

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA 1:50.000

PUIGCERDA

216 BELLVER	217 RIPOLL	218 MOLLO	219 MASANET, de Cabanys	220++++ AGULLANA	221 PORT-BOU
255 LA POBLA de Lillet	256 RIPOLL	257 OLOI	258 FIGUERAS	259 ROSAS	
293 BERGA	294 MANLLEU	295 BAÑOLAS	296 BERGES	297 ESTARTIT	
	332 VICH	333 S. ^{TA} COLÒMA de Farnès	334 GERONA	335 PALAFRUCÈULL	
	364 S. FELIU DE Codina	365 BLANES	366 S. FELIU, DE Guisols		

1.^a EDICION

183		
216	217	218
254	255	256



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO
DE ESPAÑA

Rios Rosas, 23

MADRID - 3



I. RASGOS GEOGRAFICOS

Tres grandes unidades estructurales destacan por su relieve en la Hoja de Puigcerdá: una depresión en el centro, que forma el llano de Cerdaña, situado alrededor de los 1.000 a 1.200 metros de altura y enmarcado al N. y al S. por una serie de robustos macizos que se elevan hasta los 2.000 a 3.000 metros de altitud.

De estos tres grandes conjuntos fisiográficos, la Hoja número 217, correspondiente a la provincia de Gerona, solamente abarca unos fragmentos, pues hacia el E. y NE. quedan cortados por la frontera hispano-francesa. Pertenece, sin embargo, a España el islote del municipio de Llivia, enclave unido al resto del territorio español por una carretera internacional que atraviesa unos dos kilómetros de territorio francés.

La depresión de Cerdaña, constituida por sedimentos terciarios y cuaternarios, es la única llanura importante dentro de la cordillera. Corresponde a una fosa tectónica, abierta en el interior de la Zona Axial, que se integra en la larga línea de dislocaciones que atraviesan de sesgo el Pirineo oriental, desde el Rosellón, en Francia, hasta la comarca de la Seo de Urgel. Por el fondo de la fosa y orientadas por esta importante dislocación, se escurren las aguas del Segre hacia el O. Debido al caprichoso trazado de la frontera, el curso inicial del Segre queda dentro de Francia, lo mismo que parte de sus afluentes, como el río Querol.

El sector de la Zona Axial, que queda al N. de la fosa de Cerdaña, forma de O. a E. el llamado macizo de Puigpedrós o Campquerdós (2.911 m.) y el de Pimorens, separado de anterior por la estrecha hendidura del valle del río Querol, y más allá, por el macizo del Carlit; estos dos últimos dentro de Francia. Macizos elevados, de formas pesadas, en los que únicamente ofrecen algunos relieves agudos y escarpados las zonas modeladas por los glaciares cuaternarios, a cuya acción erosiva se deben los pequeños lagos de aguas tranquilas situados por encima de los 2.000 metros, los cuales lo mismo que la mayor parte de esta zona montañosa, quedan fuera de la Hoja, por recaer en Francia.

El relieve de las sierras meridionales de Cerdaña es parecido. Se trata también de amplios macizos paleozoicos que empiezan con el Puigmal (2.913 m.) y siguen más al O. con el de la Tosa d'Alp (2.537 m.), entre los cuales se abre el suave portillo de la Collada de Toses por los que se cuelan hasta Cerdaña el ferrocarril y la carretera transpirenaicos que unen la comarca con Barcelona por un lado y con Toulouse por el opuesto.

La vida agrícola y comercial y las escasas manifestaciones industriales se concentran en la llanura. El veraneo y la penetración de

las comunicaciones rápidas ha empezado a transformar los géneros de vida de este sector pirenaico. Gracias a esta transformación el geólogo que desee estudiar la región encontrará hoteles confortables en Puigcerdá, Alp y Bellver, comunicados por el ferrocarril internacional y las líneas de autobuses de Puigcerdá a Seo de Urgel y de Alp a Bellver.

II. ESTRATIGRAFIA

Los terrenos presentados en la Hoja 217 se distribuyen según los tres grandes conjuntos estructurales que forman la región. Las montañas que rodean la fosa de Cerdaña están constituidas casi exclusivamente por terrenos paleozoicos: Cambriano, Siluriano, Devoniano y Carbonífero, además de los macizos intrusivos graníticos y las rocas metamórficas propias de los terrenos paleozoicos. La llanura está formada exclusivamente por el Mioceno, Plioceno y Cuaternario continentales.

PALEOZOICO

Los terrenos paleozoicos que se hallan en esta Hoja corresponden desde un Cambriano probable, pero no datado paleontológicamente, al Devoniano, todos de facies marina, depositado en el geosinclinal paleozoico que durante casi toda la Era Primaria ocupaba la Zona Axial pirenaica. Luego, como efecto de los plegamientos hercínianos, la sedimentación marina es reemplazada por la del Carbonífero continental. En el macizo del Puigmal, al que corresponde todo el sector levantino de la Hoja, afloran los tramos más bajos de la serie metamórfica basal, en los que se halla representado el Cambriano y el Ordoviciense. Mientras, hacia el S. y SW. se alcanzan zonas estratigráficas más elevadas que forman la rama meridional que bordea el eje hercíniano de la cordillera. Por eso aquí se encuentran los terrenos más modernos: Devoniano y Carbonífero, que forman el macizo de la Tossa.

Paleozoico inferior

SERIE BASAL, METAMORFICA. Los materiales más antiguos afloran en el norte oriental de la Hoja, en el valle de Nuria.

Consisten en neis listados y amigdaloides («embrechitas»), con dos micas, con algunos bancos delgados, interestratificados, de leptinitas. Se tratan, pues, de migmatitas, formadas a expensas de una serie sedimentaria preexistente, que constituye la base de los demás tramos paleozoicos que observamos en el área de la Hoja. También se debe notar que el contacto entre los neis y las rocas suprayacentes, netamente definido, no corresponde a ninguna discontinuidad en la serie sedimentaria originaria, sino a la detención brusca de los procesos de migmatización. En la vecina Hoja de Molló puede establecerse que su potencia rebasa los 2.500 metros, pero en la presente sólo aparecen los 50 a 60 metros superiores.

Encima de los neis aparece una potente serie de rocas de facies epizonal. Son, sobre todo, pizarras sericíticas y cloríticas en la base y filadios hacia la parte alta. A varios niveles se encuentran bancos intercalados de calizas, dolomías y calcoesquistos, que presentan variaciones laterales de potencia. También existen filones de rocas efusivas básicas.

Se puede establecer una sucesión completa desde los neis, las capas

inferiores de este Paleozoico metamórfico, hasta el Caradociense, primer nivel bien datado paleontológicamente. En el sector de la Hoja es la siguiente:

- Pendiente: pudingas, areniscas y pizarras del Caradociense.
- e) Pizarras con algunas intercalaciones de cuacitas, arenosas en algunos niveles (330 m.).
 - d) Filadios cuarzosos verdosos, con nódulos calizos. (Potencia difícil de precisar, pero que puede estimarse en unos 500 m.) («CAPAS DE PLANOLÉS».)
 - c) Filadios parduzcos y rojizos, con intercalaciones de muy variable importancia de calizas, calcoesquistos y dolomías lenticulares. En algunos cortes, los filadios pasan hacia la base a pizarras sericíticas y cloríticas (1.000 m.) («TRAMO DE LAS CALIZAS».)
 - b) Pizarras sericíticas y cloríticas (500 m.).
 - a) Neis listados y orbiculares («embrechitas») (más de 200 m.).

Desde luego, hay que tener presente que el límite de los neis con el tramo b) no tiene un valor estratigráfico, pues el «frente de migmatización» es oblicuo respecto a la estratificación. Por consiguiente, las potencias indicadas por los tramos a) y b) sólo pueden asegurarse para la localidad donde se ha establecido el corte descrito, es decir, al W. y al NW. de Nuria. A pocos kilómetros más al E., en el alto Freser, los neis entran directamente en contacto con el tramo c). Dicho de otro modo: los niveles sincrónicos de nuestro tramo b) han sido migmatizados y forman parte del conjunto del neis.

Gotlandiense

Existen tan sólo dos pequeños afloramientos atribuibles al Gotlandiense, pero desprovistos de todo interés estratigráfico.

Se trata de una lámina de pizarras ampelíticas, típicas del Gotlandiense, en toda la Zona Axial pirenaica, que se hallan pinzadas tectónicamente entre el Ordoviciense y las calizas devonianas, en el sector oriental de la Tosa, en la llamada Pleta de les Vaques, a 1.740 metros de altura y un poco al S. de este punto.

Devoniano

Este terreno, constituido esencialmente por un potente complejo calcáreo que forma la mayor parte del gran macizo de la Tosa d'Alp, del cual, dentro del ámbito de la Hoja, no hay más que un pequeño fragmento que figura en el ángulo SW. de la misma y otros retazos todavía más pequeños, al N. del Segre, correspondientes a un sinclinal estrecho que continúa al W. de Isóbol.

MACIZO DE LA TOSA.—La vertiente septentrional de este macizo consta de una serie de anticlinales estrechos y complicados formados por el Devoniano, entre los que quedan comprimidos algunos bordes sinclinales, muy laminados, de Carbonífero.

El anticlinal más septentrional está poco erosionado, por lo que es difícil establecer en él una sucesión estratigráfica completa. En cambio, el anticlinal siguiente, hacia el S., aparece muy hundido por la erosión y permite un corte bastante completo.

En la llamada Coma Oriola, al S. de Grus, la sucesión es la siguiente:

Techo : Carbonífero en posición normal.

