrazas fluviales*

A todo lo largo del Francolí, pero especialmente aguas abajo de Espluga, se encuentran dos niveles de terrazas escalonadas entre el álveo del río y 10 m. de altura. Están formadas por cantos bien rodados, poco heterométricos. Su cronología sólo es relativa, en función de su altura.

### 3) *Derrubios de pendientes y conos de deyección*

En el macizo de Prades, sobre las laderas escarpadas, y a partir, sobre todo, de los 800 a 900 m. de altitud, son abundantes los derrubios de pendientes, formados por bloques grandes, angulosos, apenas cubiertos por la vegetación y al parecer de origen clioclástico. Por debajo de esta altura tampoco escasean, pero suelen ser más finos y están sistemáticamente alterados y recubiertos por la vegetación. Parece, pues, que se trata de verdaderos derrubios periglaciales de pendiente. En el mapa apenas han podido ser indicados dada su escasa extensión.

#### 4) Depósitos coluviales de fondo de valle (Q<sub>2a</sub>, Q<sub>2</sub>)

En la parte norte de la Hoja, en las amplias vallonadas excavadas en las plataformas calcáreas del Oligoceno, se encuentra frecuentemente en su fondo o en sus vertientes una cubierta de fragmentos calizos angulosos, pequeños, débilmente rodados en algunos casos, mezclados, con matriz arcillosa gris clara generalmente. El carácter apenas funcional de estas vallonadas, algo similares a los llamados «vales» en Aragón, y el carácter de relleno, hacen pensar en un probable origen periglacial.

### 3 TECTONICA

Las unidades estructurales comprendidas parcialmente en esta Hoja son: el macizo de las Montañas de Prades y la Depresión del Ebro, el primero perteneciente al sistema morfoestructural de los Cotalánides, alineado de NE. a SO.

El contacto entre ambas unidades es un accidente tectónico de singular importancia, cuya estructura y significación cambia de Este a Oeste.

#### 3.1 ESTRUCTURA DE LAS MONTAÑAS DE PRADES

Esta unidad, que constituye un robusto macizo montañoso, se extiende mucho más hacia el Sur, fuera ya del dominio de la Hoja, hasta enlazar con el gran afloramiento paleozoico del Piorato. Mientras que por el Este, Oeste y Norte queda bruscamente delimitado por sendos accidentes tectónicos, de los cuales, en el sector aquí cartografiado, únicamente existe, y todavía parcialmente, el que pone en contacto los terrenos paleozoicos y mesozoicos con los terciarios de la Depresión del Ebro.

Este macizo consta de un *zócalo paleozoico* y una *cobertera discordante* triásica, que más al Sur, no lejos de la Hoja, soporta además el Lías y el Jurásico.

##### 3.1.1 El zócalo paleozoico

Consta de una serie pizarreña de 700 a 800 m. de espesor, en la que se halla representado en un solo punto el Silúrico, y el resto está constituido por pizarras y conglomerados finos del Carbonífero Inferior. Además, existen importantes intrusiones de diorita y granito que en el contacto han metamorfoseado ambos terrenos.

Las pizarras ampelíticas del Silúrico se hallan intensamente replegadas y presentan buzamientos fuertes, mientras que el Carbonífero ofrece solamente abombamientos de gran radio de curvatura, con buzamientos que rara vez alcanzan los 25°.

Este zócalo paleozoico se halla afectado por dos fases de plegamiento de edad carbonífera. La primera de ellas se caracteriza por el desarrollo de una esquistosidad de fractura poco penetrativa. En los niveles formados por una fina alternancia de lechos arenosos y limolíticos, puede verse cómo esta esquistosidad es responsable de cierta transposición de los estratos y de pliegues milimétricos. Esta esquistosidad origina una lineación subhorizontal sobre los planos de estratificación, con una dirección que oscila entre N. 120° y N. 145°. Los planos de esquistosidad raramente son medibles, pero por lo general se mantienen subverticales o ligeramente inclinados hacia el S. Tanto en los niveles más arcillosos del Silúrico como del Carbonífero se observan pliegues de tamaño centimétrico a decimétrico, asociados a esta fase esquistosa. Son pliegues subparalelos que muestran un ligero engrosamiento de la charnela en los niveles más incompetentes. El eje de estos pliegues es aproximadamente horizontal, excepto en las cercanías del accidente que limita el bloque de Prades y la Depresión del Ebro, donde el Paleozoico ha sido fallado y flexionado, presentando entonces direcciones anómalas tanto en los planos de esquistosidad como en los ejes de estos pliegues.

Superpuestos a esta primera fase existen pliegues de gran radio de curvatura, muy laxos, orientados NE-SO. y cuyos ejes forman un ángulo de 15 a 20° con los de la primera fase. En el núcleo de uno de estos anticlinales es donde afloran las pizarras silúricas de Les Masies de Poblet.

Respecto a la discordancia del Carbonífero sobre el Silúrico indicada por ASHAUER Y TEICHMÖLLER, en la que creían ver un indicio de plegamientos neobretónicos que habrían afectado a este sector, se ha podido confirmar que, efectivamente, el Carbonífero es transgresivo directamente sobre el Silúrico, apoyándose sobre éste por medio de una brecha basal de unos 0,5 m. de espesor. Sin embargo, el análisis microtectónico pone de manifiesto que la fase de plegamiento a que se debe la esquistosidad descrita afecta por igual al Silúrico y Devónico, de lo que se deduce la escasa importancia de los movimientos caledonianos determinantes de la regresión, a la que se debe la ausencia del Silúrico Superior y Devónico.