- f) Calcoesquistos rosados, visibles unos 50 m.
- e) Calizas dolomíticas 100 — 150 m.
- d) Dolomías parduzcas 15 — 20 m.
- c) Calizas gris claras, masivas 50 — 60 m.
- b) Calizas rojas en bancos delgados, tipo griotte ... 10 — 12 m.
- a) Calizas claras, algo rosadas y amigdaloides 50 m.

Yacente : Carbonífero, contacto anormal.

Los niveles a) y b) son típicos del Frasnense y Fameniense respectivamente, y han suministrado en Isóbol y en otros lugares fauna típica de estos pisos. Las calizas famenienses son de color gris muy claro o ligeramente rosadas, en bancos potentes, casi masivas, en sección, y en las superficies lavadas de caliza gris claro o rosada aparece con pequeñas amígdalas blancas, de contornos difusos, más o menos elípticas o irregulares, produciendo un aspecto marmóreo. También las calizas frasnenses tienen facies muy típica. Son de color rojo oscuro, en bancos delgados; su estructura es trabecular con nódulos de color oscuro, la mayor parte de las cuales son goniatites, rodeados de una aureola pizarrosa, delgada gris oscura o verdosa, de pátina negruzca; mientras las calizas famenienses son compactas, éstas se deshacen con el martillo, con separación de sus nódulos. A primera vista, las calizas rojas frasnenses son fáciles de confundir con los calcoesquistos rosados de los niveles inferiores del Devoniano, pero éstos se distinguen por ser de tonos más claros, rosado fuerte, estar atravesados por vetas espáticas de color blanco y carecer de los nódulos de goniatites; en cambio, son frecuentes en ellos, lo mismo que en los calcoesquistos grises con que frecuentemente alternan, los tallos de crinoideos.

El complejo calizo dolomítico formado por los horizontes c), d) y e) representan en Cerdaña el Devoniano medio y los calcoesquistos, la base del Devoniano, de tránsito al Gotlandiense, según se indicó en la memoria explicativa de la Hoja de Bellver. En conjunto, el Devoniano acusa un espesor de unos 300 metros en su parte visible.

En todas las demás unidades tectónicas en donde aflora el Devoniano, los cortes son parciales, pero algunos ofrecen particular interés por sus yacimientos paleontológicos o por permitir completar el corte anterior.

En Valltarga, al S. del río Segre, puede hacerse un buen corte que empieza en los calcoesquistos gotlandienses que afloran en la Bascort (límite oriental de la Hoja de Bellver) y abarca la parte inferior del Devoniano, en el que DALLONI encontró una fauna abundante que caracteriza el Devónico inferior.

En Isóbol, al N. del Segre, SCHMIDT (1931) ha estudiado un anticlinal devoniano en el que únicamente afloran los niveles de calizas superiores, Fameniense y Frasnense, y en el que encontró abundante fauna característica del Devoniano superior (31).

Para el sector abarcado por la Hoja, la estratigrafía del Devoniano puede resumirse en los siguientes términos, de características muy constantes :

Devoniano superior

Fameniense : Calizas gris rosadas, compactas, amigdaloides, con Clymenias. Espesor : 50 m.

Frasnense : Calizas rojo violadas, nodulosas, tipo griotte, con Cheyloceras. Espesor : 10 — 12 m.

Devoniano medio (*Giveliense-Coviniense*)

Complejo calcáreo dolomítico y esquistoso, muy potente en el que se señalan frecuentes cambios laterales de facies; pueden señalarse los siguientes horizontes :

- a) Calizas superiores, compactas, con dolomías en la base. Espesor : 65 — 85 m.
- b) Nivel de calcoesquistos, rojizos alternantes con otros grises y con bancos calizos poco potentes. Este nivel lo damos como hipotético. Espesor : 15 — 25 m.
- c) Dolomías grises oscuras, masivas. Espesor : 125 — 175 m.

Devoniano inferior (*Gediniense-Sieggense-Emsiense*)

- a) Calcoesquistos versicolores y bancos calizos delgados. Espesor : 100 m.

Espesor total del Devoniano : unos 300 metros.

Carbonífero

En el aspecto estratigráfico, los numerosos afloramientos de Carbonífero existentes en el ángulo SW. de la Hoja, en el macizo de la Tossa, no tienen ningún valor, pues son estrechos y casi siempre pinzados tectónicamente entre los anticlinales de calizas devonianas.

Consta de pizarras gris negruzcas, astillosas, más o menos arenosas, con algún nivel interestratificado de areniscas gris claras y conglomerados groseros formados sobre todo por cantos perfectamente rodados de cuarzo. Cuando el contacto con el Devónico es normal se observan los niveles de liditas verdes y negras que señalan el tránsito entre ambos terrenos.

Por su perfecta concordancia con el Devoniano y por la fauna reconocida en los niveles de calizas interestratificados en Bellver, es lógico atribuirlos al Dinanciense paráfico, de facies «culm».

En nuestro sector únicamente hemos reconocido un pequeño asomo de calizas que puede referirse probablemente al Carbonífero; se trata de calizas gris blanquecinas, con abundantes vetas espáticas blancas y en posición, al parecer, normal, sobre las pizarras; afloran en el cerrito en que está edificado el cementerio de Das, cuya posición tectónica será oportunamente discutida.

SECUNDARIO

En todo el sector abarcado por la Hoja existen, únicamente, dos pequeños afloramientos de Mesozoico al E. de Riu, constituidos por Permotrias y Cretáceo. Se trata, lo mismo que los diminutos asomos existentes en la Hoja adyacente por el O., de un bloque de Secundario, empotrado por falla, en el contacto del macizo paleozóico de la Tosa con la fosa de Cerdaña.

Permotrias

Aflora inmediatamente al pie de la ermita de Sant Grau, situada

entre Riu y Grus, entre Can Farreres y el fonde del torrente Fontllebrera. Se trata de una banda estrecha, de unos 150 metros de ancho y de poco más de medio kilómetro de largo. Por el N. está en contacto con el Cretáceo, y por el S. con el Carbonífero, ambos contactos normales, aun cuando la banda está, seguramente, laminada por las presiones tectónicas.

Consta en la base de un pequeño espesor de arcillas rojo-vinosas, más o menos arenosas, a las que suceden areniscas y conglomerados groseros, del mismo color. Se observan pasos laterales de facies que transforman los conglomerados en areniscas. El conjunto buza de 45 a 60° al NNE. Su espesor es de un centenar de metros como máximo.

Cretáceo

Está formado por un asomo de extensión y anchura parecidas a las del Permotrias y en su inmediato contacto por el S., mientras que por el N. se yuxtapone por falla a los depósitos miocénicos bastante inclinados que forman la depresión de Cerdeña.

Consta de calizas amarillentas, fosilíferas, inclinadas unos 55°, alternantes con algunos niveles de calizas arenosas y otras margosas. En la base hay algunos niveles de areniscas amarillentas que señalan la base de la transgresión cretácea. Es visible un centenar de metros de espesor.

La facies y la fauna son las mismas que las observadas en Bor, y que se describen en la Hoja de Bellver, por lo que las atribuimos también aquí al Senonense.

TERCIARIO

Neógeno

El fondo de la depresión de Cerdeña está constituido esencialmente por sedimentos neógenos de origen lacustre, pero en gran parte recubiertos por Cuaternario.

La parte inferior de la formación consta de areniscas finas y arcillas amarillentas, cuya edad exacta ha quedado precisada gracias al hallazgo de restos de Mamíferos en varias localidades, y por abundantes impresiones vegetales. Basándose en esta documentación paleontológica, se han identificado en la depresión de Cerdeña el Vindoboniense y Ponticense. En la parte alta estos depósitos lacustres, amarillentos y finos, pasan a arcillas rojas con cantos y conglomerados, sin fósiles, cuya edad ha sido atribuida al Plioceno superior y Cuaternario antiguo.

Mioceno

El Mioceno de la depresión de Cerdeña ha sido objeto de numerosas investigaciones por parte de MENGEL (23), y RÉROLLE, quien determinó numerosas plantas de los alrededores de Bellver, cerca del borde occidental de la Hoja y reconoció sus semejanzas con la flora vindoboniense de Oeningen (Baviera) y ciertas afinidades con la pliocénica de Cantal y Meximieux. Este mismo autor y DEPÉRET (16) determinaron los primeros Vertebrados citados en la región. Posteriormente BOFILL y ALMERA (1) y BATALLER (5) dieron cuenta de nuevos hallazgos. Además CHEVALIER (13), VIDAL (39), ALMERA (1) y BATALLER (5), se han ocupado de los restos de Mamíferos hallados en Seo de Urgel, en formaciones totalmente similares a las de Cerdeña,

en donde se han determinado casi las mismas formas. VILLALTA y CRUSAFONT (40 y 41), más recientemente, en ocasión del estudio de la Hoja número 216 Bellver, hicieron una revisión de la flora, y últimamente, la señorita JOEFINA MENÉNDEZ AMOR (1955) ha publicado memoria consagrada enteramente a la flora de Cerdeña.

En cuanto a la parte profunda de la formación neógena, sólo ha sido alcanzada en las perforaciones mineras de Cerdeña y consta de una serie de capas de arcillas grasas, grises o amarillentas, alternantes con lechos delgados de lignitos. En este horizonte basal, en Estavar, en la Cerdeña francesa, en unas minas abandonadas a pocos metros del territorio de Llivia, fueron hallados *Mastodon angustidens* y *Dinotherium bavarium*.