### 3.1.2 Intrusión eruptiva y metamorfismo

El Paleozoico de las Montañas de Prades está atravesado por sendas erupciones de granito y diorita, así como por algunos diques importantes de naturaleza análoga, pero poco abundantes. Las intrusiones están formadas por rocas granitoideas de grano grueso, que hacia la periferia pasan a rocas de grano mucho más fino, tal como se observa alrededor de la intrusión diorítica del sector occidental. Probablemente ambas intrusiones son coetáneas, con una diferenciación en la bóveda cercana a la cobertera

esquistosa. Con ellas están claramente relacionados los diques porfídicos que atraviesan el Carbonífero y que parten de dicho batolito.

Las intrusiones citadas han sido las determinantes de la aureola de metamorfismo de contacto que afecta indistintamente al Silúrico y Carbonífero, aun cuando en este último es menos manifiesta, sin duda a causa de un fenómeno de metamorfismo selectivo. La aureola alcanza de 250 a 300 m. de espesor y reviste los caracteres petrográficos anotados. En cuanto a su edad, únicamente puede determinarse teniendo en cuenta que es posterior al Carbonífero —al cual atraviesan y metamorfosean— y anterior al Buntsandstein, que descansa horizontal sobre el zócalo granítico-pizarreño previamente peneplanizado durante un período largo de erosión.

### **3.1.3 La cobertera triásica y su deformación**

El macizo de Prades es en su mayor parte una superficie tabular a causa de la disposición horizontal o débilmente inclinada de la cobertera mesozoica. Sus estratos calcáreos, desde el Trias al Jurásico, alternantes con algunos niveles margosos, únicamente están afectados por abombamientos de gran radio de curvatura o por fallas verticales que compartimentan a distintos niveles la plataforma estructural.

El más importante de este tipo de accidentes es la falla de dirección N. 25 O. que pasa por la margen derecha del torrente del Titllar y que llega a poner en contacto el Carbonífero o la dlorita con el Muschelkalk, por hundimiento del bloque oriental; su salto es, por lo menos, de unos cincuenta a sesenta metros, ganando importancia hacia el Sur. En el plano de falla existe una mineralización de baritina de unos tres metros de ancho que llega a afectar incluso al Muschelkalk Inferior. Otra falla análoga, pero de menor importancia, existe más al Oeste. Por afectar la cobertera mesozoica y por estar sin duda en relación mecánica con el gran accidente frontal que contornea el macizo de Prades, se les debe atribuir edad alpina.

### **3.1.4 La flexión falla frontal**

La inflexión de la cobertera mesozoica es tan brusca que se pasa, en unos centenares de metros, de las capas horizontales del interior del macizo a las subverticales e incluso invertidas que forman el flanco subvertical y fuertemente laminado de una gran flexión-falla. Este accidente tectónico sigue desde La Riba y Montblanc, pasando por Esplugu de Francolí y Vilanova de Prades hasta las Sierras de la Llena y del Montsant, esta última fuera ya del ámbito de la Hoja.

Este gran accidente que separa los materiales paleozoico-mesozoicos de las Montañas de Prades del Terclarlo de la Depresión del Ebro cambia de estilo de Este a Oeste. En líneas generales, en el sector oriental, hasta

Espluga de Francolí, la flexión de la cobertera se complica con una falla de desgarre (*décrochement*), de dirección NO.-SE. Pero a partir de Espluga se transforma, al cambiar de dirección, en una simple flexión-falla vertical con el flanco vertical ligeramente invertido y sumamente laminado; la des-nivelación, a causa de la basculación general del macizo hacia el Sur, va perdiendo importancia en esta dirección hasta transformarse en una flexión muy suave, cuyo flanco, levemente flexionado, se conserva íntegramente en Vilanova de Prades.

Por consiguiente, las características de esta flexión-falla son muy diferentes en toda su longitud y conviene que sean descritas en detalle.

a) *Sector oriental*.—En el sector entre Montblanc y Espluga de Francolí la flexión-falla se presenta con el flanco NE. bastante completo, con buzamiento de 70 a 80°. El torrente de la Vall ofrece un buen corte del accidente, en donde las capas horizontales del Triás se ponen en contacto, por medio de una flexión bien dibujada, con el flanco vertical, en el cual se distingue el Butsandstein, reducido al nivel de areniscas y conglomerados, y las calizas del Muschelkalk, probablemente Superior, ya que descansan sobre las areniscas y arcillas rojas del Muschelkalk Medio. Algunos bloques deslizados epiglépticamente, uno de grandes dimensiones, enmascaran el contacto y descansan indistintamente sobre los diferentes tramos triásicos del flanco subvertical. Este, a su vez, queda cortado por una falla de desgarre (*décrochement*), en su contacto con las calizas y arcillas rosadas del Eoceno, las cuales afloran, bastante inclinadas, en el contacto. Las frecuentes estrías subhorizontales que se observan en las calizas son indicativas de este tipo de accidente.

b) *Sector central*.—Entre Espluga de Francolí y el Km. 7 de la carretera de Prades hay buenos cortes que ponen en evidencia la naturaleza del accidente. El primero se observa en el camino del santuario de la Trinitat, en la ermita de Sant Miquel, donde el Carbonífero entra en contacto directamente con las calizas, margas y conglomerados eocénicos verticales o ligeramente invertidos\*. Aquí ha desaparecido completamente el flanco flexionado. Más al Este, la cobertera del interior del macizo ha desaparecido, sin duda por erosión, por tratarse del bloque levantado por la falla del Titllar anteriormente descrita. En el flanco flexionado hundido, la cobertera, muy laminada, o desaparece o se reduce a unos pocos vestigios, como cerca de Riudabella, en donde se presenta el Buntsandstein arenoso y el Muschelkalk muy reducido. En el resto, lo mismo que en la ermita de Sant Miquel, el contacto se establece directamente entre el Carbonífero, y las calizas y margas rosadas del Eoceno, subverticales o invertidas ligeramente, cabalgadas por el Carbonífero, pero que pronto adquieren la subhorizonta-

---

\* Esta interpretación difiere de la dada en el corte de VIRGILI (1964, p. 18).

lidad. En trabajos anteriores estos materiales habían sido confundidos con el Trías.

c) *Sector occidental*.—Poco a poco, hacia el Oeste, la flexión-falla pierde desnivel y se suaviza hasta transformarse en una flexión suave en los alrededores de Vilanova de Prades. Aquí, el zócalo paleozoico ha sido desmantelado de su cobertera triásica, a causa de una denudación experimentada antes del Eoceno, cuyas capas basales finas (areniscas, arcillas con yesos y nódulos de sílex) descansan directamente, a través de un paleosuelo rojo, de tipo laterítico, muy débilmente inclinadas sobre las pizarras del Carbonífero o el granito. A estos sedimentos basales sigue pronto la masa de conglomerados de Sierra de la Llena, los cuales se presentan inflexionados, con buzamientos bastante fuertes, que pueden llegar a alcanzar los 60 a 70°.

El mismo tipo de contacto se observa, fuera ya del límite de la Hoja, al pie de la masa de conglomerados del Montsant, en Albarca, Ulldemolins, etc., donde los conglomerados terciarios se hallan flexionados y fallados, mientras el contacto con el Paleozoico es normal. Por consiguiente, la flexión-falla se ha trasladado ahora desde el contacto con el Paleozoico al interior de la depresión.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

Lo mismo que en el resto de los Catalánides, hay que distinguir, en la historia geológica de la región, un *ciclo herciniano*, con sus correspondientes fases sedimentaria, tectonogénica y magmática, a la cual se debe la estructura del zócalo paleozoico de las Montañas de Prades, y un *ciclo orogénico alpino*, que empieza con la sedimentación del Trías y termina en pleno Terciario, y al cual se deben las deformaciones de la cobertera mesozoica, la formación de la Depresión del Ebro y el gran accidente que separa esta depresión del macizo de Prades.

##### 4.1 CICLO HERCINIANO

En el geosinclinal paleozoico que se extendió por el NE. de la Península, tuvo lugar una sedimentación tranquila y bastante homogénea desde el Cámbrico al Silúrico. A partir del Devónico empieza por algunos umbrales, fenómenos que sin duda denuncian la proximidad de los plegamientos caledonianos más extendidos por el norte de Europa y en otros puntos de la Península. En el sector meridional de los Catalánides (Montañas de Prades y Priorato), de estos terrenos antiguos no aflora más que el Silúrico, por lo que es imposible relacionarlo con el resto del geosinclinal situado más al Norte, pero es indudable que fue afectado por la orogénesis caledoniana, según indica la débil discordancia entre el Silúrico y el Carbo-

nífero y la ausencia entre ambos del Devónico. Posteriormente el propio Carbonífero Inferior fue plegado durante las orogénesis hercinianas tardías, pero cuya edad exacta es imposible de precisar, aunque es verosímil que, como en el resto de los Catalánides, la fase paroxismal fuese sudética o astúrica. Es posible, tal como opina ASHAUER y TEICHMÜLLER, que durante la primera orogénesis herciniana el eje de la cuenca sedimentaria se corriese de Norte a Sur, pues en este último sector es donde ahora se acumulan mayores espesores de Carbonífero y son menos gruesos que en el Norte, ya que alcanzan unos 800 m., mientras que en el norte de la cordillera rebasan tan sólo unos pocos centenares.

Concomitante con el plegamiento tiene lugar la intrusión granítica, la aparición de otras rocas eruptivas, como la diorita del Titllar y la formación de la correspondiente aureola metamórfica de contacto que afecta incluso al Viseense. Por consiguiente, la edad de las erupciones debe ser, por lo menos, astúrica. Pero ya se ha indicado, fundándose en el análisis microestructural, que el metamorfismo de contacto es posterior a la fase 1 de plegamiento, determinante de la esquistosidad y aun quizá de la fase 2, a la que se deben las ondulaciones laxas, tal como ocurre en el Tibidabo. Hay que admitir, pues, varias fases postviseenses, sin que se pueda precisar su edad exacta.

Al plegamiento herciniano sucedió una prolongada fase de estabilidad y peneplanización que precede a la transgresión triásica.

#### 4.2. CICLO ALPINO

Empieza con la sedimentación del Buntsandstein, a partir de cuyo momento pueden esbozarse bastante bien los rasgos paleogeográficos de la que será, con pocas variaciones, la cuenca sedimentaria mesozoica, la cual se extendía por el Norte hasta las proximidades de Barcelona e iba ganando profundidad hacia el Sur. En ella se diferencian algunos umbrales en donde los sedimentos mesozoicos tienen menos espesor e incluso se señalan algunas lagunas estratigráficas. Por el Oeste, la cuenca sedimentaria aparece limitada por el llamado Macizo del Ebro, que ocupaba a *grosso modo* la actual depresión del mismo nombre y no desaparecerá hasta entrados los tiempos terciarios.