Según VILLALTA y CRUSAFONT, (1947) se han encontrado en Estavar: *Amphicion major* DE BLAINVILLE, var. *pyrenaicus* DEPÉRET et RÉROLLE, *Ichtherium*, sp., *Dicerorhinus schleimacheri* (KAUP), *Macrotherium grande* (LARTET), *Dinotherium bavarium* KAUP. Según comunicación de los Sres. Bergougnoux, y Cruzel se encuentran, además, en la misma localidad: *Trilophodon olipsoniensis* ZBY., *Tr. angustidens* (CUVIER), *Tr. angustidens* var. *minor* BERG. et CROUZEL, *Zygodon pyrenaicus* var. *aurelianensis* OSBORN, *Z. pyrenaicus*, y en Llivia, además *Euprox furcatus* (HENSEL). Toda esta fauna acredita el Vindoboniense medio.

En cambio, las arcillas y lechos de lignito cortados en el sector meridional, en la Cerdeña española, representan ya el Ponticense, pues la mina «Teresa», de Prats y la de Sanabastre, han suministrado varios molares de *Hipparion graciale* KAUP. De las minas abandonadas de Padró y Santa Eugenia, en Bellver, y en Das, *Sus major* GREVAIS, y de esta misma localidad procede un *Tetralophodon longirostris* KAUP, y de las de Das, *Paleomys castoroides* KAUP, *Dicerorhinus schleimacheri* (KAUP).

El espesor del nivel lignitífero ponticense es difícil de precisar. Así, por ejemplo, en Das existen, por lo menos, de 60 a 70 metros de capas con lechos de lignitos, interstratificados con calcoesquistos y margas muy lapidificadas. Pero desconocemos si representan únicamente el Ponticense. En la mina «Teresa», de Prats, los fósiles salieron a 40 metros de profundidad y encima se hallan todavía los niveles de lignito de Coll de Saig, que por 10 menos deben estar a unos 40 a 50 metros más altos, y no es verosímil admitir entre ellos la existencia de deformaciones, ya que todo el sistema buza uniformemente al NW. Por eso no es aventurado dar a este conjunto basal lignitífero un espesor cercano a los 100 metros. En un sondeo realizado recientemente en Tartera (Prats) se han cortado a 140 metros de profundidad los lignitos, intercalados con arcillas y arenas hasta 180 metros, lo que parece acusar espesores todavía mayores para el Vindoboniense-Ponticense.

La parte de la formación miocénica generalmente visible al exterior comienza con arcillas grasas, a trechos algo arenosas, de color amarillento claro a blanco grisáceo, en superficie; algo azulado en fractura fresca, a veces con venillas ferruginosas y pequeños lentejones de lignito. Casi todas las capas arcillosas finas contienen abundantes impresiones vegetales en Prats y Sampor, Alp y en Caixans, dentro de la Hoja, y en numerosos yacimientos en el sector limítrofe por el O. Esa flora abundante acredita también la edad ponticense de la mayor parte de la formación amarillenta.

Las especies encontradas (véase explicación de la Hoja 216 Bellver) permiten formar una idea bastante exacta de las características de la vegetación, clima y, en general, paleogeografía de Cerdeña

durante el Mioceno superior. El bosque estaba formado por haya, abetos, castaños, tilos y arces; es decir, las mismas plantas que se observan actualmente en la región húmeda del paso montañoso pirenaico, pero especialmente en la vertiente atlántica, aunque a su lado hay plantas que denuncian un clima o condiciones locales de mayor sequía y temperatura, como la encina, el boj y el enebro, desarrolladas sin duda en las zonas calcáreas de la solana. Existían, además, como en la actualidad, árboles de ribera: olmos, sauces, fresnos y álamos. Las osmundias, potamogeton, ciperáceas, trapas y algunas diatomeas como *Melosira granulata*, propias de aguas templadas y de gran volumen, y los peces indican la existencia de aguas estancadas, continuación de las que anteriormente darían lugar a los depósitos ligníferos de la base de la formación. Esta formación tiene un espesor de alrededor 100 metros.

Las facies de la formación pontiense no es uniforme en toda Cerdeña. Hacia la parte alta, aun en el centro de la cubeta, se inicia el tránsito a formaciones arenosas algo más caóticas. En la bóveda Guillamet, de Caixans, hay un espesor de 20 a 30 metros de arcillas fosilíferas con los siguientes fósiles, según Sunyer: *Ilex cyclophylla* SCHIMPER, *Fagus pliocenica*, var. *ceretana*, RÉROLLE, *Quercus drymeja*, UNGER, *Zelkova crenata*, SPACH. Vienen coronadas por capas de arenas con alguna intercalación arcillosa y gravas finas, buzando el conjunto 20° al SE. Más al NE., en el barrio de Les Pereres, el Mioceno buza 40° en la misma dirección y está formado por arcillas amarillentas y rojizas con conglomerados todavía más groseros que en Caixans. Mejor es todavía el corte de C. Bertranet, al S. de Vilallobent, donde las capas miocénicas de facies arcillosas amarillentas y finas soportan arcillas parduzcas y rojizas alternantes con conglomerados en capas múltiples de 1 m. de espesor o más, formados por cantos de 10 a 20 cm. y de origen local, pizarras sobre todo.

Pero tanto como los cambios verticales son de destacar los cambios horizontales de facies en la proximidad de los bordes de la cubeta. En All y Ger, en la zona occidental, las margas finas de la base pasan lateralmente a areniscas y conglomerados que hacia arriba adquieren progresivamente vivas tonalidades rojizas. El cambio lateral se hace sobre todo patente a medida que se avanza hacia el borde oriental de la cubeta, formado por el umbral paleozoico del Coll de la Perxa, ya dentro de Francia, pero cuya repercusión influye sobre la facies de todos los depósitos miocénicos del sector oriental de Cerdeña, a bastantes kilómetros de distancia de dicho umbral. En toda esta zona, en una distancia de un kilómetro, los depósitos arcillosos pierden su color amarillento y van mezclándose con arenas y pequeñas partículas de pizarras, cada vez más gruesas hacia el Coll de la Perxa, en donde pasan a conglomerados groseros formados de cantos mal rodados. Esta facies detrítica, grosera, marginal, indenta hacia el centro de la cubeta con las arcillas amarillas de la zona de Aja y Puigcerdá. En Llivia, el borde de la formación miocénica permite también observaciones muy interesantes. A la salida del pueblo, en las inmediaciones de la iglesia, hay un pequeño manchón adosado al cerro paleozoico del castillo, el cual consta de arcillas arenosas, arcósicas, amarillentas o gris azuladas alternantes con capas delgadas de conglomerados de cemento ferruginoso, formados por cantos de 2 a 3 cm. de diámetro, que rapidísimamente, en pocos metros, se convierten en gruesos bloques de origen local, angulosos, de 10 a 25 cm. de diámetro, en disposición inclinada, como las mismas capas miocénicas que buzan 15° a 20° al SE.; también hay algunas capas de cantos perfectamente rodados, más pequeños, pero que lateralmente son también más groseros. Aquí, pues, los aportes ro-

dados, arrastrados por corrientes normales, se mezclaban en los bordes de la cubeta con cantos gruesos procedentes de un relieve escarpado y caídos al agua.

Por consiguiente, la tajante distinción en arcillas amarillentas inferiores y depósitos superiores groseros que puede hacerse para el centro y Oeste de la depresión, apenas puede esbozarse en los bordes septentrional y oriental de la misma, lo que dificulta su representación cartográfica. Sin embargo, esos cambios laterales no logran enmascarar los cambios verticales generales a toda la cubeta y que señalan un cambio total de las condiciones ambientales que regularon la deposición de las capas neogénicas superiores.

Plioceno y Villafranquiense

Encima de las arcillas y areniscas blanco-amarillentas pontienses se halla una potente formación preponderantemente arcillosa, pero mucho menos compacta a causa de los detritus más o menos groseros que contiene. Su base está constituida por arcillas rojas, poco coherentes, sabulosas, con abundantes fragmentos angulosos de pizarras. Hacia la parte terminal de la serie se acentúa todavía más el carácter grosero de los depósitos, con bancos de conglomerados bien cementados, intercalados entre las arcillas rutilantes, hasta que éstas acaban desapareciendo totalmente en la parte alta de la serie. Al S. y SE. de Prats el nivel de arcillas rojas tiene un espesor de 35 a 40 m., y los conglomerados superiores, de 8 a 10 m. como máximo.

Se advierte cómo lateralmente pasan a conglomerados hacia los bordes de la cubeta, tanto en All como en Grus. En esta última localidad, rápidamente, en medio kilómetro, las arcillas rojas se adelgazan hasta desaparecer casi completamente, mientras los conglomerados tienen un espesor de 25 a 30 m. por lo menos, lo que excluye la interpretación de un desmantelamiento anterior o coetáneo a la sedimentación de los conglomerados. En casi todo el trayecto entre Riu y Grus, por esa razón, los conglomerados descansan directamente sobre las arcillas o areniscas amarillentas del Pontiense.

Por la presencia de una defensa de *Mastodon* en las arcillas similares que existen en Alás, cerca de Seo de Urgel, y por hallarse sobrepuestas al Pontiense, pueden atribuirse al Plioceno.

Al S. de Prats, y en la región de Bellver, coronan la formación los aludidos conglomerados superiores, fuertemente brechoideos o de cantos mal rodados, de elementos groseros, a veces de 1 m. de diámetro, trabados por un cemento rojizo, arcilloso calcáreo, el tamaño de los cantos aumenta rápidamente hacia los bordes de la cubeta. Estos cantos son casi todos paleozoicos, granito, neis, pizarras, areniscas triásicas, calizas devónicas.