Dentro de este ámbito así delimitado, la región de las Montañas de Prades ocupa un sector bastante marginal, limitante con el reborde occidental del Macizo del Ebro, aun cuando durante algunos momentos los sedimentos mesozoicos marinos acusan cierto espesor. Cuando procedente del Sur o Sureste la transgresión triásica invade el macizo paleozoico arrasado y peneplanizado, empiezan a depositarse los conglomerados y areniscas del Buntsandstein, y poco a poco, a medida que el mar avanza, los sedimentos van siendo más finos y finalmente se pasa a las facies

francamente marinas de las dolomías y calizas del Muschelkalk, con la leve regresión que acusa el Muschelkalk Medio, con sus areniscas y arcillas rojas yesíferas, seguida inmediatamente de los niveles de caliza marina del Muschelkalk Superior. El ciclo sedimentario triásico termina con las facies lacustres y de evaporitas del Keuper. En conjunto, dentro del sistema de los Catalánides la serie sedimentaria triásica, con sus trescientos metros de espesor, señala un espacio más profundo que sus aledaños, y asimismo habla en favor de esta interpretación la presencia en las Montañas de Prades de una serie sedimentaria triásico-jurásica, que en el ámbito de la Hoja debe haber desaparecido por erosión, la cual encontraría aproximadamente su límite septentrional en este lugar. En cambio, la cuenca cretácica debió extenderse hacia el Norte y Este, hacia Tarragona y el valle de Llobregat, mientras falta en el sector de Prades y el Priorato que deja de lado, y que quedaría, pues, anexionado al reborde oriental del Macizo del Ebro.

En el Cretácico Superior la regresión es general y el mar retrocede hasta el paralelo de Tortosa y en algunos momentos más al sur todavía, según ha demostrado COMBES (véase mapa 1:200.000, Hoja de Tortosa). Las tierras emergidas sufren ahora una erosión activa bajo un clima cálido y húmedo de tipo tropical que permite una laterización importante, y el relieve se convierte en una penillanura que fosilizará los sedimentos eocénicos. Con el Eoceno va a producirse un hecho fundamental, concomitante con el plegamiento del Pirineo y de las Cordilleras Costeras Catalanas, y que representará un cambio total de las circunstancias paleogeográficas de la región: el hundimiento del antiguo Macizo del Ebro, el cual va a convertirse ahora en una cuenca sedimentaria interior, hecho que precede de poco o es simultáneo al plegamiento de las cordilleras citadas. La transformación se inicia, en el sector norte de los Catalánides, al comenzar el Eoceno, de forma que la transgresión del mar eocénico se hace ahora desde el Norte y avanza hacia el Sur; aun cuando no rebasa la parte central de la Cordillera, pues los sedimentos marinos solamente llegan al borde NE. de la Hoja. El movimiento, lo mismo que luego el plegamiento, avanza de Norte a Sur. Alcanza Montserrat e Igualada en el Biarritziense y no llega hasta la Sierra de la Llena y el Montsant hasta el Sannoisiense. En efecto, vemos cómo los materiales basales del Terciario son todavía finos y se apoyan, cuando no están fallados, sobre la superficie de erosión eocénica, indicando que el macizo de Prades todavía no suministraba derrubios abundantes y groseros. Lo mismo señalan los materiales finos dominantes, en nuestro sector, del Sannoisiense, con la formación arcillosa-yesífera de Sarreal. En cambio, estas mismas capas hacia el Este habían ya empezado a recibir las masas de derrubios groseros que forman los conglomerados de esta edad, al pie de la Sierra de Miramar. Las capas de conglomerados de edad Stampiense, que van haciéndose más modernas



hacia el Oeste, señalan que las Montañas de Prades habían empezado a ser activamente derrubadas en esta época, señal de su surgencia. Así, los conglomerados marginales de la Depresión del Ebro son eocénicos en Sant Llorenç del Munt y en Montserrat, pertenecen, por lo menos en parte, al Sannoisiense en la Montaña de Sant Miquel, al E. de Montblanc, y son netamente stampienses en la Llena y Montsant y miocénicos al pie de los puertos de Becelt, señalando, con su edad cada vez más moderna, el avance del plegamiento en la misma dirección. Habla en el mismo sentido el hecho que en el sector de la Hoja, las capas eocénicas son anteriores a la flexión falla frontal, mientras las oligocénicas son posteriores y avanzan en discordancia progresiva sobre los sedimentos terciarios más antiguos.

Por consiguiente, el levantamiento de las Montañas de Prades y la formación de su accidente frontal debe ser coetáneo de la sedimentación stampiense y aun quizá algo posterior hacia el Montsant.

En la nueva cuenca interior del Ebro, extendida entre los Catalánides, el Pirineo y la Cordillera Ibérica, tiene lugar ahora una sedimentación intensa con los materiales arrancados de las cordilleras surgidas en sus bordes. Dentro del ámbito de la Hoja, esta sedimentación es exclusivamente continental o lacustre, pues el mar eocénico no rebasó el borde septentrional de la misma. Los bordes son predominantemente detríticos, mientras que más al interior, lejos de los aportes marginales, la sedimentación es más tranquila, con arcillas, yesos y calizas en lugar de areniscas y conglomerados. Esta situación perdura durante el Oligoceno y Mioceno, aun cuando los depósitos de esta última edad empiezan mucho más hacia el interior, al oeste de Fraga.