La sedimentación es muy irregular, con ejemplos de estratificación cruzada o imbricada, de aspecto caótico. Representan conos de deyección fusionados y extendidos alrededor de Cerdeña.

Resulta imposible separar estratigráficamente ambos niveles, sobre todo en los bordes de la cubeta, por lo que nos vemos obligados a estudiarlos conjuntamente. En el mapa se ha hecho la separación de facies, pero hay que tener en cuenta que éstas no implican en todas partes una distinción cronoestratigráfica.

En cuanto a la edad de las capas altas, puede oscilar evidentemente entre el Plioceno superior y el Cuaternario antiguo. Por similitud con los de la vertiente opuesta del Pirineo y con las rañas de la Península, pueden atribuirse al Villafranquiense.

Síntesis estratigráfica del Terciario y del Villafranquiense

III. Plioceno y Villafranquiense

- 2) Conglomerados de cemento arcilloso calcáreo (terrazza superior de piedemonte). Espesor : 8 a 10 m.
- 1) Arcillas rutilantes con bancos de cantos angulosos en la base y parte terminal de la formación. Sin fósiles en la zona de la Iloja, pero con restos de *Tetralophodon* en Alás (Seo de Urgel). Marginalmente al N. y E. pasan a conglomerados areno-arcillosos. Espesor : 35 a 40 m.

II. Ponticense

- 2) Margas amarillentas, sabulosas, localmente con algunos bancos de conglomerados y abundantes impresiones vegetales. Espesor : 80 a 100 m.
- 1) Margas y lignitos de Prats, Sanabastre, Das y Bellver con *Hipparion gracile* y *Tetralophodon longiorstris*, *Sus major*, *Paleomys*, *Dicerorhinus*, etc. Espesor : unos 100 m.

I. Vindoboniense medio

Base de la formación : lignitos y margas claras con *Mastodon angustidens* y *Dinotherium bavaricum*, *Trilophodon*, etc. Estavar (Cerdaña francesa). Espesor : Desconocido
Espesor total del Terciario : 225 a 250 m.

CUATERNARIO

Pueden distinguirse los siguientes tipos de formaciones cuaternarias : a) depósitos glaciares, fluvio-glaciares y periglaciares ; b) terrazas fluviales ; c) conos de deyección y derrubios de pendiente ; d) formaciones fluviales.

Depósitos glaciares y fluvio-glaciares

Estos depósitos no se limitan a la parte alta de la zona montañosa, sino que forman masas importantes en los bordes de la llanura. De la cordillera que limita septentrionalmente la depresión descendían una serie de pequeños glaciares, que han dejado sus morrenas, ya sea en los rellanos del macizo de Puigcerdá, cuando sus lenguas glaciares, como en el caso del río Querol y en el del Angostrina, descendían hasta el llano. En la cordillera meridional las manifestaciones glaciares fueron menos importantes, y las morrenas correspondientes a glaciares suspendidos, de escaso desarrollo, que se hallan localizadas en las alturas de la zona próxima al Puigmal y a la Tossa de Alp.

En el gran rellano de Puigpedrós, situado alrededor de 2.100 metros de altura, La Feixa, 2.192 m., y más al W., El Rasets, existen cúmulos de bloques graníticos morrénicos de grandes dimensiones, esparcidos alrededor de los lagos de Malniu y de Guils.

Las formas correspondientes al glaciar del valle de Querol son las

más importantes de la región, y constituyen un complejo de los más interesantes de todo el Pirineo español. Estos depósitos han sido estudiados por PANZER (30), NUSSBAUM (28), BOISSEVAIN (7) y SOLÉ (33).

A derecha y a izquierda del valle, a la altura de Puigcerdá, forman estas morrenas una serie de cerros de unas decenas de metros de altura, distribuidos en varios arcos concéntricos típicos. Dentro del sector español no hay más que parte de las morrenas de la orilla derecha, situadas entre Bolvir, Guils de Cerdaña y Saneja. Forman tres cerros muy destacados en el paisaje. El más occidental, que corresponde al arco exterior, forma un lomo de unos tres kilómetros de largo, tendido de N. a S., desde Guils hasta cerca de Bolvir.

El cerro central llamado Puig de Saneja o Puig de San Martí, es ovalado y se eleva hasta 1.285 m. y unos 120 m. sobre el llano. En Saneja se inicia otro cerro que forma un arco más interno, que se eleva hasta 1.300 m. Estos depósitos están formados por grandes bloques de granito muy alterado, arenizados en gran parte y ligeramente rubeficados. Por último, a unos 200 m. más al N., y en la misma frontera, hay otro arco más intenso, el mejor conservado, que atraviesa el río y se extiende hacia Lator de Querol, en Francia. Está formado, en contraste con los anteriores, por bloques frescos de granito.

Esta conjunto de arcos morrénicos enlazan con la serie de terrazas del Segre y del Querol, a través de conos de transición fluvio-glaciares, el mejor y más detallado de los cuales forma la terraza de Puigcerdá.

En el valle de Nuria, aguas arriba del umbral rocoso que limita la cubeta donde se halla situado el Santuario, el valle del río Nuria, así como los de todos sus afluentes, se presenta claramente retocado por la acción glaciaria. Dentro de nuestra hoja sólo quedan comprendidos dos de estos valles : los llamados «Coma» d'Eugassers, que puede considerarse como la propia cabecera del río Nuria, y la «Coma» de Finestrellas.

En la primera, situada al N. del Puigmal, los depósitos de origen glaciario son importantes. Al pie de las paredes de dichos circos se observan varias eminencias en forma de arcos, muy bien conservados, superpuestas al manto morrénico principal, que pueden interpretarse como morrenas de retroceso ; su número no es constante, oscilando entre dos y cuatro, según los circos. Además de estos arcos se observan otros al pie de las laderas del Pic de Segre, netamente superpuestos a la morrena principal y a lo largo de la misma ; tales arcos, situados al pie de pequeños barrancos, apenas marcados, se unen en algunos trechos para formar un cordón continuo que sobresale hasta 405 m. sobre la superficie de la morrena.

La morrena principal, que debe interpretarse como de fondo, alcanza 20 m. de potencia.

Alrededor del macizo de la Tossa de Alp, existen también varios pequeños circos glaciares ahondados profundamente en las calizas devonianas, los cuales, aunque inmediatos, quedan fuera de la Hoja. Únicamente el circo de «Coma» Pregona, penetra un poco en ella hasta 1.860 m.

Formaciones periglaciales.—Sin duda, buena parte de los derrubios de pendiente existentes en Cerdaña pueden reeifrarse al tipo periglacial. Pero en el Pirineo español esta clase de formaciones es todavía mal conocida y apenas ha sido estudiada. En el alto valle de Ribas, cerca del borde meridional de la Hoja, en la zona de Pardines, las formas periglaciales típicas representadas por nichos de nivación y los depósitos periglaciales, tales como las coladas de fango (coulées boueuses) y los derrubios ordenados (éboulis ordonnés), están bien desarrollados a partir de los 1.500 a 1.600 m. de altitud, lo que da el límite inferior de tales formaciones para un valle próximo, aunque

mucho más húmedo que Cerdaña. En la propia Cerdaña este tipo de formaciones empieza a aparecer alrededor de los 1.600 m.

En el mapa vienen designados simplemente como derrubios de pendiente.

Terrazas fluviales.—Relacionadas con el complejo fluvio-glaciar de Puigcerdá, se reconocen en el valle a lo largo del curso del río Segre un sistema de terrazas bien desarrollado; se reconocen los niveles 2-3 m, 10-12 m, 40-60 m y 100 m, cuya edad se ha determinado, a falta de fósiles, en relación con la cronología asignada a las morrenas frontales con las cuales enlazan (véase Hoja de Bellver).

Conos de deyección y otros depósitos cuaternarios.—Existe, asimismo, sobre los llanos miocénicos un sistema de amplios conos de deyección que en parte recubren verdaderos glaciares o rampas de erosión. Dichos conos constan de grandes bloques mal rodados y de origen local, que en algunos casos, como en la zona de Tartera (al W. de Das), alcanzan cerca de dos kilómetros de longitud.

También se observan en algunas vertientes escarpadas derrubios de gravedad y de soliflucción poco característicos.

III. TECTÓNICA

Tectónica herciniana

Los terrenos paleozoicos han sido intensamente plegados durante la orogénesis herciniana, en el transcurso de la cual, además, se produjo la intrusión granítica del macizo de Puigpedrós, que metamorfosó los terrenos colindantes.

Los pliegues hercinianos siguen el rumbo ESE.-WNW., aun cuando en su dirección se hallan intensamente afectados por las intrusiones graníticas. En el sector abarcado por la presente Hoja se distinguen de N. a S. las siguientes unidades tectónicas en el Paleozoico:

- a) *Macizo granítico* de Puigpedrós, con su correspondiente aureola metamórfica de contacto, formada probablemente a expensas de las pizarras ordovicienses.
- b) *Sinclinal de Isóbol*, con Carbonífero en el eje y Devónico en los flancos.

Al S. de la misma se reconocen otras dos unidades:

- c) *Neis y complejo metamórfico y esquistoso del macizo del Puigmal.*—Esta masa pizarrosa comprende el Cámbrico y Ordoviciense, y hacia la base pasa a migmatitas y neis, los cuales dibujan una amplia y suave bóveda en cuyo centro afloran los neis migmatíticos de Nuria, en el alto valle del Ter. Hacia el W., este conjunto pizarroso es ya netamente ordoviciense, y queda interrumpido por un contacto mecánico que lo pone en relación con el macizo devónico de la Tosa de Alp, al cual, en algunos lugares, cabalga ligeramente. Pequeños asomos de Gotlandiense jalonan a trechos dicho contacto.
- d) *Macizo de la Tosa de Alp.*—De estructura tectónica compleja, está formado por una serie apretada de pliegues isoclinales, verticales o algo vergentes hacia el S., en los que afloran las calizas devónicas, y por pequeños sinclinales, en los que aparece pinzado y fuertemente laminado el Carbonífero. En los límites meridionales de la Hoja, en la cumbre de la Tosa, este conjunto aparece recubierto tectónicamente por un klippe, formado por Carbonífero en posición casi horizontal, recubierto por una lámina de Devónico.

La estructura de todos los pliegues hercinianos es la propia del estilo tectónico dominante en buena parte de la Zona Axial. Los niveles plásticos del Gotlandiense, en particular, favorecen una tectónica en stockwerk con despegues entre la serie pizarrosa cámbrico-ordoviciense y las calizas devónicas.

Al final de la orogénesis herciniana se produjo la intrusión granítica discordante de Puigpedrós, que se prolonga por el E. hacia Francia y el macizo del Carlit, y por el O. enlaza con el de la Lles y S. de Andorra. Este plutón está rodeado de una típica aureola de contacto poco desarrollada en el sector de la Hoja, en la cual casi no existen las micacitas, aun en el mismo contacto con el granito.

Tectónica alpina

El rasgo principal debido a la tectónica alpina es la formación de la fosa de Cerdaña. Esta cubeta forma parte de una larga zona depresionaria de unos 120 km. de longitud, que atraviesa un poco de sesgo de la Zona Axial, desde Seo de Urgel a Perpiñán, y en la que se integran una serie de pequeñas fosas tectónicas, la más importante de las cuales es la de Cerdaña, alargada unos 30 km., lo mismo que aquella línea depresionaria, de NE. a SW. El hundimiento transformó Cerdaña en una cuenca lacustre, en la que se depositaron notables espesores de sedimentos durante el Terciario superior. Pero el hundimiento no se realizó de una sola vez, y sus repercusiones póstumas afectaron los propios sedimentos terciarios acumulados en la fosa.

Las fallas que limitan la fosa de Cerdaña tienen un trazado rectilíneo en grandes trayectos, y su influencia morfológica es tan destacada que separan en forma tajante el llano de las montañas circundantes. Sus características, sin embargo, muy diferentes en el sector septentrional y en el meridional.

La *falla meridional* es la más acusada. Las capas miocénicas y pliocénicas, subhorizontales, al acercarse al borde meridional de la depresión se elevan bruscamente, con buzamientos que alcanzan de 20° a 70°, y se ponen con contacto anormal con el Paleozoico. Así, pues, en este lado de la fosa, la falla ha actuado enérgicamente después de la sedimentación del Terciario.

Accidentalmente, la falla se reconoce también porque en los labios de la misma hay pequeñas dovelas mesozoicas empotradas entre el Paleozoico y el Mioceno. En la Hoja existe un sector que tiene este carácter; se trata de una pequeña cuña de un kilómetro de largo, constituida por Permotrias y Senonense, fuertemente inclinados, que se apoyan sobre el Devoniano por su lado S. y entran en contacto con el Mioceno por su lado N. Este bloque pertenece a la cobertera mesozoica paleógena que cubría la Zona Axial y que se halla más al SW., en su posición normal, en la sierra del Cadí, cerca de los 2.000 m. de altura. En la misma falla, en la Hoja adyacente, hay otros retazos análogos, en Pedra y Bor. Estos retazos demuestran que la cobertera existía más al E. del Cadí, sobre el macizo de la Tossa, de donde ha desaparecido por erosión, y acusa un salto de falla por lo menos de 1.100 m.

Del mayor interés para el estudio del origen y evolución de la falla resulta el estudio de las facies de los sedimentos correlativos que se hallan al pie del escarpe formado por la misma. La facies de los sedimentos más antiguos conocidos, constituidos por la base del Pontiense, son finos y no acusan de ninguna manera la influencia de relieves cercanos tan escarpados como los que representan las mon-

tañas limítrofes, de más de 1.500 m. de desnivel en tres a cuatro kilómetros. Sin embargo, la heterogeneidad de la flora, que acusa pisos de vegetación tan diferenciados, señala que al tiempo de depositarse el Terciario existía una montaña bien diferenciada en los bordes del lago, aun cuando sus formas fuesen más suaves y sus desniveles más pequeños que en la actualidad. Pero se comprende que en un lago de clima cálido y húmedo como el que acusa la vegetación pontiense, pudieron formarse depósitos del tipo de los aludidos, aun con desniveles de cierta importancia, sin necesidad de recurrir a la existencia de una penillanura.

Muy distintas son las circunstancias de la falla que bordea el *margin septentrional* de Cerdaña, la cual es mucho más compleja y en ningún caso reviste la nitidez que acusa la falla meridional. BROR mismo niega su existencia. En cambio, NUSSBAUM la traza con el mismo signo e intensidad que para la meridional, y lo mismo hace BOISSEVAIN.

En primer término hay que consignar que el contorno que delimita el borde septentrional de la fosa de Cerdaña no es nunca rectilíneo, como en su borde S., que es tal como debería presentarse el escarpe de una falla reciente, sino que a partir de Isóbol el contacto entre el Paleozoico y el Mioceno es una línea netamente sinuosa. Por otra parte, en el contacto entre ambas formaciones, raramente es visible una estructura fallada, y en general, los depósitos terciarios se apoyan transgresivamente sobre el Paleozoico. Además, tal como se ha consignado al estudiar la estratigrafía de los depósitos de este sector, la distinción en tres niveles (arcillas amarillas, arcillas rojas y conglomerados), que existen en buena parte de Cerdaña, aquí es menos acusada. Las arcillas amarillas pasan lateralmente a arcillas rojas, y este conjunto pasa verticalmente hacia arriba, a un complejo de arcillas rojas mezclado con cantos que van siendo más gruesos, hasta que en la parte superior llegan a ser dominantes.

El trazado sinuoso del borde N. de la fosa y el tipo de contacto que acaba de ser descrito explican que ciertos autores no admitan la existencia de falla en dicho borde septentrional. Pero en donde la erosión ha sido intensa y ha desmantelado buena parte de la cobertura terciaria más reciente y en los barrancos en donde hay erosiones profundas se observa una estructura fallada indudable y tan clara como en el borde meridional. Así, entre Greixa y Bolvir, el Paleozoico se pone en contacto con las arcillas rojo-amarillentas y capas de conglomerados levantadas hasta unos 15-20° y la falla ha sido exhumada en una longitud de unos 200 m. como máximo. Lo propio ocurre un poco más al SW., en el Replá del Serrat de la Redola, en donde las capas rojas se levantan y entran bruscamente en contacto con el Paleozoico, y en donde la falla ha sido exhumada otros 300 m. Pero en ambos sitios los conglomerados superiores reposan por discordancia, al parecer progresiva, sobre los depósitos rojo-amarillentos dislocados, y se apoyan transgresivamente sobre el Paleozoico de los bordes de la cubeta. El mismo hecho se reconoce en Llivia, en la falla occidental del cerro del Castillo. Más al O., en el Camp del Pla, ya en la línea fronteriza, las capas miocénicas buzan también unos 15° al S.

Todas estas observaciones, debidamente combinadas, permiten una interpretación plausible de la estructura del borde septentrional de Cerdaña. El brusco cambio lateral de facies observado tan netamente en Llivia, en Ger y en Alp, indica que el escarpe principal de falla ya existía cuando se depositó el Mioceno basal, y que, por consiguiente, fue fosilizado pos éste, pero posteriormente fue algo removido, por seguir hundiéndose ligeramente la cubeta.

Existe, pues, una gran diferencia entre la falla N. y la falla S. de

Cerdaña. Esta última es una falla que ha actuado recientemente y ha afectado tanto a los depósitos inferiores como a los superiores. En cambio, la falla septentrional es una falla más antigua, formada al originarse la fosa de Cerdaña, que tan sólo ha vuelto a moverse un poco, inmediatamente después del Pontiense, pero que no ha vuelto a actuar con posterioridad. El movimiento de hundimiento alcanzó, por lo tanto, su máxima intensidad en el S., y el conjunto de la cubeta miocénica está netamente inclinada en esta dirección, en donde el zócalo paleozoico debe estar hundido a bastante profundidad.

Con ello queda concretada la edad de los movimientos principales. La falla inicial se produjo en el Vindoboniense superior, que es la edad de los depósitos basales en Estevar. Luego, al final del Pontiense, o durante la sedimentación de éste, culminó el movimiento de subsidencia de la fosa. Finalmente, después del Plioceno, el borde meridional todavía siguió hundiéndose fuertemente. Estos últimos movimientos fueron cada vez de menos intensidad y señalan el progresivo amortiguamiento de los esfuerzos tectónicos.

MOVIMIENTOS PÓSTUMOS DE LA CUBETA DE CERDAÑA

Las últimas convulsiones tectónicas de la cubeta de Cerdaña son ya cuaternarias, puesto que afectan netamente las capas terciarias más altas. La falla meridional, sin duda, ha dislocado mucho más intensamente las capas pontienses, que presentan siempre buzamientos fuertes en sus proximidades, pero, sin embargo, los sedimentos postpontienses también se hallan afectados por ella. En el cerro de Torrelles los conglomerados están plegados en anticlinales y sinclinales, que imprimen buzamientos hasta 15° y 20°, y están cortados por pequeñas fallas.