Faltan en el ámbito de la Hoja sedimentos más modernos, aparte los Cuaternarios, por lo que resulta imposible seguir la historia geológica de la región. No obstante, por lo sucedido más al Este, es de suponer que los movimientos post-pontienses, que determinaron importantes hundimientos en el sector costero, debieron estimular la erosión de la red hidrográfica que durante el Plioceno y Cuaternario determinaría el vaciado de la cuenca hidrográfica superior del Francolí o Conca de Barberá.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

Las explotaciones de cualquier clase tienen escasa importancia en el ámbito de la Hoja. Se reducen, en cuanto a materiales útiles, a la explotación de canteras de granito y sobre todo de diorita, hoy abandonadas, pero muy activas hace unos años; a la explotación de las calizas oligocénicas y de las areniscas y calizas triásicas como materiales de construc-

ción y a un yacimiento de baritina próximo a La Pena, aparte de algunas labores mineras de menor valor, hace tiempo abandonadas. Intentaremos dar una idea de las principales.

## 5.1 MATERIALES DE CONSTRUCCION

La diorita del barranco del Titllar y de Castellfollit fue activamente explotada por métodos tradicionales hace años. Todavía se reconocen tres grandes canteras abandonadas aguas arriba de Les Mesies de Poblet. Se empleaba como balasto.

Las calizas del Oligoceno se han explotado recientemente con la misma finalidad en el término de Tarrés y en algún otro punto para la obtención de cal. Pero hoy no existe ninguna explotación interesante.

## 5.2 MINERALES UTILES

El Paleozoico, en su contacto con los plutones graníticos y sobre todo dioríticos de los barrancos de Castellfollit y del Titllar presenta importantes mineralizaciones, a lo que alude algún topónimo: barranco de la Argenta, etc., y han dado lugar a algunas explotaciones minerales y a labores de prospección. La más importante es la mina de baritina de la montaña de La Pena, situada en el collado de la carretera forestal que conduce desde la casa forestal de La Pena al barranco de Castellfollit. Se trata de un filón vertical dirigido N. 25° O., encajado por falla entre el Carbonífero o la diorita y el Triás; falla de varios kilómetros de longitud y unos 50 a 60 m. de salto con el flanco oriental hundido respecto al occidental. En el collado aludido entran en contacto, a través de la falla, las arcillas de facies Röt y las areniscas del Buntsandstein con las grauwackas y liditas del Carbonífero, delimitando una caja de 5 a 6 m. de ancho, pero la parte propiamente filoniana, rellena de barita, tiene de uno a dos metros de espesor. La baritina se introduce formando filoncillos de algunos centímetros de anchura, no sólo en el Carbonífero, sino también en las areniscas del Buntsandstein. Más abajo, en dirección sur, el contacto se establece ya con las calizas del Muschelkalk inferior. Por consiguiente, la mineralización es de edad alpina, puesto que afecta al Triás, siendo uno de los pocos lugares en que puede demostrarse una mineralización de esta edad.

La baritina va acompañada de numerosos minerales, especialmente de galena argentífera y blenda. SORIANO (1932) ha reconocido y estudiado los siguientes: plata, argentita, hessita, galena, blenda, millerita, niquelina, calcantita, pearceita, fluorina, calcita, cerusita y annabergita. L. TOMAS cita de la misma mina o de sus inmediaciones que afectan a los términos municipales próximos: en el de Espluga de Francolí: pirrita, cobaltina, galena

argentífera, calcosina, oligisto, limonita y vanadita; en el de Vimbodí: baritina, pirita, galena argentífera, annabergita, calcita, estefanita (mina Espejo); asimismo en Vilanova de Prades hay baritina y fluorina; en Vallclara, galena argentífera; en Rojals, malaquita y calcopirita, en un filón en otro tiempo explotado. Pero casi todos estos criaderos carecen de valor minero.

Otra mineralización importante se encuentra en las pizarras ampelíticas del Silúrico, aguas arriba y a unos centenares de metros de Les Masfés, en donde se practicaron también algunas labores mineras. En dichas pizarras son numerosos los nódulos y filoncillos de marcasita o pirita, algunos de 3 a 5 cm. de anchura.

El sílex es abundante en pequeños nódulos de algunos centímetros de diámetro en algunos niveles calizos del Muschelkalk Inferior y Superior. Pero sobre todo se presenta abundantemente repartido en los niveles basales del Paleoceno, junto al yeso y en el seno de arcillas rojas. En el sector al pie del Montsant y de la Llena llega a formar capas irregulares y discontinuas de 1 a 2 m. de potencia, que sin duda abastecieron las estaciones talleres neolíticos, muy abundantes en la región (Siurana, etc.), bien estudiados por Vilaseca.

### 5.3 HIDROGEOLOGIA

Las condiciones hidrogeológicas de la región son muy diferentes en el sector de las Montañas de Prades y en el de la depresión terciaria, unidades que constituyen la cuenca asimétrica del Río Francolí. La vertiente septentrional está constituida exclusivamente por las capas horizontales terciarias, y en ellas la abundancia de arcillas alternantes, con pequeños bancos de calizas, areniscas y conglomerados hace que sea poco a propósito para la formación de acuíferos importantes. Asimismo, el espesor de los depósitos cuaternarios acumulados en el fondo de los valles es siempre delgado, por lo que los alumbramientos que se obtienen son siempre poco importantes y los acuíferos escasos.

En cambio, en la vertiente meridional las circunstancias son muy distintas, especialmente en la parte correspondiente a las Montañas de Prades. La altura mayor favorece la abundancia de precipitaciones, que por lo menos es de 600 a 700 mm., es decir, 150 a 200 mm. más, por término medio, que en el sector septentrional. Además, la estructura geológica es también favorable a la existencia de acuíferos más importantes. En primer lugar el agua absorbida por la tabla de calizas del Muschelkalk reaparece abundante en los niveles arcillosos infrayacentes del Buntsandstein o en el contacto que constituye una línea de fuentes naturales (La Pena, etc.). Estos manantiales contribuyen a alimentar los pequeños cursos torrenciales que parten de la montaña y que al llegar cerca

del llano dan lugar a una acumulación de aluviones relativamente potente, en la cual se almacena el agua procedente de la sierra (fuente de Nerola, Poblet, etc.). Dichas aguas subálveas dan lugar a algunos alumbramientos para el suministro de agua a las poblaciones de las orillas del Francoi.