Sin duda puede obedecer a este tipo de repercusiones póstumas el caso de Guils, cuyo caserío, situado sobre el Paleozoico, no era antes visible desde la plaza de las Monjas, de Puigcerdá, según todavía recuerdan los viejos de la población, mientras ahora, probablemente por continuar el hundimiento de los materiales miocénicos, es perfectamente visible.

Las fuentes termales de Les Escaldes, situadas sobre esta misma línea de falla, pero en la Cerdaña francesa, acusan todavía cierto grado de actividad de esta dislocación alpina.

REPERCUSIONES DEL PLEGAMIENTO ALPINO EN LA ESTRUCTURA HERCINIANA

Se ha visto cómo las fallas alpinas hundieron una voluminosa dodela del bloque herciniano para fraguar en su interior la fosa de Cerdaña. Las fallas de dirección alpina cortan en ángulo muy agudo, por lo general de unos 15° a 20°, las alineaciones tectónicas hercinianas. El hecho es particularmente visible en el macizo de la Tossa, en donde las sucesivas alineaciones devónicas y carboníferas van quedando cortadas por la falla meridional de Cerdaña. Pero estas dislocaciones alpinas a veces penetran en el interior del bloque herciniano, como al S. del Km. 6 de la carretera de Riu a Das, en el llamado Coll de Farreres, en donde se produce una inflexión del borde meridional de la cubeta de Cerdaña. En realidad, este contacto anormal, que cruza el interior del macizo de la Tossa, forma durante cierto trecho la gran falla de Cerdaña, y no se trata de una adaptación de la estructura alpina a la tectónica herciniana, pues la presencia de una cuña de mesozoico indica bien claramente que la estructura anterior del macizo

de la Tosa ha quedado afectada por las dislocaciones alpinas. Esta dislocación, sin embargo, desaparece pronto dentro del macizo paleozoico, por lo que representa un desgaje oblicuo tan sólo de relativa importancia.

Es presumible que las fallas alpinas hayan repercutido en el interior de los bloques hercinianos, e incluso, hayan influido sobre las estructuras adquiridas anteriormente, removiéndolas. El hecho no es nuevo; ha sido indicado al estudiar las zonas de Bellver y Andorra, y adquiere especial relieve en la Zona Axial correspondiente al alto valle del Noguera Ribagorzana y en el valle del Freser.

IV. HISTORIA GEOLOGICA DE LA REGION

En el geosinclinal paleozoico extendido por buena parte de la Península, tuvo lugar la sedimentación relativamente tranquila de la serie pizarrea cámbrico-ordoviciense concordante y comprensiva, con el episodio de sedimentación detrítica grosera señalado por los pequeños lechos de conglomerados del Caradoc. Luego, en la segunda mitad de los tiempos paleozoicos, se inicia la sedimentación predominantemente calcárea del Gotlandiense superior y Devónico, que señala un cambio en las condiciones sedimentarias ambientales y una menor profundidad de los fondos marinos, quizá como repercusión lejana de los plegamientos caledonianos. El espesor de las calizas y calcoesquistos devónicos, así como la sucesión estratigráfica, demuestran la continuidad sedimentaria, en contraste con las lagunas y escaso desarrollo que el Devónico alcanza en zonas próximas, como las Cordilleras Costeras catalanas.

Al terminar el Devónico se inicia un cambio total en el régimen sedimentario, como consecuencia de la orogénesis herciniana, siendo sustituida la sedimentación marina por la continental, que tiene lugar durante los tiempos dinacienses. Como en el ámbito representado en esta Hoja el Carbonífero alcanza escaso desarrollo y está muy laminado tectónicamente, apenas se pueden obtener mayores deducciones. Remitimos a este efecto a los cortes de la Hoja adyacente Bellver, en donde se demuestra que el tránsito Devónico Carbonífero se produce con una laguna estratigráfica, y a veces con ligera discordancia.

Este Culm permite datar la orogénesis herciniana principal como correspondiente a la fase sudética, ya que el Westfaliense-Estefaniense se presenta (fuera de la Hoja), con facies límnicas, en vez de parálica, y en muy localizados afloramientos correspondientes a pequeñas cuencas interiores. Al final de la orogénesis herciniana tiene lugar la intrusión granítica del plutón fronterizo que forma el macizo de Puigpedrós, con su correspondiente aureola metamórfica de contacto.

La cordillera herciniana estaba ya prácticamente arrasada y convertida en una penillanura cuando empezó la sedimentación Permo-Triásica. Pero la nueva cuenca sedimentaria que se forma ahora tiene escasa profundidad, y en ella casi sólo existe el Trias inferior, ya que el Muschelkalk se reduce a unos pocos metros de potencia. En cambio, todo el Trias es más completo y potente hacia el S. de la Zona Axial, lo que indica que nuestro sector correspondía en esta época a un umbral sedimentario. Pocas deducciones pueden sacarse del pequeño afloramiento de Trias existente en la Hoja, y por la propia razón remitimos a los señalados en Bellver.

Hay que señalar la laguna del Lias, Jura y Cretácico inferior en este sector pirenaico y el escaso desarrollo del Cretácico superior reducido a un pequeño isleo senonense de facies detrítica. Todo lo cual confirma el carácter de umbral anteriormente asignado a esta zona pirenaica.

La ausencia de Eoceno y Oligoceno no permite tampoco obtener mayores precisiones sobre la orogénesis alpídica que a mediados del Eoceno levantó la cordillera pirenaica y le dio su estructura actual.

El primer testimonio terciario es el Vindoboniense de la depresión de Cerdaña, el cual indica que la fosa tectónica estaba ya dibujada en este momento. En la parte de estratigrafía ya se ha discutido su significación paleogeográfica, lo mismo que la del Pontense. La fosa de Cerdaña es probable que se originase sobre un relieve maduro y, en parte, quizá peniplanizado y fosilizado por las pudingas eo-oligocénicas. A esta fase corresponden probablemente los restos peniplanizados del Puigmal, Puigpedrós, etc. Pero la penillanura fue fuertemente fallada y deformada por los movimientos alpinos póstumos que dieron lugar a la formación de la fosa tectónica (fase estírica).

Después de la sedimentación tranquila del Pontense-Plioceno tuvo lugar la crisis climática villafranquiense que originó las masas de conglomerados que coronan el Terciario superior de Cerdaña. Al propio tiempo, la falla meridional de Cerdaña sigue moviéndose aún y altera la disposición de las capas de este borde de la depresión y afecta incluso al Plioceno y al Villafranquiense.

Luego, durante el Cuaternario, tuvo lugar el ritmo alternante erosivo sedimentario determinado por los correspondientes períodos glaciales e interglaciales. Los glaciares dejaron su impronta en el macizo de la Tossa, desde los 2.200 m. de altura, y especialmente en la vertiente septentrional, en el macizo de Puigmal, y alto valle de los ríos Querol y Segre. Por el primer valle descendía un potente glaciar de unos 15 kilómetros de largo, que dejó sus morrenas frontales junto a Puigcerdá.

V. MINAS Y CANTERAS

La zona comprendida en la Hoja 217 es poco importante en este aspecto. Durante los períodos de crisis internacional se han explotado con cierta asiduidad los lignitos miocénicos. También se aprovechan las calizas devónicas para calces y como piedra de construcción en Alp e Isóbol, el llamado vulgarmente «mármol rojo», y las arcillas miocénicas para la fabricación de tejas y ladrillos en Puigcerdá.

MINAS

Las capas de lignito que se hallan en la base del Mioceno han sido explotadas durante largo tiempo y aún hoy para las necesidades comerciales. Continúa funcionando en plan modesto una mina en Sanabastre. Las demás minas tuvieron su apogeo en el período de la primera guerra europea y algunas volvieron a reanimarse con las dificultades surgidas después de 1940, pero la mayoría paralizó sus actividades en 1953. El carbón que se obtiene es lignito, de baja capacidad calorífica y muy abundante en cenizas y azufre. Además, las capas explotadas son generalmente de poca potencia; la mayoría de 20 a 40 cm. de espesor, y tan sólo excepcionalmente llegan al metro o algo más. Otra dificultad en la explotación de estas minas es que algunas

se hallan casi a nivel del Segre y otras próximas a la línea de falla del borde meridional de Cerdeña, por lo que tanto unas como otras se veían inundadas por caudales importantes de agua.

Las minas existentes se distribuyen en cuatro grupos: Sampsor, Prats, Das y Sanabastre, todas en el sector SW. de la Hoja. Además, en la zona francesa, inmediata a la española, se explotó el lignito en Estavar, al lado de Llivia, y en esta última población y en Vilallobent se hicieron reconocimientos con la misma finalidad (1).

Detallamos a continuación los datos que hemos podido recoger sobre estas explotaciones:

I. Grupo de Sampsor

Este grupo de minas, situadas a unos centenares de metros al SE. de las casas de Sampsor, en el término municipal llamado Prats y Sampsor, es el más antiguo de Cerdeña, pues en él se halla la mina «Malla», que funcionó ya antes de la primera gran guerra europea. Las capas de carbón son muy superficiales, y las más altas afloran a flor de tierra, circunstancia a la que se debe su descubrimiento. Su posición estratigráfica dentro del Mioceno resulta un tanto discutible, pues topográficamente se halla a demasiada altura para formar parte del grupo que aflora a nivel del Segre, más al O., sin admitir deformaciones que hubiesen elevado dichas capas. Por otra parte, las capas que contienen esos lignitos de Sampsor se hallan muy cerca de las arcillas rojas pliocénicas que afloran ya en sus inmediaciones, al S. mismo de Coll de Saig. Por consiguiente, se plantea el problema de si, además de las capas basales con lignito reconocidas en gran parte de Cerdeña, hay también otros niveles más altos estratigráficamente, intercalados en las arcillas pontienses, lo que parece verosímil, mucho más teniendo en cuenta que también los hay más bajos, pues los lignitos basales de este sector y los de Estavar son de edad diferente, según quedó consignado al estudiar la estratigrafía del Mioceno. El afloramiento de Can Piltre, en término de Bellver, parece tener también una situación estratigráfica más elevada y corroborar este supuesto.

En el grupo de finas de Sampsor han funcionado las siguientes explotaciones:

a) *Mina «Malla»*, situada a unos 200 m. de Sampsor. Las explotaciones, mediante galerías, algunas de 100 m. de longitud y a unos 10 metros de profundidad, a partir de la cual se explotaban de arriba abajo tres capas de carbón de 0,75, 0,50 y 0,80 m. de espesor, que buzan 10° al SW. y están separadas por pequeñas capas de arcilla de 0,10 y 0,50 m., respectivamente; unos 20 m. por debajo de estos niveles existían otras dos capas de 0,20 y 0,25 m. separadas por un metro de arcilla. Tenía doce pertenencias y empezó a funcionar alrededor de 1912; en el período de 1914-18 se obtenían unas 60 toneladas mensuales.

(1) Fuera ya de la Hoja, en término de Bellver, a orillas del Ri-dolaina, al W. de C. Piltre y a escasa distancia de esta casa, funcionó también hace unos cincuenta años una mina que explotaba dos capas de 0,35 a 0,40 m. y de 0,75 situadas a unos 10 a 12 m. de profundidad; tenía una galería de 20 m. de longitud a 10-12 m. de profundidad. En el período 1914-18 rendía de dos a tres toneladas diarias.

b) *Mina «María Victoria»*, situada un poco al S. de la anterior. Su corte es el siguiente, a partir de 15 m. del suelo: carbón, 0,20; arcilla, 0,20; carbón, 0,60; arcilla, 0,80; carbón, 0,30; arcilla, 6,5; carbón, 0,40; arcilla, 1,20; carbón, 0,40. Esta mina empezó a funcionar en 1949 y cesó en 1953, obteniendo en esta época una producción media de 45 toneladas mensuales. El análisis del lignito es el siguiente: volátiles, 44,54; azufre, 5,11; cenizas, 23,32; humedad, 29,20; calorías, 5.049; peso del carbón, un centímetro cúbico, 0,67 kg.

c) *Mina «Josefa»*, situada al S. de «Malla», funcionó durante el mismo tiempo que ésta, pero sólo en invierno, con rendimientos de 66 toneladas mensuales, explotando el carbón a una profundidad de 10 a 12 m. Está agotada.

d) *Mina «Redentora»*, al SSE. de las casas del pueblo, con doce pertenencias. Comenzó en 1906 hasta 1912, explotando el carbón a unos seis a ocho metros de profundidad, con las mismas capas que la «Malla», menos las dos superiores, que no existían por hallarse la mina por debajo de ellas. Obtenía una producción de 40 toneladas mensuales.

e) *Mina «Dolores»*, situada al W. de la «María Victoria», con doce pertenencias. Aparecen las mismas capas que en la «Malla», las cuales se explotaron en 1900 con una producción de unas 20 toneladas mensuales, principalmente en invierno, para cocer cal en un horno contiguo a la mina.

f) *Mina «Agustina»*, localizada en Coll de Saig, junto a la carretera de Alp a Bellver. Tenía dieciocho pertenencias y funcionó durante unos dos años, alrededor de 1904. El pozo tenía 40 m de profundidad y se explotaban, al parecer, las mismas capas que en la mina «Malla», las cuales están inclinadas en dirección SE.

II. Sector de Prats

Explota las capas de lignito que se hallan debajo de la terraza cuaternaria y que buzan unos 10° al SE. Figuran en este grupo las siguientes minas:

a) *Mina «Teresa»*, situada al NE de Prats, en el paraje llamado Los Ribazos. Tiene doce pertenencias y trabajó desde 1947 hasta 1951. Explotaba el carbón a unos 40 m. de profundidad, en donde se hallan dos capas de 0,30 y 0,40 m. de potencia, separadas por 1,20 m. de arcilla. Los cuatro obreros que trabajan en ella producían 15 toneladas mensuales. Las capas de esta mina suministraron unos molares de *Hipparion gracile*.

b) *Mina «Picapons»*, situada en el mismo paraje, con cien pertenencias, pero no llegó a producir carbón por falta de rentabilidad a causa de la gran cantidad de agua que dificultaba los trabajos. Se hicieron calicatas en 1945, que cortaron las mismas capas que en la «Teresa», con la que lindaba por el NE.

III. Sector de Sanabastre

Las capas de lignito afloran cerca del nivel del río cortadas por el talud de la terraza del Segre, y buzan al SE. unos 10°. Esta explotación, la más importante de Cerdeña, empezó con el nombre de «Mercedés», a la que luego se añadieron las demarcaciones «Victoria», «Mo-

desta» y su demasia. Ultimamente funcionó con el nombre de *Mina «Salomón»*. Está situada a unos 200 m. al W. del caserío de Sanabastre y poseía cincuenta pertenencias. El corte de esta mina es el siguiente: profundidad, 28 m.; la primera capa de carbón se encuentra a los 18 m. y tienen 0,20 m.; siguen arcillas, 1 m.; carbón, 0,20; arcilla, 1,5; carbón, 0,6; arcilla, 1,5; carbón, 1; arcilla, 7; carbón, 1,4; a unos 15 a 20 m. por debajo de la última capa explotada hay otra llamada «veta del Rector», de 1,20 m., situada por debajo del nivel del Segre. El análisis del lignito es el siguiente, según Closas: humedad, 15,85; el carbón natural da: materias volátiles, 47,63; carbón fijo, 26,81; cenizas, 9,71; calorías, 2.932,48. El carbón seco: volátiles, 56,60; carbón fijo, 31,86 cenizas, 11,54; calorías, 3.483,80; densidad, 1.221. Esta mina empezó a funcionar alrededor de 1885; en época de la gran guerra alcanzó su apogeo, con una producción de unas 1.500 toneladas mensuales, a base de dos turnos odarios; volvió a funcionar por espacio de tres años en 1929, y luego a partir de 1945. En 1955 producía todavía dos toneladas diarias.

IV. Sector de Das

En las inmediaciones de Das, las capas basales del Mioceno afloran gracias a la existencia de la falla del borde sur de la fosa de Cerdaña; las capas están fuertemente inclinadas por esta razón, desde 55° hasta ser casi verticales en la misma falla. En este sector funcionó sólo la mina que será descrita a continuación. Además, al N. de la población y a unos 500 m. de la misma se exploró alrededor de 1925 la llamada mina del «Segre», a unos 8 a 10 m. de profundidad, cuyas capas buzan 55°. No llegó a ser explotada. Asimismo en la partida Rotllan de Das, junto al camino de Mosoll y a unos 500 m. al N. de la carretera de Alp a Bellver, se hicieron labores, en 1942, en la llamada mina «España», a unos 10 m. de profundidad, pero no llegaron a cortar las capas de carbón. También en Alp, inmediatamente al W. de la población, junto a la carretera de Bellver, hubo una mina en la que se trabajó en 1943-45, a 4-5 m. de profundidad, la cual perforó una sola capa, que no llegó a explotarse por la dificultad de achicar el agua.

Mina la «Dasense». Se halla situada junto a la salida de Das, al NE. de la población y al lado de la carretera de Alp. Funcionó antes de la gran guerra, pero su época de máxima actividad fue durante la misma, en la que, mediante dos turnos diarios de unos diez hombres cada uno, llegó a producir unas 1.200 toneladas mensuales. En el período de 1942-44 se volvió a trabajar con escaso rendimiento, debiendo abandonarse por los enormes caudales de agua que dificultaban el laboreo; durante este período, se abrió un pozo hasta 50 m. de profundidad, y en su fondo una galería de dirección NW.-SE. de unos 30 m. En el corte dado por Closas hay un pozo de 25 m., del que parte una galería de N. a S. de 45 m. de longitud, la cual encuentra las siguientes capas subverticales de carbón: 0,7, 1,30, 0,9, 1,9, 0,85, 1,10, 0,5, 1,5, 1,95, que totalizan 11,25 m. de lignito, separados por espesores variables y poco importantes de arcillas. El pozo de 50 m. demostró que las capas están dobladas hasta invertirse ligeramente, pero en profundidad pierden buzamiento rápidamente. El análisis que publica Closas procede indudablemente de esta mina y dio el siguiente resultado: humedad, 15,4; volátiles, 48,5; carbón fijo, 17; cenizas, 34,5; azufre, 3; potencia calorífica, 4.048 calorías.

Además de las explotaciones referidas, en el sector meridional de Cerdaña, en el torrente del Córrec, cercano a Vilallobent, afloran, según refiere Closas, diez capas de carbón, que buzan unos 20° al S. y que, en profundidad, forman un solo nivel de un metro de espesor, el cual se explotó en diversas ocasiones entre 1914 y 1918; también se hicieron algunas labores anteriormente a 1936.

A causa de la inclinación del conjunto de las capas miocénicas de la cubeta de Cerdaña hacia el S. y de la falla que levanta sus capas en esta dirección, la mayoría de las explotaciones, según se ha visto, se localizan en el borde meridional de la cubeta. En el sector septentrional de la misma únicamente se conoce la existencia de lignito en Estavar, localidad francesa a 1,5 km. de Llivia, en donde funcionó durante la gran guerra y a pocos metros de la frontera de Llivia, unas minas hoy abandonadas, a unos 12 a 15 m. de profundidad, que explotaban una capa de 4,20 m. de potencia; en la época citada trabajaban durante ocho meses al año, con una producción de 600 toneladas mensuales. También en Llivia, según datos de Closas, se abrió un pozo de 16,5 m. de profundidad, que cortó una capa de carbón de 0,40 m., pero de las que no hay noticia que llegara a explotarse.