Pero el mejor dispositivo para la formación de un acuífero importante es el del gran accidente frontal que pone en contacto el macizo montañoso con la depresión terciaria. En efecto, las capas terciarias, eocénicas u oligocénicas, más o menos impermeables, subverticales, que afloran a lo largo de la flexión-falla, retienen el agua infiltrada, ya sea en las calizas flexionadas y falladas, ya sea en los conos de deyección aluviales, por lo que esta alineación da lugar a una serie de manantiales, de los cuales el más importante es el que surte a Espluga de Francoi y que proporciona a este río su caudal más notable en la parte superior de su curso.

La aludida surgencia de Espluga de Francoi se halla a la salida de la población por el lado oeste, cerca de la carretera de Poblet y a escasos metros del álveo del río, en su margen derecha. En dicho punto, por debajo de una capa de conglomerados calizos de cerca de un metro de espesor, surge bruscamente el importante caudal denominado Font Major, cuyas obras de acondicionamiento datan de 1864. Su caudal vierte directamente al río y es variable, pero siempre abundante, siendo de algunos centenares de litros por segundo. Pero en las épocas de lluvia se desborda y, según reza una lápida conmemorativa, a principios de siglo produjo importantes desperfectos y varias víctimas. Poco antes de su emergencia se desvía una conducción de unos doscientos metros de largo que va a la Font Baixa, en donde 17 caños suministran otro caudal constante de un centenar de litros por minuto. Algo por encima del nivel de emergencia de la Font Major, y a un centenar de metros de la misma y debajo de la carretera citada, hay una gran cueva en forma de galería, dirigida de este a oeste, cuyo techo está sostenido por otra capa parecida de conglomerados, y en las paredes excavadas en las areniscas arcillosas hay señales de haber servido de canal de salida como trop-plein de la surgencia actual. Resultan interesantes las condiciones geológicas de dicho conjunto de emergencias, en capas horizontales de arcillas alternantes con delgados bancos de caliza y sin una superficie de alimentación suficiente como para justificar los caudales citados. La explicación parece que debe buscarse en la flexión que experimentan las capas oligocénicas a escasa distancia hacia el Sur, al acercarse a la notable flexión-falla frontal tantas veces citada, la cual remansa las aguas procedentes de la montaña, pero que verosíblemente encuentran su salida a través de una red de diaclasas abiertas, dirigidas casi de norte a sur, que hiende las capas de conglomerados.

## 5.4 AGUAS MINERALES

Las únicas aguas minerales de la Hoja son las de las inmediaciones de Poblet, en donde está el conjunto de balnearios llamado Les Masies. En sus inmediaciones hay diversas fuentes de aguas medicinales, una ferruginosa y otra llamada de la magnesia. Ambas brotan en el contacto, por falla, entre el Silúrico y el Terciario. La riqueza en sales de hierro que acusa el siguiente análisis de OLIVER RODES (transcrito por BATAILLER, 1933), procede, sin duda, de la descomposición de la pirita y marcasita inmediatas. La llamada Font del Ferro afora 18.000 litros/día y acusa una temperatura de 16°. El análisis es el siguiente:

### Gases:

Acido carbónico: 34,45 por 100.

Nitrógeno : 65,65 por 100 en un litro, que desprende 53,62 centímetros de la mezcla gaseosa.

### Materias sólidas:

	gr.
Bicarbonato cálcico ... ..	0,1176
Bicarbonato ferroso ... ..	0,0482
Bicarbonato manganoso ... ..	0,0039
Sulfato cálcico ... ..	0,0593
Sulfato magnésico ... ..	0,1035
Sulfato sódico ... ..	0,0258
Cloruro lítico ... ..	0,0001
Cloruro potásico ... ..	0,0061
Cloruro sódico ... ..	0,0087
Silicato sódico ... ..	0,0159
Anhídrido silicato libre ... ..	0,0289
Anhídrido carbónico libre ... ..	0,1047

## 6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; J. María RIOS, y L. SOLE (1956).—«Mapa geológico de España. Esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja número 418: Montblanch (Lérida, Tarragona, Barcelona)». *Inst. Geol. y Min. España*, 91 p., 13 figs., 16 láms. fot. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa pleg. f. t., Madrid.
- ALMELA, A., y J. María RIOS (1957).—«Explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida. Esc. 1:200.000». *Inst. Geol. y Min. España*, 193 p., 27 láms. fot., 1 lám. f. t. pleg. cort., 1 mapa geol. pleg. f. t., Madrid.

- ASHAUER, H., y R. TEICHMÜLLER (1935).—«Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens». *Abh. Gessells. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, H. 16, pp. 16-98, 48 figs., 3 láms., Berlín [Traducido por: N. M. RIOS, *Pub. Extranj. Geol. Esp.*, t. III, pp. 7-102, 48 figs., cort. y esq., 7 láms. plegadas map. y cort., Madrid, 1946].
- BATALLER, J. R. (1933).—«Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña». *Lab. Geol. Seminario*, publ. número 8, 90 p., Barcelona.
- (1934).—«Estudios geológicos sobre las aguas minerales de Cataluña». *Sep. Rev. Ibérica*, 40 p.
- (1929).—«Sobre el Oligoceno Inferior de Santa Coloma de Queralt (Tarragona)». *Congr. Asoc. Esp. Prog. Ciencias*, Barcelona, t. VI, *Ciencias naturales*, pp. 21-24, 2 fot., Madrid.
- BATALLER, J. R., y DEPAPE, G (1950).—«Flore Oligocène de Cervera (Catalogne)». *An. Esc. Per. Agricol. y Espec. Agrop. y de los Serv. de Agricultura*, vol. 9, 60 pp., 16 figs., 3 pl., Barcelona.
- BAUZA, F. (1876).—«Breve reseña geológica de las provincias de Tarragona y Lérida». *Bol. Com. Map. Geol. España*, vol. III, pp. 115-123, Madrid.
- BORN, A. (1919).—«Das Ebrobecken. Eine Shizze seiner Entstehung und seines geologischen Aufbau». *Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paläont.*, XLII, Beilage, pp. 610-727, 1 fig., 2 map., Stuttgart.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, S. (1961).—«Identification de l'Aquitanién continental dans le bassin de l'Ebre». *Compte R. Acad. Sc. Paris*, t. 232, páginas 919-920, febrero.
- (1964).—«Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du bassin de l'Ebre (Espagne). Coll. sur le Paléocène (Bordeaux, Sept. 1962)». *Mem. Bur. Rech. Géol. Min.*, número 28, París.
- DEPAPE, G. (1965).—«La flore oligocène à Cervera (Catalogne)». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. LXXXV, pp. 3-8, 2 hol. fot., Lille.
- DEPERET, CH. (1960).—«Los vertebrados del Oligoceno Inferior de Tárrega (provincia de Lérida)». *Mem. R. Ac. Cienc. y Art. Barcelona*, 3.º ép., t. V, páginas 401-451, 7 figs., 4 láms., Barcelona.
- DEPAPE, G., y BATALLER, J. R. (1931).—«Note sur quelques plantes fossiles de la Catalogne». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. 31, 2.º ép., número 7-8-9, Barcelona.
- FAURA 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, número 1, pp. 1-202, 19 figs., IX láms., Madrid.
- (1929).—«Précisions sur l'existence du Tongrien dans l'Oligocène de la Catalogne». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.º sér., t. XXIX, pp. 285-299, 2 figs., París.
- FERNANDEZ MARRON, María T. (1971).—«Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español». (Tesis doct.) Facul-

- tad de Ciencias, 177 p., 3 figs., 2 cuad., 1 fot., 7 láms. fot., policop. Madrid.
- FERRER MODOLELL, J. (1967).—«Le Paléocène et l'Eocène des Cordillères côtières de la Catalogne (Espagne)». *Eclog. Geol. Helv.*, v. 60, pp. 567-575, 2 figs., Basilea.
- FERRER, J. (1971).—«El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña)». *Mém. Suisses de Paléont.*, v. 90, 70 p., 50 figs., 8 láms. f. t., 6 cuad. f. t. Basilea.
- FONT SAGUE, N. (1909).—«Sobre la presencia del Silúrico Superior a l'Espluga de Francolí». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. IX, pp. 76-77, Barcelona.
- (1908).—«Una breixa ferruginosa de formació actual a l'Espluga de Francolí». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. VIII, pp. 61-62, Barcelona.
- GOMBAU, J. (1877).—«Reseña físico-geológica de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. IV, pp. 181-250, 1 mapa geol., Madrid.
- HIRSCH, F. (1966).—«Sobre la presencia de conodontes en el Muschelkalk Superior de los Catalánides». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. Esp.*, número 90, pp. 85-92, 1 lám., Madrid.
- IGLESIES, J., y J. SANTASUSAGNA.—«Del camp de Tarragona a l'Ebre. Guí itinerària precedida d'un esbós monogràfic». *Reus. Centre de Lectura*, 462 p., XXVIII láms. fot., f. t., 1 mapa pleg. f. t.
- JULIVERT, M. (1954).—«Estratigrafía del Eoceno-Oligoceno entre el Francolí y el Anola». *Mem. y Com. Inst. Geol. Prov.*, t. XI, pp. 5-22, 1 lám. estr., 1 lámina mapa, Barcelona.
- KROMM, F. (1961).—«Contribution à l'étude du Trias et de l'Eocène de la Cordillère Prélittorale Catalane (entre Montblanch et Manresa, provinces de Tarragone et Barcelone)». Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, 109 p., 4 map., 31 fot., 32 mapas f. t., Bordeaux.
- (1967).—«Stratigraphie de l'Eocène entre Montblanch et Igualada (provinces de Barcelone et de Tarragone)». *Acta. Soc. Linnéenne de Bordeaux*, Sér. B., t. 104, número 11, 7 p., 1 esq. f. t., Burdeos.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—«Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides». *C. S. I. C., Inst. «Lucas Mallada»*, 372 p., 40 figs., 18 láms. pleg. f. t., 20 láms. 1 hoja pl. f. t., Madrid.
- MAESTRE, A. (1845).—«Descripción geognóstica y minera del distrito de Cataluña y Aragón». *Anal. Min.*, t. 2, pp. 193-278, Madrid.
- MALLADA, L. (1889).—«Reconocimiento geográfico-geológico de la provincia de Tarragona». *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, t. XVI, pp. 1-175, 7 figs., 1 lámina mapa, Madrid.
- \*MARIN Y BERTRAN DE LIS, A.; M. L. MANDULEY, y J. R. BATALLER CALATAYUD (1941).—«Instituto Geológico y Minero de España. Mapa Geológico de España. Esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja número 389: Tá-