Así, en conjunto, durante la época de la gran guerra europea, la producción mensual de lignito en la Cerdaña española llegó a alcanzar de 1.500 a 3.000 toneladas, de las cuales el 85 por 100 correspondía a las minas de Das y Salomón de Sanabastre. En la reactivación habida entre 1943 y 1951 la producción no rebasó las 200 toneladas mensuales, y últimamente, antes de su paralización total, se redujo a 60 toneladas mensuales.

Esta memoria explicativa ha sido redactada por el Doctor

L. Solé Sabaris

de la Universidad de Barcelona

VI. BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J., 1898.—Sobre la serie de mamíferos fósiles descubiertos en Cataluña. *Mem. R. Acad. Cienc. Art.*; 3.ª ép., t. II, pp. 351-357. Barcelona.
- ASTRE, G., 1927.—Le bassin néogène de Bellver. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*; t. LVI, 1927, pp. 231-258, 5 fig. Toulouse.
- BATALLER, J. R., 1938.—Els ratadors fòssils de Catalunya; 64 pp., 10 lám., 29 fig. Barcelona.
- BATALLER, J. R., 1926.—Els primers fòssils de vertebrats quaternaris de la Cerdanya. *Ciència*; any I, núm. 3, pp. 97-99. Barcelona.
- BATALLER, J. R., 1928.—Los yacimientos de vertebrados fósiles miocenos de Cataluña. *Congr. Geol. Intern., Comp. Rend. XIV Ses.*, fasc. 3, pp. 1009-1015. Madrid.
- BIROT, P., 1937.—Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles; 318 pp., 65 fig., 16 fot., 5 map. geol. París.
- BOISSEVAIN, H., 1394.—Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*; t. LXVI; pp. 33-170, 27 fig., 1 map. Toulouse.
- BERTRAND, L., 1908.—Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Carte Géol. de la France*, v. 118. París.

- BERTRAND, L., 1911.—Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs rapports avec les Pyrénées orientales et centrales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*; 4.^a ser., t. XI, pp. 122-123, 6 fig., 1 lám. Paris.
- BRESSON, A., 1903.—Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées. *Bull. Carte Géol. de la France*. Paris.
- CAREZ, L., 1903-1909.—La Géologie des Pyrénées françaises. *Mém. pour servir à l'explication de la Carte Géol. de la France*; 3899 pp., 39 láms. Paris, 1903-09.
- CLOSAS MIRALLES, J., 1948.—Los carbonos minerales de Cataluña. *Publ. Inst. Geol. Dip. Prov. de Barcelona*; t. VII: Miscelánea Almera, 2.^a ép., pp. 61-193, 29 fig., VIII lám., 1 map. Barcelona.
- CHEVALIER, M., 1925.—Note sur les terrains néogènes de la Cerdagne. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*; t. XXV, pp. 126-138. Barcelona.
- CHEVALIER, M., 1928-1929.—La tectónica de Catalunya. *Ciència*, III; núm. 24, pp. 229-246, 12 fig., y núm. 27, pp. 453-458, 7 figs., 1 corte geol. Barcelona.
- DALLONI, M., 1930.—Étude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*; t. XXVI, fasc. III, 373 pp., 2 lám., 1 map. Alger.
- DEPÉREZ, Ch., et RÉROLLE, L., 1885.—Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*; 3.^a ser., t. XIII, pp. 488-506, 1 fig. Paris.
- FAURA Y SANS, M., 1913.—Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*; t. IX, núm. 1, pp. 1-166, 19 fig., 9 lám. Madrid.
- FONTBOTÉ, J. M., 1949.—Investigaciones geológicas sobre la cuenca alta del Ter. *Anal. Inst. Est. Gerundenses*; v. IV, pp. 129-185, 1 esq. geogr., 2 lám., 1 map. geol. Gerona.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P., y LLOPIS LLADÓ, N., 1946.—Las faunas paleozoicas y la tectónica herciniana del macizo de Puig d'Alp (La Molina, Gerona). *Bol. Inst. Geol. y Min. Esp.*; t. LIX, pp. 129-163, 5 fig. Madrid.
- JACOB, Ch.; FALLOT, P.; ASTRE, G., y CIRY, R., 1927.—Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. XIV Congr. Geol. Intern.*; pp. 335-411, 7 figs., 2 láms. Madrid.
- MARGALEF, R., 1956.—Los microfósiles del lago miocénico de la Cerdanya como indicadores ecológicos. *Curs. y Conf.*, Inst. «Lucas Mallada»; fasc. IV: 1.^a Reun. Terciario, Sabadell, 1956; pp. 13-17, 1 fig. Madrid.
- MENÉNDEZ AMOR, J., 1955.—La depresión ceretana y sus vegetales. Características fitopaleontológicas del Neógeno de la Cerdaña española. *Mem. R. Acad. Cienc. Ex., Fís. y Nat. de Madrid*, Ser. Ciencias Nat.; t. XVIII, 345 pp., 53 lám. Madrid.
- MENGEL, O., 1906.—Feuilles de Prades et de Céret. *Bull. Carte Géol. de Fr.*; t. XVI, p. 414. Paris.
- MENGEL, O., 1911.—Carte géologique de France. 1:80.000. Feuille Ceret. Paris.
- MENGEL, O., 1929.—Étude sismotectonique dans les Pyrénées et les Alpes Orientales. Thèse, *Publ. B. C. Sismol. Intern.*; B., 3 fasc., pp. 1-78. Strasbourg.
- NUSSBAUM, F., 1960.—Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen. *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*; Jahrg., 1930, núm. 56, pp. 200-210, 6 fig., 1 lám. Berlín.
- NUSSBAUM, F., 1931.—Sur les surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans les Pyrénées orientales et leurs transformations pendant l'époque glaciaire. *C. R. Cong. Géogr. Paris*; t. II, sect. II, pp. 529-532. Paris.
- NUSSBAUM, F., 1946.—Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Abdruck. a. d. Jahresbericht*; Bd. XXXV u. XXXVI der Geogr. Ges. v. Bern.; 247 pp., 94 fig., 4 lám. Berna.
- PANZER, W., 1934.—Die eiszeitliche Endmoränen von Puigcerdà. *Zeitsch. f. Gletsch.*, B. XX, Heft 4-5, pp. 411-421, 1 fig., 2 lám., Berlín, 1932. Trad. y nota preliminar de L. Solé Sabarís: Galerías cuaternarias dels Pirineus llewantins. *Bull. Centr. Exc. Catalunya*; t. XLIV, pp. 153-162, 2 fig. Barcelona.
- SCHMIDT, H., 1931.—Das Palaeozoikum der Spanischen Pyrenäen. *Abh. Gess. Wiss. Göttingen*; Math. Phys. Kl., III Folge, Heft 5, pp. 981-1065, Berlín. Trad. C. S. I. C. en *Public. alemanas sobre geología de España*; vol. II, pp. 99-195, 21 fig., 2 lám. Madrid, 1943.
- SOLÉ SABARÍS, L., 1955.—Pasado y presente del paisaje de la Cerdaña. *Ilerda*; año XIX, pp. 119-126. Lérida.
- SOLÉ SABARÍS, L.; BOLÓS, M.; FONTBOTÉ, J. M.; VIRGILI, C.; ALIMEN, H., y BOMER, B., 1957.—Lirret Guide de l'Excursion N. Pyrénées. *Inqua, V Congr. Intern. Madrid-Barcelona*, 1957; 107 pp., 41 fig. Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS, L., y LLOPIS LLADÓ, N., 1947.—Mapa geológico de España. Esc. 1:50.000. Hoja núm. 216. Bellver (Lérida). Memoria explicativa; 112 pp., 12 fig., XVII lám. Madrid, Inst. Geol. y Min. España.
- SOLÉ SABARÍS, L., y LLOPIS LLADÓ, N., 1944.—Estudios geológicos en el alto valle del Segre. *Ilerda*; t. II, fasc. 2, pp. 275-338, 9 fig., 9 lám. Lérida.
- SOLÉ SABARÍS, L., y LLOPIS LLADÓ, N., 1947.—Mapa geológico de Andorra. Esc. 1:50.000. Barcelona, Inst. Est. Ilerdenses.
- SOLÉ SABARÍS, L., y LLOPIS LLADÓ, N., 1947.—Sobre la tectónica del alto valle del Segre. *Est. Geol.*; núm. 6, pp. 3-53, 14 fig. Madrid.
- TOMAS, L., 1920.—Els minerals de Catalunya. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*; pp. 129-357, 37 fig. Barcelona, 1920.
- VIDAL, L. M., 1875.—Descripción física, geológica y minera de la provincia de Lérida. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*; t. II, pp. 273-349, 1 lám. Madrid.
- VIDAL, L. M., 1875.—Descripción física, geológica y minera de la provincia de Lérida. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*; t. II, pp. 273-349, 1 lám. Madrid.
- VILLALTA, J. F. DE, y CRUSAFONT, M., 1944.—La flora miocénica de la depresión de Bellver. *Ilerda*; año II, núm. 3, fasc. 2, pp. 339-353, 10 lám. Lérida.
- VILLALTA, J. F. DE, y CRUSAFONT, M., 1947.—Les gisements de Mammifères du Néogène espagnol. *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*; pp. 28-30. Paris.