- rraga». 45 pp., 9 figs., 16 láms. fot. f. t., 1 hoja cort. pleg. f. t., 1 mapa plegado f. t., Madrid.
- MARIN Y BERTRAN DE LIS, A.; M. L. MANDULEY, y J. R. BATALLER CALATAYUD (1944).—Instituto Geológico y Minero de España. Mapa Geológico de España. Esc. 1:50.000. Explicación de la Hoja número 390: Cervera (Lérida). 42 pp., 9 láms. fot. f. t., 2 mapas pleg. f. t., Madrid.
- QUIRANTES PUERTAS, J. (1971).—«Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros». (Tesis doct.) Zaragoza, Dep. Sedim. y Suelos Universidad, 101 hoj. policop., 74 figs., 12 figs. plegadas f. t., Barcelona.
- RIBA, O. (1967).—«Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana». *Act. Geol. Hisp.*, año II, pp. 1-6, esq., Barcelona.
- RIBA ARDERIU, O. y MACAU VILAR, F. (1962).—«Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España. I. Colog. Int. sobre las Obras Públicas en terrenos yesíferos». *Serv. Geol. O. P.*, 1 vol., 33 pp., 1 fig., 1 mapa en color a esc. 1:200.000 y otro a escala 1:1.000.000, Madrid. Mapa de situación de los Terrenos Yesíferos en España.
- ROSELL, J.; JULIA, R., y FERRER, J. (1966).—«Nota sobre la estratigrafía de unos niveles con Carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S. de los Catalánides (provincia de Barcelona)». *Acta. Geol. Hisp.*, año I, pp. 17-20, Barcelona.
- SCHERER, N. (1969).—«Zur Faltung von Lyditen am Beispiel des Unterkarbons in Sudostkatalonien (Spanien)». *Geologie*, t. 18, pp. 1.190-1.199, 4 figs., Berlín.
- SCHRIEL, W. (1929).—«Der geologische Bau der katalonischen Küstengebirge zwischen Ebrömündung und Ampurdan». *Abh. Gessells. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl.*, Bd. 14, (1929), número 1, pp. 62-141, 29 figs., 11 láms., Berlín. (Trad. por SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.: *Publ. Alem. Geol. España*, t. I, pp. 103-168, 20 figs., 1 map., 1 lám. cort. geol., 9 láms. fot., Madrid, 1942.)
- SOLE SABARIS, L. (1972).—«Mapa geológico de España. Esc. 1:200.000, Hoja número 34, Hospitalet». 38 p., 1 mapa, Madrid.
- (1940).—«Superficies de erosión en las Cordilleras litorales de Cataluña». *Anal. Univ. Barcelona*, pp. 145-158, 3 láms., 3 cortes, 1 mapa, Barcelona.
- SOLE SABARIS, L.; VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1956).—«Características estratigráficas del Triás en la zona limítrofe entre las provincias de Barcelona y Tarragona». *Est. Geol.*, t. XII, número 31-32, pp. 282-300, 5 figs., Madrid.
- SORIANO GARCES, V. (1932).—«Estudio de algunos minerales de Espluga de Francolí (Tarragona)». *Treb. Museu. Cienc. Nat.* Barcelona, v. IX, número 3, 26 p., 12 figs., Barcelona.



- THALER, L. (1969).—«Rongeurs nouveaux de l'Oligocène moyen d'Espagne». *Palaeovertebrata*, vol. 2, pp. 191-207, Montpellier.
- TOMAS, LLORENC (1919-1920).—«Els minerals de Catalunya». *Treballs. Inst. Cat. d'Hist. Nat.*, vol. V, pp. 129-357, 37 figs., Barcelona.
- TRUYOLS SANTONJA, J., y CRUSAFONT PAIRO, M. (1961).—«Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tárrega». *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, pp. 99-108, Madrid.
- VIDAL, L. M. (1875).—«Geología de la provincia de Lérida». *Bol. Com. Mapa Geol., Esp.*, t. 2, pp. 273-379, Madrid.
- VIDAL, L. M., y CH. DEPERET (1906).—«Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña». *Mem. R. Soc. Cienc. y Art. de Barcelona* 3.ª ép., t. V, páginas 311-346, 6 figs., Barcelona.
- VILASECA, S. (1917).—«Els terrenys paleozoics del Camp de Tarragona». *Butlletí de l'Agrupació Excursionista*, Any III, pp. 38-64, 4 figs., 2 láms., Reus.
- (1920).—«Pissarres amb Nereids de l'Alt Priorat». *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XX, p. 15, Barcelona.
- VILASECA, S. (1920).—«Contribució a l'estudi dels terrenys triàsics de la província de Tarragona». *Trab. Mus. C. Nat.*, vol. VIII, 66 pp., 11 figs., 3 láminas fot., 1 lám. map. geol., 1 cuadr., Barcelona.
- VILLALTA, J. F. de, y CRUSAFONT, M. (1947).—«Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. V. Bassin de l'Ebre». *C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, número 13-14, pp. 256-259.
- VIRGILI, C. (1958).—«El Triásico de los Catalánides». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, t. LXIX, 858 p., 96 figs., Madrid.
- VIRGILI, C., y JULIVERT, M. (1954).—«El Triásico de la Sierra de Prades». *Est. Geol.*, t. X, número 22, número 215-242, 10 figs., 1 lám. mapa, Madrid.
- VIRGILI, C. (1964).—«Estudio geológico del sector Esplugu-Vimodí-Rojals». *Publ. Inst. Est. Tarrac. «Ramón Berenguer IV»*. Sec. Geogr. y Cienc. Exact. y Nat., números 2, 21 p., 4 figs., 4 fots., 1 corte pleg., Tarragona.

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA