

7/8-5-1

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EXPLICACION

TOMO L

AL

MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA

DE

LERIDA

55 (467.12)

ESCALA 1:200.000

==
POR LOS INGENIEROS DE MINAS

ANTONIO ALMELA Y JOSE MARIA RIOS



MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
M.º de Molina, 58
1947

El *Instituto Geológico y Minero de España* hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus Publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.



ILMO. SR. D. LUIS MARIANO VIDAL.
INGENIERO DE MINAS
(* 1842 - 1922 †)

DEDICATORIA:

Al observar la figura recia y fuerte de D. Luis Mariano Vidal se pensaba siempre en que representaba al hombre de la montaña. Parecía que estaba destinado a sonsacar a su gran amiga la Naturaleza los secretos que en ella se encierran. Nadie como él llevó a los libros con más claridad y convicción las estructuras de la tierra, pues pocos supieron darse cuenta, como Vidal, de que la historia de la tierra está escrita en sus estratos, ilustrados con los fósiles, que sirven para determinar su partida de nacimiento. Así, por ejemplo, en el Montsech, en esa montaña en un principio de discutido origen tectónico, supo él situarla en el tiempo, descifrando sus edades, terreno por terreno y banco por banco, y supo cómo todos ellos fueron conmovidos y desplazados a través de los siglos, para alcanzar las bellas formas con que hoy la admiramos.

Todas las provincias catalanas fueron escudriñadas y bien reconocidas por el gran Ingeniero de Minas y Naturalista, pero no cabe duda que en la de Lérida fué donde alcanzó sus triunfos más grandes; fué la provincia de sus amores geológicos. Procedencia ilerdense tiene la rica fauna, medio salobre medio marina, de Isona y de otros sitios de Lérida, de la parte más alta del Cretáceo, del Garumnense, y donde pudo clasificar muchos géneros y especies nuevas.

Fuó tan grande y universal su labor paleontológica que tiene dedicadas 53 especies de fósiles, entre plantas, seres inferiores y animales, por sabios de todos los países

Como la Naturaleza se le mostraba de modo tan claro, se compenetraba con ella y no podía ser materialista, sino que espiritualizaba las cosas hasta llegar a Dios, y su alma se desarrollaba en un ambiente artístico y poético y, naturalmente, forzosamente tenía que hacer versos y admirar a Verdaguer. Si este gran poeta supo encontrar el alma de los Pirineos, Vidal supo desentrañar cómo eran sus formas y por qué eran así.

Pudo, el que estas líneas escribe, recoger de sus labios grandes enseñanzas. El y Mallada, los dos grandes artífices de la geología española, me indicaron los caminos que debía seguir en la enmarañada ciencia geológica. Víctima fuí de un accidente en esos campos de Lérida, y Vidal todas las tardes me visitaba y hacíame olvidar mis dolores con su charla, en la que ocupaban la mayor parte las disquisiciones geológicas. Mucho de ellas aprendí. Como los hombres que vuelan muy alto, su fondo estaba lleno de bondad.

Por sus relevantes y excepcionales cualidades los autores de este libro se honran dedicándoselo al insigne Ingeniero, Maestro de todos, pues a todos nos sigue enseñando con sus inmortales libros.

AGUSTÍN MARÍN

INTRODUCCION

El estudio de la geología de la provincia de Lérida puede decirse que fué iniciado hace poco más de un siglo por Verneuil y Keyserling (101) y por Leymerie (63), quienes efectuaron sendos cortes geológicos Norte Sur, siguiendo el camino trazado por los ríos Noguera y Segre entre las intrincadas y ásperas sierras del centro y norte de la provincia.

Pero el que puso los cimientos para el conocimiento geológico de ésta, como tal entidad político-regional, fué el Ingeniero de Minas D. L. M. Vidal, con sus trabajos sobre la provincia de Lérida y la formación garumnense en Cataluña, en los años 1875 y 1874, respectivamente.

Este ilustre geólogo, con una certera visión de los problemas estratigráficos, estableció una serie de cortes, que, si desde el punto de vista tectónico han sido mejorados según las modernas concepciones, constituyen jalones incommovibles para el conocimiento de los terrenos secundarios y terciarios.

La provincia de Lérida está constituida por tres grandes unidades independientes y de diferentes características. Al Norte, la zona axial pirenaica, integrada por el paleozoico y los batolitos graníticos, con las cotas más altas de la provincia, que llegan a alcanzar los 3.032 metros en el Comolo Formo, y 3.141 metros en el Pico de Estats, al Norte de Tor, en la frontera francesa.

Más al Sur se sitúa la zona media secundario-eocena, que constituye la vertiente Sur del Pirineo y zona de las sierras, hasta Balaguer, y en ella dominan las calizas y margas secundarias. Las cotas son algo más reducidas que en la zona axial, pero el

paisaje es más abrupto, dominando los desfiladeros y gargantas en los ríos, y las grandes cornisas en la cima de las sierras.

Finalmente, la zona meridional de la provincia, o zona del oligoceno, comprende el relleno terciario de la cuenca del Ebro, desde Oliana, Artesa y Balaguer hasta este río y el límite Sur de la provincia. Esta es la parte llana y más baja, en la que la erosión, muy uniforme, ha producido sólo colinas o serrezuelas con desniveles reducidos.

Las acusadas diferencias, de orden geográfico y geológico, que caracterizan a estas tres zonas, han sido causa de que se les haya dedicado muy distinta atención por los geólogos que han trabajado en la provincia.

La zona axial es la más escasa de medios de comunicación, pueblos y alojamientos; los desniveles son muy grandes y la cota media muy elevada, lo que hace que la nieve cubra sus pasos y montañas durante un período largo de tiempo, al que hay que añadir otro, también importante, de lluvias, con lo que se reduce notablemente la duración de la estación apta para trabajos de campo. Y, por último, las dificultades propias del estudio de los terrenos paleozoicos, como son: la tectónica complicada, escasez de fósiles, etc., etc., constituyen un conjunto de causas que hacen que el conocimiento de su geología esté aún lejos de ser satisfactorio.

El mapa de conjunto más moderno que tenemos del paleozoico se lo debemos a Dalloni, pero son también de interés los trabajos de Boissevain, Schmidt, Solé y Llopis, siendo de destacar el esfuerzo de estos dos últimos geólogos, puesto de manifiesto en varios trabajos, algunos aun en prensa, para vencer las dificultades que ofrece la zona y desentrañar los múltiples problemas planteados.

La zona media, con su movidísima tectónica de tipo y edad alpinos, plantea apasionantes y complicadas cuestiones, y ha sido a la que más atención se le ha prestado, tanto por los geólogos españoles como por los extranjeros. Fué objeto de múltiples estudios, tanto de carácter monográfico como general, entre los que merece especial mención el de Misch, por la extensión de la región que estudió y por el acierto con que fué realizado.

No obstante, la tectónica no ha revelado aún todos sus secretos, y existen algunas zonas, como las sierras de Pedraforca y Odén, de las que, a pesar de múltiples estudios realizados sobre ellas, no se ha obtenido aún un mapa de conjunto con el detalle

que fuera de desear. No obstante estas deficiencias, el secundario de la provincia está bastante estudiado, desde los puntos de vista estratigráfico y tectónico.

La parte meridional de la provincia, por la monotonía de su facies y los escasos accidentes geológicos que ofrece, ha despertado un interés más reducido, y los geólogos extranjeros se han ocupado de ella tan sólo de una manera accesoria.

A pesar de ello, el interés minero que por su riqueza potásica tiene la cuenca del Ebro, ha hecho que los geólogos españoles se hayan ocupado con detalle de la zona oligocena, yendo a la cabeza de estos estudios los señores Marín y Bataller.

Por las razones expuestas hemos podido reunir bastantes datos para la confección del mapa y cortes en la zona media e inferior, pero para la interpretación del paleozoico hemos tropezado con grandes dificultades, que nos hacen estar muy poco satisfechos del resultado alcanzado. Hemos podido introducir muy pocas modificaciones al mapa de Dalloni, de 1930, y en algunos casos, al intentarlas, ha surgido la perplejidad, por las diversas interpretaciones que distintos geólogos dan a puntos concretos de estratigrafía y tectónica.

Por los trabajos monográficos modernos existentes y por observaciones propias, tenemos la evidencia de que la tectónica de la zona axial pirenaica es mucho más complicada de lo que puede deducirse de la regularidad e «ingenuidad» de los distintos contactos de los terrenos paleozoicos en el mapa citado, no obstante lo cual conservamos sus datos, porque siempre son una orientación muy útil para los geólogos que intenten realizar el estudio detallado del paleozoico pirenaico.

La provincia de Lérida es, sin embargo, quizá la provincia española mejor conocida y más estudiada. Su posición clave, en los Pirineos, la ha hecho objeto de la atención de los más activos pirineístas de aquende y allende las fronteras, y su magnífica colección de problemas de la tectónica alpina ha ocasionado que Stille le destinase dos de sus más distinguidos colaboradores. Si los geólogos españoles, especialmente los de la brillante escuela catalana, que por tradición y por su privilegiada facilidad para desplazarse a ella, se dedicasen ahora a desentrañar los problemas de la zona paleozoica, como ya lo han iniciado magníficamente Solé y Llopis, pronto sería necesaria una revisión de nuestro mapa, y desaparecería el desequilibrio que cualquiera puede apreciar en éste, entre

las zonas paleozoica, muy pobre en su conjunto y aun más en sus detalles, y las mesozoica y terciaria. Al conocimiento de estas últimas hemos contribuido nosotros con datos originales, que se refieren, sobre todo, a las áreas oligocenas y a las zonas de sierras marginales y cadenas de plegamiento alpino.

En la memoria explicativa hemos procurado condensar lo más posible los datos por nosotros conocidos, a fin de dar una visión de conjunto de la geología de la provincia, huyendo de prodigar los datos locales, que pueden encontrarse en las publicaciones que se incluyen en la bibliografía.

Siguiendo este criterio, prescindimos de capítulos de geografía económica y física, pues son asuntos que no interesan a nuestro objeto o pueden deducirse del estudio del mapa.

No debe perderse de vista que nuestro objeto, al redactar este texto, es proveer de una explicación al mapa provincial a escala 1 : 200.000. No tiene ninguna finalidad polémica, y aunque presentamos datos originales, hemos preferido sumergirlos en el anónimo de los demás. Nos hemos inclinado, como es natural, a los criterios de aquellos autores con los cuales están, en general, de acuerdo los nuestros, y que en conjunto han enjuiciado los hechos geológicos con criterio más uniforme y universal.

Hemos procurado compartimentar lo más posible nuestra exposición, de modo que se divida en pequeñas unidades, explicadas e interpretadas autónomamente. Es de suponer que muchos de los consultantes no deseen estudiar toda la complejísima estructura de la provincia, sino informarse solamente de determinadas circunstancias locales. La ofrecemos, en la medida de lo posible, en pequeños cuadritos e imágenes independientes, cuya rápida sucesión constituye la movida película de la geología de Lérida, en la que cada imagen particular explica una escena o episodio. Para conseguirlo ha sido preciso repetir bastante las ideas; esperamos que si alguien lee el trabajo como un conjunto, sepa comprenderlo y dispensarlo.

Nos ha servido como base topográfica el mapa provincial del Instituto Geográfico y Catastral, edición de 1935, con curvas de nivel de 100 en 100 metros; pero ha sido preciso rehacer la parte gráfica, que por su presentación, demasiado gruesa en contornos y aparatosa en rótulos, resultaba muy poco apropiada para un mapa geológico.

II

ESTRATIGRAFIA

ROCAS INTRUSIVAS PALEOZOICAS

Granito.—Algunas de las cotas más elevadas de la provincia, corresponden al macizo granítico de La Maladeta, en donde el Comolo Formo alcanza más de 3.000 metros de altura. Este batolito, rodeado de otros satélites, y el de Lles-Aristot, digitación hacia el Sur del gran batolito de Andorra, constituyen los manchones intrusivos de la provincia.

El granito, de aspecto bastante uniforme en toda la zona, es de grano medio y está compuesto de los elementos normales. Al microscopio presenta, como elementos fundamentales, cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita u hornablenda; como elementos accesorios, apatito, circón, oligisto, etc., y, como secundarios, clorita, sericita y muscovita.

En el centro de los macizos, el granito suele ser porfiroide, con grandes cristales de ortosa con la macla de Carlsbad. En algunos puntos la biotita escasea, convirtiéndose en granito blanco (Valle de Llosa, junto a los filones aplíticos).

En la zona periférica de los batolitos existen microgranitos; la acción metamórfica hace que el granito se sobrecargue de mica y se multipliquen los enclaves. En estas zonas suelen presentarse granates, turmalinas, epidota, etc.

El granito sano es muy duro y se emplea para la confección de muelas y otros usos. Por la acción de los agentes atmosféricos, la roca se disgrega en bloques que se van redondeando posteriormente y quedan anegados en arena fina, producto de la alteración. En la zona de Aristot, por efecto de las presiones orogéni-

cas sufridas, presenta fisuras paralelas que le dan un aspecto estratiforme.

Respecto a la edad de estos granitos, Dalloni (40) sostiene que el macizo de la Maladeta corresponde al fin de los tiempos primarios, puesto que ha alterado los estratos westfalienses inmediatos, mientras que según Solé y Llopis (97), el granito de Lles-Aristot no ha ejercido acción metamórfica sobre estratos posteriores al devoniano.

Este hecho fué observado ya por Menguel y nosotros creemos, con Dalloni, que es difícil de admitir que este macizo y el de la Maladeta no sean contemporáneos. Parece más lógico suponer que el granito de la provincia corresponde a la fase asturiana, o tal vez a la saállica, y si en algún sitio aparecen estratos carboníferos sin alterar, en contacto con el granito, puede ser debido a trastornos posteriores.

Dioritas.—Suelen aparecer en las zonas periféricas de los batolitos, como elementos más básicos que el granito, debido a la asimilación de los materiales sedimentarios del contacto. Son de coloración gris, de tono más oscuro que el granito, y contienen fenocristales de hornablenda. Al microscopio se observa que están constituídas por plagioclasa, hornablenda y biotita; en menor proporción contienen también muscovita, ilmenita y productos ferruginosos. Como accesorios pueden contener apatito, circón y rutilo.

En un término interesante entre el granito y la diorita típica, se encuentra también, en zonas más internas de los batolitos, diorita cuarcífera, de color más claro y que pasa en tránsito insensible a granito normal.

Pegmatitas y aplitas.—Existen bastantes diques de estas rocas, de potencia que varía entre centímetros y pocos metros.

Las pegmatitas de tipo normal son frecuentemente turmalíferas, y las aplitas se agrupan en tres tipos: aplitas de cuarzo y ortosa; aplitas con estos elementos y albita, con algo de biotita; y aplita turmalínífera con cuarzo plagioclasa, biotita, rutilo y turmalina.

Lamprófiros.—Roggeven da esta denominación a un conjunto de rocas porfídicas básicas, de color grisáceo o verdoso, que atra-



Vista del lago Mayor; al fondo, el Tuc Ratera.

Fot. A. Marin

GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA



El lago Mayor desde el pie del Tuc Ratera; a la izquierda, el Tuc Solana; a la derecha, el pico Sendrosa.

Fot. A. Marin





Lagos Mayor, Cavidurnats, Llarg y Clot; a la izquierda, el pico Sendrosa.

Fot. A. Marin

GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA

El Tuc Meneja y un pequeño lago sobre el lago Mar.

Fot. A. Marin



viesan el macizo granítico y parte de las rocas sedimentarias inmediatas. Su alteración impide precisar el tipo a que pertenece. Están constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, ortosa, piroxeno y hornablenda, en una pasta generalmente compuesta de estos mismos elementos.

Su edad se estima posterior a la de las aplitas.

ESTRATO CRISTALINO

En la zona axial de la cordillera Pirenaica existen, en distintos lugares, formaciones metamórficas de edad difícil de precisar, que aureolan los macizos graníticos o aparecen en medio del siluriano inferior.

En la provincia de Lérida, según Dalloni, estos estratos constituyen, principalmente, una faja que se extiende de Oeste a Este, entre el macizo granítico de Marimanya, en la división de los valles de Arán y de los Nogueras, y la frontera, pero también aparecen aureolas metamórficas alrededor del granito de Les-Bosost y del macizo de Aristot.

Estas zonas están constituidas por gneis granitoide, de color grisáceo, en masas frecuentemente muy compactas, que dan lugar a un paisaje áspero. Sobre el gneis descansan micacitas y pizarras sericíticas, satinadas, a menudo con chialtolita, andalucita, granates, etcétera.

Frecuentemente los estratos están atravesados por filones de pegmatita, a veces turmalinífera.

Según Schmidt (93), los estratos más antiguos del Pirineo español pertenecen al ordoviciense y acaso alguno al cambriano, y no menciona las formaciones metamórficas.

Vidal (103), tampoco cita los gneis y micacitas, pero en cambio Dalloni (40), además de mencionar alguna aureola metamórfica, describe estos estratos en la parte Norte de la provincia como inferiores al ordoviciense, pero sin fijarles edad.

Solé y Llopis (97), describen las micacitas y pizarras maclíferas de la aureola del macizo de Aristot, de edad claramente siluriana o devoniana, por cuya razón no las separamos de sus respectivos sistemas.

SITUACIÓN

COMPOSICIÓN

EDAD

SILURIANO

Ordoviciense.—La metamorfización frecuente de los estratos y la escasez de los hallazgos paleontológicos dificultan la subdivisión de este terreno.

ORDOVICIENSE
INFERIOR

El ordoviciense inferior se encuentra en el anticlinal de la montaña de Orri, cerca de Pallarols, constituido por cuarcitas y pizarras con algunos niveles de caliza intercalados.

Los grandes espesores de pizarras de Seo de Urgel, corresponden al llandeilo; éste está constituido por pizarras negruzcas versicolores, que en la parte alta del tramo contienen algunas intercalaciones de cuarcitas.

ORDOVICIENSE
SUPERIOR

El ordoviciense superior es más rico en fósiles, lo cual ha permitido en algunos sitios distinguir los tramos caradociense y ashgilliense. Entra el primero con unos niveles de conglomerados bastos, constituidos por cantos rodados de areniscas, cuarcitas y cuarzo, de tamaños que llegan hasta el de una cabeza de hombre, unidos por un abundante cemento rojo. Estos conglomerados constituyen un nivel fácilmente reconocible a distancia y, por lo tanto, muy interesante como nivel guía. Aparecen en el puerto de la Bonaigua; al Sur de Seo de Urgel alcanzan su máximo espesor, así como el mayor tamaño de sus elementos, mientras que más hacia el Este se hacen más finos y llegan a desaparecer, no encontrándose ya más que los horizontes superiores.

Sobre los conglomerados descansan tobas y pizarras rojas y a continuación pizarras y grauwacas cuarcíticas fosilíferas; por encima de estos niveles se siguen pizarras calcáreas que Schmidt atribuye al ashgilliense y que contienen una fauna con *Orthis* y *Cistideos*.

Yacimientos fosilíferos de estos niveles se encuentran en la carretera del Segre, entre los kilómetros 135 y 137, en la ermita de San Pedro, cerca de C. Pau Ortola y en los alrededores de La Burna, Bar y Montellá. Esta carretera, entre sus kilómetros 134 y 138, ofrece un interesante corte del ordoviciense.

POTENCIA

En cuanto a la potencia de esta formación, poco se puede decir, pues su intenso plegamiento y las características poco acu-

sadas y variables de sus niveles, impiden una apreciación aproximada. Según Boissevain (25), al Este de Seo de Urgel, la potencia del ordoviciense visible es de 500 metros, en los que sólo están incluidos los niveles superiores a la pudinga del Caradoc.

Esta última, según Solé y Llopis (97), en el kilómetro 134,5 de la carretera del Segre, tiene una potencia que excede de los 200 metros y los niveles superiores suman unos 800 metros.

Paleontología. En la hoja de Bellver, los autores dan una lista muy completa de fósiles ordovicienses recogidos a lo largo de la carretera de La Seo a Puigcerdá, la cual reproducimos, añadiendo para completarla algunas citas de Sampelayo (91), de fósiles del Pirineo Catalán correspondientes a la provincia.

<i>Orthis acteoniae</i> , Sow.	<i>Strophomena expansa</i> , Sow.
— <i>alternata</i> , Sow.	<i>Retzia barrandei</i> , Dav.
— (<i>Dalmanella</i>) <i>testudinaria</i> , Dalm.	<i>Leptaena sericea</i> , Sow.
— <i>calligrama</i> , Dalm.	<i>Atrypa insolita</i> , Barr.
— <i>spiriferoides</i> , Mc. Coy.	<i>Porambonites intercedens</i> var. <i>filosa</i> , M'Coy.
— <i>inguis</i> , Sow.	<i>Monticulipora petropolitana</i> , Pand.
— cf. <i>menapiae</i> , Hicks.	<i>Ptilodictya</i> , sp.
— <i>noctilio</i> , Sh.	<i>Rafinesquina grandis</i> , Sow.
— <i>plicata</i> , Sow.	— <i>sardoa</i> , Vin.
— cf. <i>elegantula</i> , Dalm.	<i>Syringopora</i> , sp. (?)
— <i>flabellum</i> , Sow.	<i>Caryocistites</i> , sp.
— cf. <i>lewissi</i> , Dav.	<i>Echinosphaerites</i> , sp.
— <i>rhomboidalis</i> , Wilk.	<i>Dalmanites</i> , sp.
— <i>vespertilio</i> , Sow.	<i>Phacops</i> , sp.
<i>Plätystrophia biforata</i> , Schloth.	<i>Tentaculites anglicus</i> ? Salter.
— <i>lynx</i> , Eichw.	<i>Polytropis sardoa</i> , Vin.
<i>Orthisina verneuilli</i> , Eischw.	<i>Cornulites</i> aff. <i>serpularius</i> , Schloth.
<i>Stropheodonta euglypha</i> , Sow.	<i>Favosites</i> , sp.
— <i>deltoidea</i> , Conr.	

Silurians

Gothlandiense.—Este terreno está caracterizado principalmente por la presencia de ampelitas con *Graptolites* y calizas con *Orthoceras*.

Las pizarras, hacia la base, son bastas, de color negro verdoso, frecuentemente micáferas y con alternancia de delgados lechos cuarzosos. Entre éstas se intercalan bancos de cuarcitas de 5 a 20 metros de potencia, de color gris-verdoso, muy claras y relucientes o negruzcas y carbonosas.

COMPOSICIÓN

Por encima de esta serie se sigue otra de ampelitas negras con nódulos de piritita y abundantes *Graptolites*, de los que diversos autores (40 y 91) citan numerosos yacimientos.

Sobre las ampelitas y en tránsito que frecuentemente es brusco, descansan calizas azules, cristalinas, en bancos potentes, con fauna de *Orthoceras*, *Crinoides* y *Cardiola cornucopiae*, con algunos otros lamelibranchios. Con estas calizas suelen alternar algunos niveles de ampelitas negras. Esta fauna se ha estudiado, entre otros sitios, en Torres (kilómetro 138, carretera del Segre), sinclinal de Llavorsí-Tirvia, barranco de Sauri, Llesuy, Altón y Capdella.

Allá, donde las ampelitas asoman en disposición regular y con bastante extensión superficial, su menor resistencia a la erosión, al lado de las calizas y cuarcitas que las limitan, da lugar a depresiones en el terreno como la que en línea recta se extiende desde Os de Civis a Tirvia, saltando las colladas de Conflens y Mánega.

El límite entre las ampelitas y las calizas forma un nivel de fuentes, muy constante, por lo que en sus proximidades se han edificado muchos pueblos.

DIVISIÓN

La abundante fauna de graptolites encontrada, ha permitido determinar los cuatro pisos del gothlandiense, si bien sobre el mapa no es posible individualizarlos. Según Schmidt (93), la serie estratigráfica es la siguiente:

Ludlowiense.....	} Pizarras superiores con graptolites. Calizas con orthoceras.
Wenlockiense.....	
Tarannoniense.....	} Pizarras con graptolites.
Llandoveriense....	
	} Cuarcitas y pizarras con graptolites.

POTENCIA

La potencia de este terreno es muy variable, debido a las laminaciones sufridas, que reducen y llegan a hacer desaparecer el gothlandiense en algunos puntos. Boissevain le atribuye de 150 a 300 metros.

Paleontología.—A continuación damos la lista de fósiles de este terreno que da Sampelayo (91) entre el Pallaresa y el Segre, con algunas adiciones tomadas de Solé y Llopis (97).

<i>Climacograptus innotatus</i> , Nich.	<i>Monograptus sandersoni</i> , Lapw.
— <i>medius</i> , Törnq.	— <i>sedgwicki</i> , Portlock.
— <i>normalis</i> , Lapw.	— <i>spiralis</i> , Gein.
— <i>rectangularis</i> , M'Coy.	— <i>serra</i> , Hopk.
— <i>scalaris</i> , His.	— <i>tenuis</i> , Port.
— <i>tornquisti</i> , E. W.	— <i>triangulatus</i> , Harkn.
<i>Diplograptus acuminatus</i> , Nich.	— <i>triangulatus</i> var. <i>major</i> , Boiss.
<i>Gladiograptus perlatus</i> , Nich.	— <i>urceolus</i> , Richter.
<i>Glyptograptus serratus</i> , E. W.	— <i>vomerinus</i> , Nich.
— <i>sinuatus</i> , Nich.	— <i>vomerinus</i> var. <i>gracilis</i> , E. W.
— <i>tamariscus</i> , Nich.	— <i>wardelensis</i> , Nat. et W.
— <i>tamariscus</i> , var. <i>incertus</i> , E. W.	<i>Orthograptus bellulus</i> , Törnq.
<i>Mesograptus magnus</i> , Lapw.	— <i>mutabilis</i> , E. W.
— <i>modestus</i> , Lapw.	— <i>vesiculosus</i> , Nich.
<i>Monograptus argutus</i> , Lapw.	<i>Petalograptus palmeus</i> , Barr.
— <i>barrendei</i> , Lapw.	— <i>palmeus</i> var. <i>latus</i> , Barr.
— <i>basilicus</i> , Lapw.	— <i>palmeus</i> , var. <i>ovatoelongatus</i> , Kurck.
— <i>becki</i> , Barr.	<i>Rastrites approximatus</i> var. <i>geinitzi</i> , Törnq.
— <i>capillaceus</i> , Tulb.	— <i>fugax</i> , Barr.
— <i>cf. concinnus</i> , Lapw.	— <i>hybridus</i> , Lapw.
— <i>clingani</i> , Carr.	— <i>linnei</i> , Barr.
— <i>communis</i> , Lapw.	— <i>longispinus</i> , Pern.
— <i>convolutus</i> , His.	— <i>peregrinus</i> , Barr.
— <i>crenularis</i> , Lapw.	<i>Scyphocrinus elegans</i> , Zerk.
— <i>crenulatus</i> , Törnq.	<i>Ambocoelia praecox</i> , Kozl.
— <i>cyphus</i> , Lapw.	<i>Atrypa hircina</i> , Barr.
— <i>decipiens</i> , Törnq.	— <i>ovata</i> , Sow.
— <i>dextrorsus</i> , Törnq.	— <i>sapho</i> , Barr.
— <i>dubius</i> , Suess.	<i>Leptaena rhomboidalis</i> , Wilk.
— <i>fimbriatus</i> , Nich.	— <i>transversalis</i> , Dolman.
— <i>flexilis</i> , Elles.	<i>Orthis canaliculata</i> , Lindstr.
— <i>gemmatus</i> , Barr.	— <i>canaliculata</i> , Lindstr. var. <i>minima</i> , Vid.
— <i>gregarius</i> , Lapw.	— <i>elegantula</i> , Dalm.
— <i>griestonensis</i> , Nich.	<i>Pentamerus optatus</i> , Barr.
— <i>incommodus</i> , Törnq.	<i>Rhynchonella daphne</i> , Barr.
— <i>jaculum</i> , Lapw.	— <i>megaera</i> , Barr.
— <i>leptothea</i> , Lapw.	— <i>nympha</i> , Barr.
— <i>limatulus</i> , Törnq., var. <i>Cygneus</i> .	<i>Spirifer sulcatus</i> , His.
— <i>lobiferus</i> , M'Coy.	<i>Orthoceras</i> cf. <i>amoenum</i> , Barr.
— <i>marr</i> , Pern.	— <i>bohemicum</i> , Barr.
— <i>nudus</i> , Lapw.	— <i>dorulites</i> , Barr.
— <i>prionon</i> , Bronn.	— <i>fontani</i> , Barr.
— <i>proteus</i> , Barr.	— <i>originale</i> , Barr.
— <i>regularis</i> , Törnq.	
— <i>riatzhainiensis</i> , Eis.	

<i>Orthoceras pleurotomum</i> , Barr.	<i>Panenka humilis</i> , Barr.
— <i>pyrenaicum</i> , Leym.	— <i>bergeroni</i> , Vid.
— <i>regularis</i> , Schloth.	<i>Paracardium bertrandi</i> , Vid.
— <i>severum</i> , Barr.	<i>Pterinea reticulata</i> , His.
— <i>styloideum</i> , Barr.	<i>Slava bohemia</i> , Barr.
— <i>subannulare</i> , Munst.	<i>Vlastra bohemia</i> , Barr.
<i>Antipleura bohémica</i> , Barr.	— <i>cf. modesta</i> , Barr.
<i>Avicula glabra</i> , Munst.	— <i>cf. pulchra</i> , Barr.
— <i>impatiens</i> , Barr.	<i>Capulus cf. robustus</i> , Barr.
<i>Aviculopecten cybele</i> , Barr.	<i>Hyolites nicklesi</i> , Vid.
<i>Cardiola bohémica</i> , Barr.	<i>Murchisonia cingulata</i> , M'Coy.
— <i>bressoni</i> , Vid.	<i>Phasia? orelongo</i> , Leym.
— <i>fibrosa</i> , Sow.	<i>Platyceras anguis</i> , Barr.
— <i>gibbosa</i> , Barr.	— <i>elegans</i> , Barr.
— <i>interrupta</i> , Sow. = <i>C. cornucopiae</i> , Goldf.	— <i>cf. minus</i> , Barr.
— <i>migrans</i> , Barr.	— <i>zeilleri</i> , Vid.
<i>Dalila resecta</i> , Barr.	<i>Tantaculites tenuis</i> , Sow.
<i>Dualina comitans</i> , Barr.	<i>Arethusina konincki</i> , Barr.
— <i>cf. excisa</i> , Barr.	<i>Bolbozoe bohémica</i> , Barr.
— <i>secunda</i> , Barr.	<i>Ceratocephala minuta</i> , Barr.
<i>Isocardia cf. novella</i> , Barr.	<i>Dalmanites longicaudatus</i> , Much.
— <i>cf. procerula</i> , Barr.	<i>Encrinurus rialpensis</i> v. Gaertner.
<i>Lunulicardium evolvens</i> , Barr.	<i>Phacopidella grimburgi</i> , Frech.
<i>Maminka comata</i> , Barr.	<i>Phacops secundus minor</i> v. Gaertner.

FAUNAS
INÉDITAS

Aparte de estos yacimientos, estudiados por distintos autores y recopilados por Sampelayo en su importante trabajo, vamos a dar noticia de unas interesantes faunas inéditas, de diferentes lugares, existentes en la colección del Museo del Instituto Geológico y Minero de España.

FAUNELA DE SAN SEBASTIÁ:

<i>Scyphocrinus elegans</i> , Zenker.	<i>Panenka lugens</i> , Barr.
<i>Mutilus parens</i> , Barr.	— <i>normalis</i> , Barr.
<i>Cypricardinia lacerata</i> , Barr.	— <i>obtemperans</i> , Barr.
<i>Dualina conica</i> , Barr.	— <i>rustica</i> , Barr.
<i>Paracardium delicatum</i> , Barr.	— <i>sub-aequalis</i> , Barr.
<i>Lunulicardium evolvens</i> , Barr.	<i>Orthoceras ambigena</i> , Barr.
<i>Panenka barbara</i> , Barr.	— <i>bohemicum</i> , Barr.
— <i>concurrentis</i> , Barr.	— <i>currens</i> , Barr.
— <i>gracilis</i> , Barr.	— <i>decipiens</i> , Barr.
— <i>indolens</i> , Barr.	— <i>timidum</i> , Barr.
— <i>ingrata</i> , Barr.	— <i>severum</i> , Barr.
— <i>lepida</i> var. <i>festinans</i> , Barr.	— <i>subannulare</i> , Munts.
— <i>longior</i> , Barr.	

ESPECIES DE BUSEU

<i>Avicula carens</i> , Barr.	<i>Panenka sub-aequalis</i> , Barr.
<i>Astarte primula</i> , Barr.	<i>Orthoceras ambigena</i> , Barr.
<i>Dualina robusta</i> , Barr.	— <i>bohemicum</i> , Barr.
<i>Panenka elegans</i> , Barr.	— <i>oblitum</i> , Barr.

ESPECIES DE GERRI DE LA SAL

<i>Dualina cf. rebellis</i> , Barr.	<i>Orthoceras timidum</i> , Barr.
<i>Orthoceras currens</i> , Barr.	

ESPECIES DE CASTRELLS

<i>Orthoceras aff. nobile</i> , Barr.	<i>Orthoceras praeses</i> , Barr.
— <i>originale</i> , Barr.	

Además de estos fósiles, procedentes todos ellos de la zona de Los Nogueras, de sitios relativamente próximos al Este del Noguera Pallaresa, obran en nuestro poder, gentilmente cedidos por el Ingeniero Sr. Sotomayor, unos ejemplares procedentes de la aldea de Gramenet, del término municipal de Monrós, que hemos clasificado y atribuimos a las especies *Orthoceras steiningeri*, Barr., y *O. timidum*, Barr.


DEVONIANO

Inferior.—Los estratos del devoniano inferior son difícilmente separables de los gothlandienses por su semejanza, especialmente en la zona oriental, en donde están constituidos por calcoesquistos con *Graptolites* y pizarras abigarradas con bancos de calizas dolomíticas, muy frecuentes a medida que nos desplazamos hacia el Sur. En el kilómetro 139 de la carretera del Segre, cita Schmidt, en estos niveles, una faunela de *Crinoides* (cálices y tallos) y *Phacops*.

En la región occidental, el devoniano inferior, que aparece en las zonas de Compte-Feixa, Coma de Monrós, sinclinal Tirvia-Llavorsi, sinclinal de Esterrí y zona Sur de Viella, es francamente pizarroso y en algunos puntos ofrece faunas de braquiópodos, con algunos *Dalmanites* y *Crinoides* (Llarvent, carretera de la Central del Negre).

Medio.—El devoniano medio es de aspecto muy semejante al inferior en toda la provincia, pues está constituido por pizarras abigarradas, calcoesquistos y calizas grises con *Orthoceras* y *Crinoides*, pero las faunas son muy escasas, por lo cual resulta muy difícil de individualizar.

Superior.—El devoniano superior es esencialmente calizo y más fácil de reconocer. Empieza por una potente serie de calizas grises (calizas de *Manticoceras*), muy pobres en fósiles, que cerca de Valltarga han dado una fauna de políperos. Sobre estos niveles descansan las calizas griotas típicas, rojas, muy extendidas a lo largo del Segre (calizas de *Cheiloceras*). Son calizas frecuentemente muy compactas, amigdaloides, en las que cada nódulo puede contener un *Ammonites*; en algunas los nódulos son totalmente rojos, pero en otras son verdes en la periferia y rojos en el núcleo, mientras que la parte central, donde está el fósil, está rellena de calcita y destaca en blanco.

En Feixa, sobre las calizas del nivel de *Manticoceras*, descansan en discordancia unos conglomerados del nivel de *Cheiloceras*.

La formación termina con unas calizas compactas, azuladas o rosadas, con *Ammonites* (calizas de *Clymenias*). En el congreso del Pallaresa y en Feixa, estas calizas suministran abundantes *Clymenias*. Aquí se encuentran también, con las calizas, algunos conglomerados.

La potencia de esta formación es, también, muy variable y oscila entre 100 y 400 metros.

Paleontología. Reunimos a continuación las listas de fósiles devonianos de Solé y Llopis (97) y Dalloni (40), relativos a la provincia.

Favosites polymorpha, Gold.
— — var. *ramosa*.
— *goldfussi*, Edw. H.
Stromatopora concentrica, Gold.
Cyathophyllum, sp.
Cyathocrinus pinnatus?, Gold.
Thylacocrinus vanniosti, Dehl.
Atrypa reticularis, Linn.
Productella productoides, Vern.
Orthis canaliculata, Lind.

Orthis cf. *beaumonti*.
Chonetes aff. *minima*, Sow.
Cyrtina heteroclita, DeFr.
Leptaena tenuissima, Barr.
Stropheodonta sedgwicki, A. V.
— *murchisoni*, Vern.
Schuchertella hypparionyx, Schnur.
Uncinulus cf. *pila*, Schnur.
Spirifer cf. *arduennensis*, Schnur.
— *verneuilli*, Murch.

Spirifer inflatus, Schnur.
Spirigera philomela, Barr.
Athyris undata, DeFr.
Rhynchonella cuboides, Murch.
— *princeps*, Barr.
Pentamerus, sp.
Merista plebeia, Sow.
Streptorhynchus devonicus, d'Orb.
Seminula, sp.
Lingula, sp.
Avicula, sp.
Cardiola costulata, Munst.
Buchiola retrostriata, Keys.
Panenka cf. *inaequalis*, Barr.
Bellerophon aff. *lineatus*, Gold.
Capulus, sp.
Tentaculites geinitzi, Richt.

Orthoceras, sp.
Anarcestes subnautilus, d'Arch.
— *lateseptatus*, Beyr.
— *plebeia*, Barr.
Gephyroceras retrorsum, v. Buch.
Phragmoceras subventricosum, Vern. y d'Arch.
Cheiloceras verneuilli, Matr.
— *sacculus*, Sdbg.
— *amblylobum*, Sdbg.
— *subpartitum*, Matr.
Phacops occitanus, Trom. Grass.
— cf. *fecundus*, Barr.
— cf. *munieri*, Berg.
Phacopidella misera, Barr.
Bronteus meridionalis?, Trom. Grass.

CARBONIFERO

Inferior.—Este terreno ocupa una extensión superficial menor que los anteriores; descansa en concordancia sobre las calizas y pizarras devonianas, a cuyos niveles sigue en tránsito a veces insensible, por lo que resulta difícil determinar su límite inferior.

Está constituido, principalmente, por pizarras micáceas negras, grauwacas, abundantes conglomerados constituidos por cantos de cuarzo, cuarcitas, y pizarras y liditas con nódulos de fosforita; y en la parte oriental de la provincia algunas intercalaciones de calizas.

Frecuentemente se pasa de unos niveles a otros en tránsito lateral, lo que hace imposible dar una estratigrafía de detalle, que no sería cierta más que localmente.

Los fósiles son muy escasos; se encuentran accidentalmente tallos de *Crinoides*, impresiones de *Dyctiodora* y dudosos de *Archeocalamites*. Según Falcó y Madariaga (90), al Este de Seo de Urgel, el carbonífero adquiere facies marina dinantiense, y las calizas se convierten en lumaquelas con fauna variada.

Se le atribuye al culm una potencia de 250 metros en esta región.

COMPOSICIÓN

Medio y superior.—Se presenta en isleos aislados, westfalienses o estefanienses y su referencia o sincronización es siempre difícil. Comprende, principalmente, dos manchones productivos: los de Pla de San Tirs y Malpás.

El primero de ellos, al Sur de Seo de Urgel, está compuesto, según Falcó y Madariaga (90), por: 100 metros de pudingas de base y areniscas bastas; 50 metros de arenisca micácea y pizarras carbonosas con capas de hulla; pizarras grises o rojizas, con flora estefaniense; areniscas y arcillas rojas o verdes; análogas a las del permiano (estas últimas, según Boissevain, son ya permianas).

Dalloni y Schmidt citan, también de los mismos niveles, una abundante flora estefaniense.

El otro manchón de carbonífero productivo forma una faja, que se extiende desde Aguiró hasta Erill-Castell y presenta una estratigrafía bastante diferente de un extremo al otro.

Según Dalloni, en Aguiró se compone de abajo a arriba de pudingas, coronadas por areniscas grises y, después, pizarras con alguna flora del westfaliense medio; pizarras arcillosas; pizarras y areniscas pizarreñas silíceas, con flora del westfaliense superior; pizarras finas, con la flora estefaniense de Erill-Castell.

A. Sampelayo (92) da al Norte de Malpás una serie carbonífera, que difiere bastante y está compuesta, en sentido ascendente, por: pizarras estériles, duras y bastante silíceas; alternancias de pizarras o hiladas de caliza tableada y negruzca; y en la parte alta, areniscas y pudingas de poca potencia, aquéllas con abundantes *Sigillarias*; tramo productivo de pizarras carbonosas, alternando con otras estériles estrechas; tramo de pizarras, techo de la serie anterior, con una capa de carbón limpio; pudinga de hasta 80 metros de potencia, y pequeños tramos de pizarras y areniscas que faltan en muchos sitios.

El autor se inclina a considerar estos niveles como westfalienses, correspondiendo, entonces, la pudinga a la base del estefaniense, si bien la flora encontrada no ofrece ningún argumento categórico.

Falcó y Madariaga dan una serie muy semejante, con una flora que atribuyen al estefaniense.

Por los datos expuestos, parece que este isleo carbonífero reúne excepcionalmente los pisos westfaliense y estefaniense y sería de gran interés el estudio detallado de su estratigrafía, porque

PLA DE
SAN TIRSERILL-
CASTELL

podría arrojar mucha luz sobre los problemas del carbonífero productivo.

La potencia de estas series oscila entre 200 y 450 metros.

Paleontología.—Según Dalloni (40), las especies fósiles determinadas en la provincia son:

FLORA

<i>Calamites cisti</i> , Brong.	<i>Pecopteris hemitelioides</i> , Brong.
<i>Lepidodendron dichotomum</i> , Sternb.	<i>Alethopteris grandini</i> , Brong.
<i>Annularia longifolia</i> , Brong.	— <i>valida</i> , Boul.
— <i>stellata</i> , Schlot.	— <i>serli</i> , Brong.
— <i>sphenophylloides</i> , Zenk.	<i>Neuropteris heterophylla</i> , Brong.
<i>Sphenophyllum tenuifolium</i> , Font y W.	— <i>tenuifolia</i> , Schl.
<i>Pecopteris polymorfa</i> , Brong.	— <i>schenchzeri</i> , Hoffm.
— <i>unita</i> , Brong.	<i>Odontopteris reichi</i> , Outb.
— <i>lamurensis</i> , Heer.	<i>Sphenopteris</i> aff. <i>neuropteroides</i> , Boul.
— <i>arborescens</i> , Brong.	— <i>matheti</i> , Zeil.
— <i>ortopteridea</i> , Schloth.	— <i>obtusiloba</i> , Brong.
— <i>ciatea</i> , Brong.	<i>Linopteris germari</i> , Gieb.
— <i>armasi</i> ?, Zeil.	— <i>sub-brogniarti</i> , Cr. E.
— <i>cf. crenulata</i> , Brong.	— <i>neuropteroides</i> , Gotb.
— <i>plumosa</i> , Artis.	— <i>obliqua</i> , Bamb.
— <i>pluckeneti</i> , Schl.	<i>Callipteridium</i> aff. <i>pteridium</i> , Schl.
— <i>launayi</i> , Zeil.	<i>Mixoneura ovata</i> , Hoffm.
— <i>truncata</i> , Zeil.	<i>Brukmannia tuberculata</i> , Sternb.
— <i>feminaeformis</i> , Schloth.	<i>Cordaites</i> cf. <i>palmaeformis</i> , Goepf.
— <i>lepidorachis</i> , Brong.	<i>Dorycordaites affinis</i> , Gv. E.

FAUNA

Goniatites striatus, Sow.

PORFIRITAS

En la provincia de Lérida se encuentran dos potentes mantos eruptivos de expansión, al parecer interestratificados, uno en la zona Erill-Castell-Aguiró, limitando por el Norte el manchón de carbonífero productivo y otro al pie de la Sierra del Cadí, separando los estratos del estefaniense y del permotriás. Se trata de

SITUACIÓN

una porfirita de color gris claro, muy dura, que en la zona de Erill-Castell se descompone por la acción meteórica en bolos redondeados de color claro.

Además de estos mantos continuos existen numerosos filones del mismo tipo, que atraviesan en distintos puntos el paleozoico.

El manto del Cadí es muy interesante, porque en varios puntos, como el arroyo de Bastida de Ortons, puede observarse perfectamente la posición interestratificada de las porfiritas, entre las capas superiores del estefaniense y las inferiores del permotriás.

También se encuentran bancos de brechas y tobas porfíricas, de color gris, que descansan sobre las pizarras estefanienses, y hacia la parte alta alternan con las areniscas rojas de la base del permiano, pasándose de una formación a la otra insensiblemente.

EDAD Esta disposición demuestra que la edad de los mantos porfíricos es posterior al carbonífero y anterior al permiano, y esta misma edad atribuye Sampelayo (92) al manto de Erill-Castell, si bien allí las porfiritas aparecen en la base del carbonífero, tal vez en el eje de un anticlinal roto.

COMPOSICIÓN Boissevain (25) ha estudiado con detalle el manto del Cadí, poniendo de manifiesto que la acidez de la roca disminuye hacia el Oeste y estableciendo varios tipos de rocas: porfiritas no cuarzosas y cuarzosas silicificadas, tobas compactas, de cristales, aglomeradas y brechas. Remitimos a la obra citada para el detalle de la composición de estas rocas.

PERMIANO Y TRIASICO

COMPOSICIÓN **Permo-triás.**—Casi todos los geólogos que han escrito sobre el Pirineo, engloban bajo la denominación de permo-triás, una potente serie de estratos, predominantemente detríticos, que comprenden el permiano y el bunt de facies germánica.

En la zona del Segre la serie comienza con una alternancia de pizarras rojas y tobas de porfirita, procedentes estas últimas del manto eruptivo porfírico de que nos ocupamos antes.

Sobre estos estratos, o directamente sobre el paleozoico, descansan pizarras, conglomerados y areniscas rojas o, a veces, verdes, con alguna hilada de caliza arenosa con estratificación cruzada.

Hacia la parte media de esta serie suelen intercalarse unos bancos de pudinga basta, de cantos de granito, porfirita, lidita y distintas rocas paleozoicas, bastante gruesos.

Esta formación, en su conjunto, presenta un color rojo tostado, muy característico, y descansa casi siempre discordante sobre el paleozoico. Su potencia máxima, en los sitios en que la serie aflora en todo su espesor, llega hasta 1.000 metros entre el Pallaresa y el Flamisell, decreciendo a ambos lados hasta unos 600 metros.

Se ha podido comprobar que esta facies roja comprende el permiano y el buntersandstein, gracias a algunos hallazgos de restos fósiles, que desde luego son muy escasos en esta formación. Dalloni encontró en las pizarras oscuras de la base, en Gerri, una flora típica del permiano inferior, y Schmidt aumentó la lista de fósiles con otro hallazgo de flora de la misma edad, en el Pallaresa, frente a Arcalis. La existencia del bunt la evidenció Dalloni al encontrar, en las areniscas más altas de Guils, el *Equisetites arenaeus*, Brong., que le caracteriza.

En vista de ello, algunos autores han tratado de deslindar ambos terrenos, situando su límite en los conglomerados bastos que aparecen a la mitad de la serie, los cuales ponen de manifiesto el recrudescimiento de la actividad orogénica. También se ha señalado una discordancia en las orillas del Segre, al aparecer aquellos conglomerados, pero la poca regularidad de éstos, la identidad de facies y la dificultad de apreciar alguna posible discordancia, hace que todos los autores agrupen las dos formaciones en una sola.

Paleontología.—La siguiente lista de vegetales fósiles recogidos al Sur de Gerri y en Arcalis, del permiano inferior, reúne los materiales de Dalloni y Schmidt.

<i>Linopteris germari.</i>	<i>Callipteris</i> sp. (<i>lyratifolia?</i> <i>diabolica?</i>)
<i>Walchia piniformis</i> , Schl.	— <i>cf. curreti</i> , Zeil.
— <i>filiciformis</i> , Schl.	<i>Pecopteris</i> aff. <i>cyathea</i> , Schl.
<i>Ullmannia frumentaria</i> , Schl.	<i>Callipteridium</i> aff. <i>rochei</i> , Zeil.
<i>Poacordaites</i> , sp.	<i>Odontopteris dufrenoyi</i> , Brong.
<i>Calamites</i> , sp.	— <i>duponti</i> , Zeil.
<i>Annularia stellata</i> , Schl.	— <i>minor</i> , Zeil.
— <i>sphenophylloides</i> , Zenk.	— <i>rossica</i> , Zal.
<i>Sphenophyllum thoni</i> , Mahr.	<i>Sphenopteris moureti</i> , Zeil.
<i>Callipteris nicklesi</i> , Zeil.	— <i>casteli</i> , Zeil.
— <i>conferta</i> , Sternb.	<i>Taeniopteris multinervis</i> , Weis.

Neuropteris planchardi, Zeil. *Cordaites palmaeformis*, Goepp.
— cf. *raimondi*, Zeil.

GENERALI-
DADES

Muschelkalk—El triás medio y superior aparece en las proximidades del macizo paleozoico, siempre en relación estratigráfica con el permo-triás, y si bien está afectado por muchos trastornos es posible muchas veces establecer su estratigrafía.

En cambio, al Sur de esta faja, hasta el terciario de la cuenca del Ebro, el permo-triás no vuelve a presentarse, y el muschelkalk aparece, en disposición caótica con el keuper, en manchas aisladas, frecuentemente pequeñas, que jalonan los bordes de los accidentes tectónicos, para los que las margas y yesos de este último han servido de elementos lubricantes en los deslizamientos sufridos por los distintos terrenos.

En los isleos, el muschelkalk asoma frecuentemente muy trastornado y en retazos empastados en medio de la masa de margas, sobre la que emergen por su mayor dureza, formando picachos ásperos.

COMPOSICIÓN

El muschelkalk es esencialmente calizo y está constituido por calizas parduscas arenosas y azuladas, en bancos gruesos; calizas claras vermiculadas en azul y calizas de fucoides; calizas gris claro o amarillas, en hojas delgadas, que en algunas ocasiones presentan restos de fauna gregaria (Villanueva de la Sal, Cubells, Sierra Montroig, La Guardia), frecuentemente mal conservada; calizas y calcoesquistos negros y fétidos; calizas dolomíticas oscuras y duras, calizas brechoides y carniolas.

Todas estas variedades aparecen en disposición confusa, tanto por efecto tectónico como por la falta de constancia en los niveles litológicos.

Las calizas foliáceas y amarillentas tienen en algunos sitios, especialmente al Sur del Montsech, fauna gregaria, mal conservada, de los siguientes grupos:

<i>Natica.</i>	<i>Myophoria.</i>
<i>Chemnitzia.</i>	<i>Mentzelia mentzeli</i> , Dunk.
<i>Nucula.</i>	<i>Lingula tenussina</i> , Brouw.

Keuper.—Este piso es el que aparece con más frecuencia y en asomos a veces pequeños, aunque siempre fácilmente reconocibles por sus acusadas características.



Lagos de Clot y de Manyera (al fondo derecha).

Fot. A. Marin

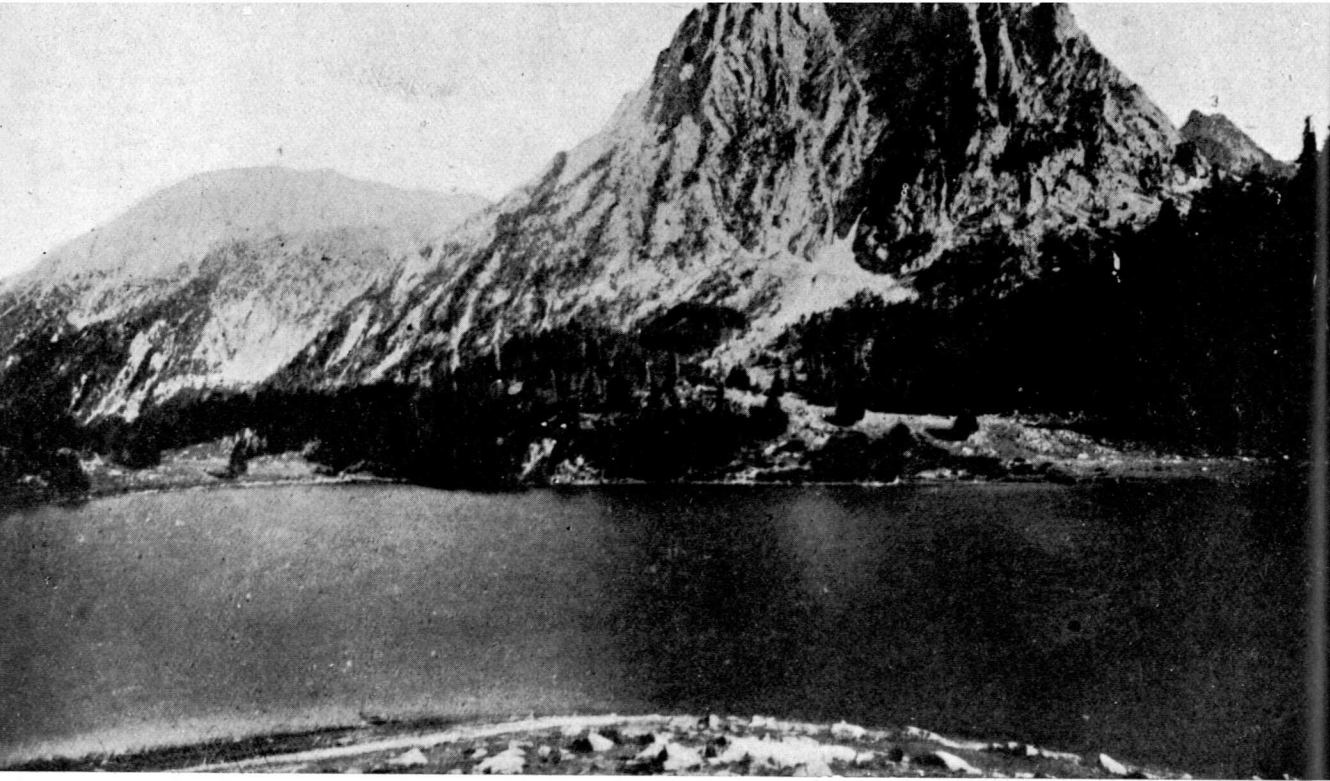
GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA



Vista del lago Ribereta desde Pic de la Llosa.

Fot. A. Marin





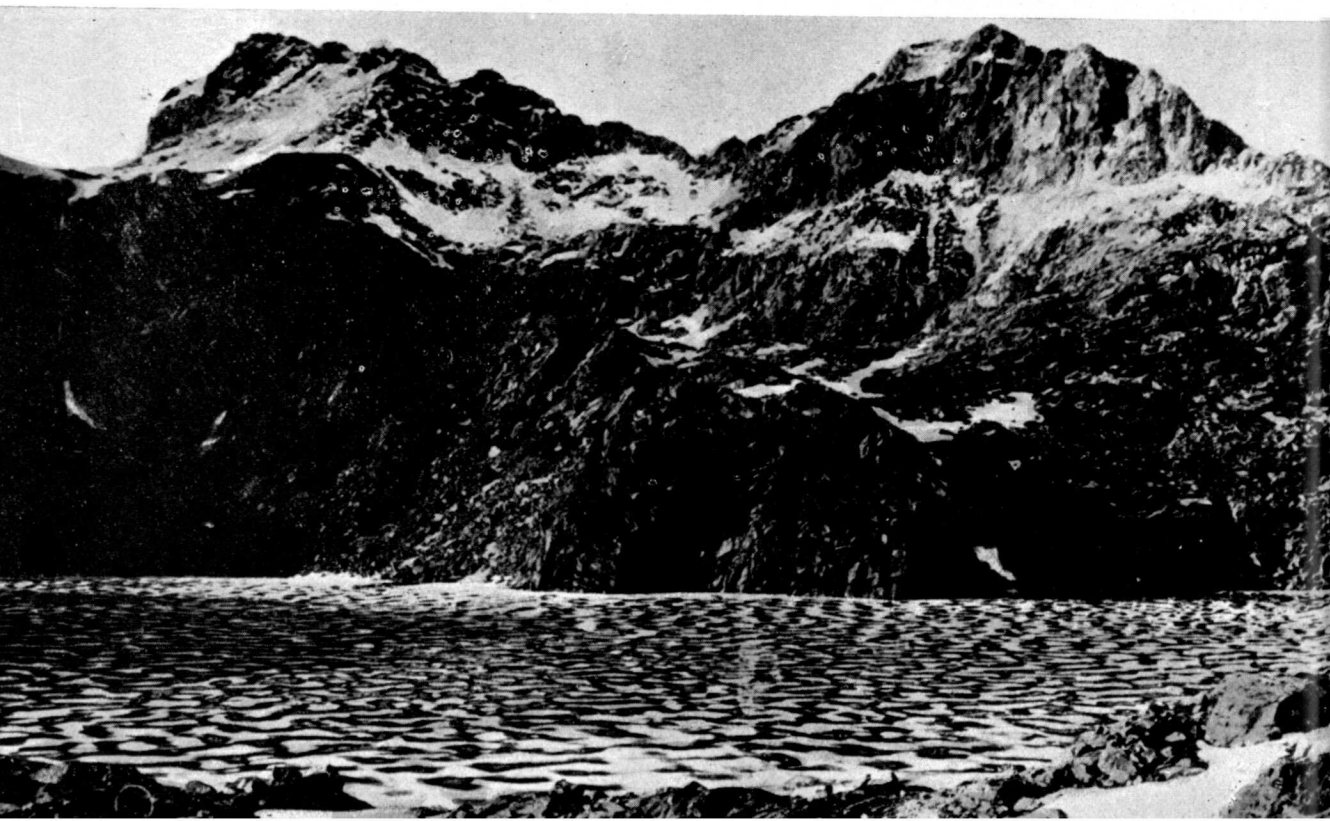
Els Encantats y lago de San Maurici.

Fot. L. M. Vidal

GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA

Lago Mar.

Fot. L. M. Vidal



Está constituido dominantemente por margas de color rojo intenso, con intercalaciones frecuentes de color verde, y otras veces carbonosas. Entre ellas se pueden encontrar niveles de calizas en lajas delgadas, y hacia la parte alta carniolas.

Las margas rojas van acompañadas, casi constantemente, de yesos blancos o de colores variados, que en distintos sitios se explotan para usos locales.

También son cortejo frecuente de las margas los jacintos de compostela (Cambrils, Pedrá y Coma, Montardit, Sorribas, etc.) y los manantiales salinos que, muy cargados de cloruro sódico, son objeto de beneficio en varias salinas (Cambrils, Villanueva de la Sal, Gerri de la Sal).

En la zona llanada de las sierras, es imposible determinar la potencia de estos dos pisos por sus infinitos trastornos y no aparecer la base de la formación. En la larga faja al Sur del paleozoico, es más factible esta apreciación. La potencia es bastante variable, debido, en parte, a efectos tectónicos, disminuyendo hacia el Este y llegando a desaparecer cerca del límite de la provincia.

Ofitas.—Las margas del keuper están atravesadas por una infinidad de asomos eruptivos de ofitas, algunos de ellos de bastante extensión superficial.

Se trata de diabasas de textura ofítica y color que oscila del verde oscuro al negro, tan conocidas en el keuper de la Península, por lo que no nos detenemos en su estudio.

Son frecuentes en ellas los productos de alteración: amianto (La Guardia), epidota (Pont de Suert, Senterada y Gerri) y aerinita, el más curioso de todos, con su color azul celeste.

En nuestras excursiones por la provincia hemos encontrado un yacimiento de este mineral, bastante abundante, que, a nuestro juicio, no ha sido citado hasta ahora.

Se encuentra a un kilómetro al NE. de Villanueva de la Sal, sobre el camino de herradura que va desde el pueblo al túnel del ferrocarril en construcción. Este camino está al Sur de la carretera construída para la ejecución de estas obras, y corta el gran asomo de ofitas en el que hemos encontrado, a lo largo del camino, la aerinita en diversos puntos.

COMPOSICIÓN

POTENCIA

AERINITA

LIASICO Y JURASICO

GENERALI-
DADES

Las formaciones liásicas se presentan en la provincia de Lérida con bastante uniformidad en lo que se refiere a su constitución geológica y espesores. Este hecho haría esperar la existencia de una serie jurásica muy completa y, sin embargo, no es así, puesto que mientras que el retiene, liás y dogger se presentan en muchos afloramientos, falta casi por completo el malm en la provincia; e incluso el liásico y dogger faltan en las series estratigráficas de la Sierra del Cadí y de la Sierra de Oden (*). En ambas, sobre el keuper, se apoya directamente el cretáceo superior.

En el resto de las series, es decir, en las del Montsech, de Turp-Aubens, Pedraforca, etc., así como en las pequeñas sierras marginales situadas en el contacto con el oligoceno de la depresión del Ebro, el jurásico, compuesto de retiene, liás y dogger es, como hemos dicho, bastante uniforme.

Retiene.—Las margas verdosas del keuper más alto soportan, en general, las capas retienses. Mientras que al NE. su desarrollo es netamente marino, hacia el SO. (zonas de sierras marginales y Montsech) es algo salobre, como denotan, según Misch, la presencia de bancadas de yeso blanco que en Camarasa llegan a medir incluso 200 metros de espesor. Entonces representan casi toda la serie rética, pero, en general, constituyen solamente una intercalación que separa dos tramos de parecida constitución, en que alternan las calizas tableadas compactas, de colores grises, rojizos o amarillentos, con bancos de calizas oscuras que, sobre todo hacia la base, son dolomíticas, brechoides, cavernoso-celulares y oscuras, muchas veces fétidas. Según las zonas predomina el conjunto superior o el inferior. Viene a medir cada uno de ellos unos 60 metros.

(*) Aunque Vidal y Dalloni citan la presencia del liás en la falda Norte del Cadí, no lo documentan con datos paleontológicos. Posteriormente, se ha negado siempre su existencia allí, y no la cita Boissevain en su detallado estudio de dicha Sierra.

Hacia el Norte, faltan las intercalaciones de tipo salino yesoso, así es que en el Montsech, las margas verdes del keuper superior soportan una serie análoga a la calizo-dolomítica recién descrita, pero sin yesos, y donde hay calizas litográficas extraordinariamente finas. Pasa el retiene gradualmente a calizas compactas del liás medio, y los primeros fósiles bien caracterizados pertenecen ya, según Dalloni, al pliensaquiense.

Las mismas características viene a presentar el retiene en las zonas más al Norte, como, por ejemplo, en la serie de Aubens-Turp y de Prada-San Juan. La serie calizo-dolomítica de tipo carniolas, abarca el conjunto retiene-sinemuriense, pero es extraordinariamente estéril. Sólo Astre (5) y Ashauer (3) citan en la zona del Llobregat raros hallazgos de *Avicula contorta*.

Liásico.—Las calizas magnesianas grises oscuras, de tonos a veces amarillentos, que suelen representar el tramo de las carniolas, pasan gradualmente a capas francamente liásicas, constituidas, primero, por calizas con *Belemnites* y *Terebratulas*, de colores rojizos grisáceos o gris amarillentos, arenosas y bastas, que soportan margas pizarreñas oscuras, y arcillas grises bien estratificadas con abundancia de *Grypheas* (sobre todo la *cymbium*), por lo que se suelen designar como margas de *Grypheas*, y contienen, además, *Pentacrinus*, *Rhynchonellas* (entre ellas la *cynocephala*) y *Spiriferinas*.

Tanto un nivel como otro son muy fosilíferos, y más adelante damos extractos de las copiosas listas de Dalloni a las que hemos agregado, además, datos de otros autores y datos propios. Abundan, como hemos dicho, *Ammonites*, *Belemnites*, *Rhynchonellas*, *Terebratulas*, *Spiriferinas*, *Grypheas*, *Pentacrinus*, etcétera.

El conjunto jurásico tiene un espesor reducido, ya que el retiene, en general, no pasa de los 60-100 metros y el liásico no rebasa los 40-60.

Es bastante variada la fauna recogida en este terreno, en la que abundan, especialmente, braquiópodos y cefalópodos. A continuación damos una lista representativa, con datos de Vidal, Dalloni y nuestros.

- Pentacrinus basaltiformis*, Mill.
 — *punctiferus*, Quenst.
 — *jurensis*, Quenst.
Rhabdocidaris impar, Dum.
Serpula socialis, Gold.
 — *quincecostata*, Munst.
 — *tricarinata*, Gold.
 — *segmentata*, Dum.
Terebratula punctata, Sow.
 — *decipiens*, Desl.
 — *davidsoni*, Haime.
 — *sub-punctata*, Dav.
 — *edwardsii*, Dav.
 — *jauberti*, Desl.
 — *vari*, Roll.
 — *radstockensis*, Dav.
 — *sub-ovoides*, Roem.
 — *ovoides*, Sow.
Zeilleria quadrifida, Lmk.
 — *lycetti*, Dav.
 — *numismalis*, Lmk.
 — *sub-numismalis*, Dav.
Aulacothyris resupinata, Sow.
Rhynchonella meridionalis, Desl.
 — *triplicata*, Phill.
 — *fronto*, Roll.
 — *angulata*, Sow.
 — *fallax*, Desl.
 — *ruthenensis*, Rein.
 — *curviceps*, Quenst.
 — *cf. capitulata*, Tate.
 — *quadriplicata*, Ziet.
 — *cynocephala*, Rich.
 — *bouchardi*, Dav.
 — *vasconcellosi*, Hoff.
 — *subconicina*, Dou.
 — *amalthei*, Quenst.
Spiriferina alpina, Opp.
 — *alpina*, Opp. v. *falloti*, Corr.
 — *tumida*, v. Buch. var. *haue-
 ri*, Suess.
 — *rostrata*, Ziet.
 — *villosa*, Quenst.
 — *oxiptera*, Buvign.
Modiola thiollierei, Dum.
Arca cf. concina, Phill.
 — *inaequivalvis*, Gold.
- Pleuromya jauberti*, Dum.
 — *aquistriata*, Ag.
Pholadomya ambigua, Sow.
 — *fidicula*, Sow.
Pseudopecten aequivalvis, Sow.
 — *priscus*, Schlot.
 — *dieulafaiti*, Jaub.
 — *acuticostatus*, Lmk.
 — *julianus*, Dum.
 — *pumilus*, Lmk.
Neitheia lacazei, Haime.
Chlamys dewalquei, Opp.
 — *textorius*, Schlot.
Semipecten velatus, Gold.
 — *tuberculosis*, Gold.
Harpax parkinsoni, Bronn.
 — *pectinoides*, Lmk.
Lima juliana, Dum.
 — *punctata*, Sow.
 — *toarcensis*, Desl.
Ostrea sportella, Dum.
Gryphaea cymbium, Lmk.
 — *sub-lobata*, Desh.
 — *beaumonti*, Bayle.
Plicatula catinus, Desl.
Natica cf. pelops, Dum.
Pleurotomaria, sp.
Arietites raricostatus, Ziet.
 — *bucklandi*, Sow.
Dumortiera radians, Rein.
Harpoceras falciferum, Sow.
 — *opalinum*, Rein.
Microceras capricornu, Schlot.
Haugia variabilis, d'Orb.
Lillia erbaensis, Hauer.
 — *bayani*, Dum.
 — *comensis*, v. Buch.
Grammoceras fallaciosum, Bayle.
 — *toarcense*, d'Orb.
 — *distans*, v. Buch.
 — *normanianum*, d'Orb.
 — *striatulum*, Sow.
 — *celebratum*, Ful.
Hammatoceras insigne, Schübl.
Pleydellia aalense, Ziet.
Dactylioceras comune, Sow.
Hildoceras bifrons, Brug.

- Hildoceras levisoni*, Simps.
 — *serpentinum*, Reim.
 — *saemanni*, Dum.
Deroceras davoei, Sow.
Seguenziceras boscense, Reyn.
 — *capellini*, Fuc.
Coeloceras cf. indunense, Menegh.
- Coeloceras crassum*, Young y Bird.
Tropidoteras maugenesti, d'Orb.
 — *stahli*, Opp.
Belemnites canaliculatus, Sow.
 — *compresus*, Stahl.
 — *umbilicatus*, Blainv.
 — *tripartitus*, Schlot.

Dogger.—El dogger está representado por dolomías y calizas dolomíticas negras y bituminosas, propias de cuencas incomunicadas con mar abierto, dispuestas en bancos de estratificación muy poco marcada, y como máximo mide unos 60-100 metros. Un punto donde su observación es fácil, y donde alcanzan gran desarrollo, es en Camarasa, de donde Marín cita un *Pecten*.

Malm.— Señalaremos finalmente que en el Montsech existen, sobre las dolomías, calizas litográficas muy finas, del tipo de las de Solenhoffen y, como aquéllas, cuajadas de bellísimos fósiles, que clasificó Vidal, entre los que abundan reptiles y vegetales, atribuidos primero al kimeridgiense y, posteriormente, al portlandés. Su espesor es de unos 100 metros. Pero insistimos en resaltar que, excepto en este caso, no se señala la presencia del malm, y muchas veces falta también el dogger.

El hecho de que sobre el lías se presenten con frecuencia yacimientos de bauxitas, parecería indicar una emersión y exposición de las capas a la meteorización. En ese caso, la desaparición de parte o de toda la serie jurásica superior, podrá atribuirse no sólo a falta de sedimentación, sino también a erosión.

Vidal da la siguiente lista de fósiles, recogidos en las calizas litográficas de Santa María de Meyá:

- | | |
|----------------------------------------|-----------------------------------------|
| | REPTILES |
| <i>Meyasaurus faurae</i> , Vid. | <i>Ichthyosaurus</i> (coprolito). |
| <i>Alligatorium depereti</i> , Vid. | |
| | ANFIBIOS |
| <i>Paleobatrachus gaudryi</i> , Vid. | |
| | PECES |
| <i>Undina leridae</i> , Sauv. | <i>Lepidotus ilergetis</i> , Sauv. |
| — <i>penicillata</i> , Münst. | <i>Propterus vidali</i> , Sauv. |
| <i>Lepidotus aff. itieri</i> , Thioll. | <i>Microdon aff. egertoni</i> , Thioll. |

BAUXITAS

<i>Caturus tarraconensis</i> , Sauv.	<i>Aethalion vidali</i> , Sauv.
<i>Megalurus woodwardi</i> , Sauv.	— <i>gigas</i> , Sauv.
— <i>sauvagei</i> , Vid.	<i>Vidalia catalaunica</i> , Vid.
<i>Aspidorhyncus</i> ?	<i>Hybodius woodwardi</i> , Vid.
<i>Leptolepis voithi</i> , Agas.	

INSECTOS

<i>Paleontina vidali</i> , F. Meun.	<i>Paleoschina vidali</i> , F. Meun.
<i>Ephialtites jurassicus</i> , F. Meun.	<i>Artitocoblatta colominasi</i> , F. Meun.
<i>Libellula</i> ?	<i>Coleoptero</i> ?

VEGETALES

<i>Pseudoasterophyllites vidali</i> , Zeil.	<i>Pitophyllum flexile</i> , Zeil.
<i>Sphenopteris</i> cf. <i>microclada</i> , Sap.	<i>Pecopteris</i> ?
<i>Zamites</i> cf. <i>acerosus</i> , Sap.	<i>Phyllothea</i> ?
<i>Pagiophyllum cerinicum</i> , Sap.	<i>Yuccites</i> cf. <i>burgundiacus</i> , Sap.
<i>Cordaicladus</i> ?	

CRETACEO

Generalidades

DIVERSIDAD

Los extensos afloramientos cretáceos de la provincia de Lérida, muestran una variedad y complejidad desconcertantes. Al hablar del jurásico, ya indicamos que existían diversas unidades estratigráficas caracterizadas por series distintas; así, por ejemplo, en la Sierra de Odén falta el liásico, representado, sin embargo, muy cerca, en la Sierra del Turp.

LAS «SERIES»

Esta diversidad estratigráfica es mucho más acentuada para el cretáceo, sobre todo para el inferior, y ha dado lugar a controversias, centradas en la discusión de dos famosas series: la del Cadí y la de Pedraforca, que toman sus nombres de las sierras donde han sido estudiadas y donde alcanzan mayor y más claro desarrollo. La de Pedraforca se sitúa inmediatamente al Sur de la del Cadí, y es mucho más completa.

Por ahora, y para fijar los términos del problema, no nos proponemos sino mostrar con un ejemplo esta diversidad de composición; la exposición más detallada de estas series la haremos más adelante. En la Sierra del Cadí, descansan directamente sobre el

keuper las calizas con *Hippurites* del senonense. Faltan, por consiguiente, todo el liásico y jurásico, el cretáceo inferior y parte del cretáceo superior. La serie aparece coronada por las calizas eocenas de *Alveolinas*.

En la serie de Pedraforca se encuentran presentes, sobre el keuper, no sólo el liásico y jurásico, sino el cretáceo inferior, caracterizado sobre todo por calizas, pero también por margas y algún otro elemento del cretáceo superior, más bajo que el senonense. Y además este último, el garumnense y el eoceno, representado por calizas de *Alveolinas*.

La serie de Pedraforca es, por consiguiente, muy completa, y desde luego lo es mucho más que la del Cadí. Ambas son discontinuas y están en contacto a lo largo de un importantísimo accidente tectónico de compresión.

No son éstas las únicas unidades estratigráficas, sino que, además, las Sierras de Odén, de Turp-Aubens, los Montsechs, etcétera, presentan sus respectivas series distintas entre sí, y más o menos diferentes de las que acabamos de citar.

Aunque muchas son discontinuas y están en contacto entre ellas a lo largo de accidentes tectónicos, otras pasan lateralmente, desarrollándose el cambio de una forma gradual en zonas más o menos violentamente plegadas, pero no discontinuas. Para que se vea la importancia que tiene la apreciación de estas diferencias, vamos a reseñar brevemente la controversia originada por ellas (*).

El meollo de la discusión entablada con respecto a esa diversidad estratigráfica reside en los siguientes puntos:

Astre estableció (en 1922) que entre el Segre y el Ter existen, en el secundario, dos unidades tectónicas diferentes. Una de ellas, la Sierra del Cadí, constituye, según él, la cobertura estratigráfica normal de la zona axial y es, por consiguiente, autóctona. La serie de Pedraforca, por el contrario, provendría del Sur y habría sido arrastrada hacia el Norte, según defendieron, más tarde, Jacob, Fallot, Ciry y el mismo Astre (55), 1926.

Después de los estudios más modernos, sobre todo de los de Misch, Ashauer, Solé y Llopis, y de los realizados por nosotros

(*) Más adelante se detalla la teoría de Jacob, Astre, Fallot y Ciry.

mismos con gran detalle en extensas zonas, no cabe lugar a duda, que ambas series o, por mejor decir, todas ellas, son autóctonas, continuas en su origen, procedentes de un mismo surco por una compleja orogénesis y cuyas diferentes composiciones se explican por su diferente posición original, más central o más marginal en la depresión, así como por la historia epirogénica de su desarrollo. Es evidente que el espacio original ha sido ampliamente acortado y, como consecuencia, se hallan en contacto elementos que se depositaron relativamente distantes y cuya diferente composición se explica de este modo. No obstante, el fenómeno no parece haber sido tan acentuado como se podría deducir a la vista de las diferencias. Hay que pensar, sopesadas todas las circunstancias, que los cambios laterales de características y espesores, en la depresión, tenían lugar rápida y marcadamente.

UNIFORMIDAD

Para facilitar la descripción de las distintas series, vamos a presentar primero toda la gama estratigráfica completa del cretáceo, que correspondería a una síntesis de todos sus tramos, cualquiera que sea la serie a que pertenezca. Lo más parecido a esta síntesis, se obtendría apilando sobre el cretáceo inferior de la serie de Prada-San Juan, cenomanense inclusive, la serie de Aubens-Turp, hasta el garumnense inclusive. También el Montsech presenta una serie muy completa, aunque quizá no tan característica, del cretáceo. Esta generalización se hace posible por la existencia de un hecho curioso y muy importante. La diferencia entre las series se refiere sólo a la falta de una cantidad variable de elementos. Pero los que son comunes entre ellas presentan una gran uniformidad de caracteres petrográficos y paleontológicos. Algo mayores son las variaciones en espesores, pero no exageradas, y están de acuerdo con lo que cabía esperar, en relación con su primitiva posición en el sinclinal.

DOLOMIAS
URGO-
APTENSES

Cretáceo inferior.—La serie jurásica se corona, según la generalidad de los investigadores de esta región, por calizas dolomíticas de confusa estratificación que, por un lado, comienzan en las capas del liásico superior y, por el otro, terminan en calizas aptenses, sin que pueda determinarse ninguno de estos dos contactos. En general, se atribuyen al dogger.

Son calizas grises amarillentas, o de tonos rojizos, de feo aspecto y colores oscuros; la estratificación está bastamente marcada

en gruesos bancos, o mejor, en potentes masas; a veces son muy arenosas, y siempre más o menos fétidas; localmente muy fétidas e impregnadas de hidrocarburos. Su espesor puede llegar a los 400 metros, aunque en general es menor. Son estériles.

Pero como estas calizas son concordantes con las muy bien estratificadas y fosilíferas del aptense, y junto a ellas hemos encontrado *Orbitolinas*, no vemos ninguna razón para incluirlas en el dogger mejor que en el cretáceo inferior. En realidad nosotros las hemos incluido casi siempre, en su totalidad, en esta última formación.

Hacia su parte superior, su estratificación se hace más fina y clara, y van constituyendo calizas grises, bien y regularmente estratificadas, dispuestas en bancos que se reúnen en grandes masas. Sus bancos superiores contienen *Toucasias*, *Requienias* y *Orbitolinas*, de modo que no hay lugar a duda sobre su edad aptense. El conjunto de ambas calizas, las basales de basta estratificación y las superiores fina y regularmente apiladas, se puede designar, y así lo hemos hecho nosotros, como urgo-aptense.

Sobre estas calizas pueden desarrollarse todavía grandes espesores margosos o calizo-margosos, del cretáceo inferior y de edad aptense-albense. Astre (7), que estudió esta serie en la Sierra de Santa Fe, la divide en tres zonas, de calizas margosas basales, zona margosa intermedia y margas superiores de edad albense. Su espesor completo puede rebasar ampliamente los 1.000 metros.

Los fósiles que se pueden recoger en estos niveles son los siguientes:

<i>Orbitolina conoidea-discoidea</i> , A. Gras.	<i>Hemiaster minimus</i> , Desor.
<i>Orbitolina lenticularis</i> , Blum.	<i>Pliotoxaster collegnoi</i> , Sism.
— <i>conica</i> , d'Arch.	<i>Serpula filiformis</i> , Sow.
— <i>mamillata</i> , d'Arch.	<i>Terebratula sella</i> , Sow.
— <i>mamillata</i> , d'Arch, var.	— <i>chloris</i> , Coq.
— <i>subaperta</i> , Astre.	— <i>dutemplei</i> , d'Orb.
— <i>concava</i> , Lmk.	— <i>longella</i> , Leym.
— <i>subconcava</i> , Leym.	— <i>biplicata</i> , Defr.
<i>Synastraea utrillensis</i> , Coq.	<i>Zeilleria pseudojurensis</i> , Leym.
<i>Cidarid pyrenaica</i> , Cott.	— <i>tamarindus</i> , Sow.
<i>Salenia prestensis</i> , Desor.	<i>Rhynchonella aturica</i> , Leym.
<i>Goniopygus delphinensis</i> , A. Gras.	— <i>sulcata</i> , Dav.
<i>Heteraster oblongus</i> , Brong.	— <i>contorta</i> , d'Orb.
	— <i>pecten</i> , d'Orb.

CALIZAS
APTENSESMARGAS
APTENSES-
ALBENSES

<i>Rhynchonella gibbsiana</i> , Dav.	<i>Alectryonia carinata</i> , Lmk.
— <i>lata</i> , d'Orb.	— <i>macroptera</i> , Sow.
<i>Terebratella crassicosta</i> , Leym.	<i>Exogira aquila</i> , Brong.
<i>Corbis corrugata</i> , Sow.	— <i>latissima</i> , Lmk.
<i>Lucina</i> aff. <i>sanctae-crucis</i> .	<i>Pseudotoucasia santanderensis</i> , Douv.
<i>Cyprina expansa</i> , Coq.	— <i>catalaunica</i> , Astre.
<i>Trigonia scrabacula</i> , Lycett.	<i>Polyconites verneuilli</i> , Bayle.
<i>Trigonia</i> cf. <i>caudata</i> , Agas.	— <i>verneuilli</i> , Bayle, var.
<i>Pholadomya</i> cf. <i>valanginiensis</i> , Pict y Camp.	— <i>compresa</i> , Astre.
<i>Panopea plicata</i> , Sow.	<i>Corsania douvillei</i> , Vid.
<i>Arca dilatata</i> , Coq.	<i>Nerita corsana</i> , Vid.
— <i>carinata</i> , Sow.	<i>Vycaria lujani</i> , Vern., var. <i>ribagorzana</i> , Vid.
— aff. <i>matheroniana</i> , d'Orb.	<i>Nerinea dupini</i> , d'Orb.
<i>Neithea atava</i> , d'Orb.	<i>Parahoplites furcatus</i> , Sow.
— <i>morrisi</i> , Pict y Ren.	— <i>deshayesi</i> , Leym.
<i>Pecten (Chlamys) robinaldinus</i> , d'Orb.	— <i>dufrenoyi</i> , d'Orb.
— — <i>daubrei</i> , Coq.	<i>Puzosia matheroniana</i> , d'Orb.
<i>Lima cottaldina</i> , d'Orb.	<i>Mortoniceras inflatum</i> , Sow.
— <i>rogeriana</i> , d'Orb.	<i>Acanthoceras mantelli</i> , Sow.
<i>Plicatula radiola</i> , Lmk.	<i>Belemnites aptiensis</i> , Kil.
— <i>placunea</i> , Lmk.	— <i>semicanaliculatus</i> , Blainv.

Cretáceo superior.—Aunque raramente, a veces está presente el cenomanense, como finas calizas-margosas, que no rebasan los 100 metros.

El conjunto turonense-santoniense suele estar constituido por alternancias de bancos calizos y margosos, fosilíferos, y en conjunto con carácter más bien margoso, que puede medir hasta 350 y 400 metros. El coniaciense ha sido determinado en el Montsech.

El campaniense es un tramo muy característico, por su dureza y compacidad, así como por no faltar nunca en los afloramientos cretáceos. Suele constituir las crestas de las sierras. Está compuesto por calizas grises o rojizas claras, con perfecta y regular estratificación, dispuestas en bancos gruesos y finos, bastante fosilíferos. Contienen *Hippurites* y *Sphaerulites*. Su espesor llega con frecuencia a los 400-500 metros.

El maestrichtiense es, a veces, muy potente. Se puede dividir en dos tramos, de los cuales el inferior es margoso y potente, y muy fosilífero.

Puede llegar a los 700 metros de espesor, pero a veces falta casi por entero. El superior, que sólo excepcionalmente llega

a los 300 metros, es más arenoso y, a veces, como ocurre siempre en su parte superior, está constituido por bancos de areniscas, que Misch designó en Aragón como «areniscas de Arén» y, desde entonces, se vienen designando con este nombre. Es un nivel bastante persistente (*).

Finalmente, suele coronar la serie cretácea el garumnense. Esta facies continental, con características y espesores muy variables, pero que puede rebasar los 1.000 metros (como en Coll de Nargó), suele estar constituida por margas abigarradas y pizarrillas rojoverdosas y violáceas. Cuando es potente suele tener, además, calizas lacustres, oscuras y fétidas, en bancos regulares y bien estratificados, o blancas, sacaroideas y muy compactas.

Antes de estudiar las distintas series, lo que haremos con brevedad, conviene insistir en que sus diferencias residen en que representan más o menos fragmentariamente la serie cretácea. Varios de los tramos que acabamos de describir, sobre todo los inferiores, faltan en muchas de las series, mientras que todas ellas comprenden los tramos altos, sobre todo del campaniense hasta el garumnense. Pero en cambio, la composición petrográfica es muy uniforme. Cuando se presentan, donde quiera que lo hagan, lo hacen con características petrográficas y paleontológicas muy parecidas.

Los fósiles recogidos en el cretáceo superior, senonense y garumnense, son abundantísimos, variados y con gran cantidad de especies nuevas muy interesantes.

A continuación, damos unas listas de fósiles que, forzosamente, han de resultar largas, tomadas, principalmente, de Vidal, Dalloni, Bataller y datos propios.

Para mayor facilidad damos por separado las listas características de cada uno de los pisos.

CONIACIENSE

<i>Rhynchonella petrocoriensis</i> , Coq.	<i>Hippurites montsecanus</i> , Vid.
<i>Hippurites praemoulini</i> , Douv.	— <i>moulini</i> , d'H. Firm.
— <i>resectus</i> Defr., var. <i>incisa</i> , Douv.	— <i>praetoucasii</i> , Touc.

(*) Es interesante hacer notar que con frecuencia este tramo presenta horizontes, de color amarillento, cuajados de microforaminíferos. Son visibles, como atentamente nos comunica don Agustín Marín, inmediatamente al Sur de Terradets, en el corte del Montsech por el Noguera.

CENOMANENSE

TURONENSE-SANTONIENSE

CAMPANIENSE

MAESTRICHTIENSE

GARUMNENSE

Hippurites socialis, Douv.
Praeradiolites ponsi, d'Arch.

SANTONIENSE

Fronicularia gaultina, Reuss.
Idalina antiqua, d'Orb.
Vidalina hispanica, Schlumb.
Lacazina elongata, Mun-Chalm.
— *compressa*, Schlumb.
Meandropsina vidali, Schlumb.
Dictyopsella chalmasi, Schlumb.
— *killiani*, Mun-Chalm.
Nonionina cretacea, Schlumb.
Xylospongia tarraconensis, Her.
Meandrastraea millaresi, Bat.
Cyclolites ellipticus, Lmk.
— *polimorpha*, Gold.
Ceratötrochus minimus, From.
Columnastraea striata, E. H.
Synastraea splendida, From.
Thamnastraea media, E. H.
Dendrophyllia darderi, Bat.
Trochosmia osensis, Vid.
Diploctenium falloti, Bat.
— *subcirculare*, Mich.
Placosmia bofilli, Vid.
— *vidali*, Mall.
Phyllosmia marini, Bat.
— *catalaunica*, Bat.
Flabelliosmia santasusanai, Bat.
Chaetetes montsecanus, Bat.
Dorocidarid faurai, Lamb.
Porosoma faurai, Lamb.
Micropsis leridensis, Cott.
Rachiosoma rubiesensis, Lamb.
Phymosoma montsechense, Lamb.
— *regulare*, Agas.
Codiopsis douvillei, Vid.
Botriopygus dallonii, Lamb.
Holaster hermitei, Vid.
Hemiaster faurai, Lamb.
— *regulusi*, d'Orb.
Micraster carentonensis, Lamb.
Cardiaster integer, Agas.
Rhynchonella difformis, d'Orb.
Terebratula arnaudi, Coq., var. *striata*, Vid.

Praeradiolites pailletei, d'Orb.
Radiolites sauvagesi, d'H. Firm.

Terebratula nanclasi, Coq.
Crassatella modregoi, Bat.
Chama gasoli, Vid.
Monopleura minuta, Vid.
— *montsecana*, Vid.
Hippurites praecursor, Douv.
— *maestrei*, Vid.
— *microstylus*, Douv.
— *praesulcatissimus*, Touc.
— *giganteus*, d'H. Firm.
— *galloprovincialis*, Math.
— *caniculatus*, Roll.
— *sublaevis*, Math.
— *beaussetensis*, Touc.
— *turgidus*, Roll.
Agria laciniata, Vid.
— *osensis*, Vid.
Biradiolites ibericus, Vid.
Praeradiolites coquandi, Bayle.
— *caderensis*, Touc.
— *sinatus*, d'Orb.
Gervillia montsecana, Vid.
Perna montsecana, Vid.
Lima semisulcata, Desh.
— *catalaunica*, Vid.
— *marticensis*, Roem.
— *santonensis*, d'Orb.
— *marticensis*, Roem.
— *semisulcata*, Desh.
Spondylus spinosus, Desh.
Exogira plicifera, Coq.
Vulsella montsecana, Vid.
Mytilus guerangeri, d'Orb.
— *verneuilli*, Prado.
Modiola cf. capitata, Zitt.
Lithodomus cf. alpinus, Zitt.
Pleurotomaria santonensis, d'Orb.
Delphinula guerini, Bat.
Turritella michaleti, Cossm.
Globiconcha montsecana, Vid.

CAMPANIENSE

Monolepidorbis sanctae-oelagiae,
Astre.
Cidaris rennensis, Lamb.
Conulus haugi, Lamb.
Spatagoides nicklesi, Vid.
Micraster corcolumbarium, Des.
— *aturicus*, Heb.
Isomicraster dallonii, Lamb.
Orthopsis miliaris, d'Arch.
Rhynchonella difformis, d'Orb.
Astarte cf. subcretacea, Rep.

Hippurites heberti, Mun-Chal, var. *vidali*, Math.
Hippurites archiaci, Mun-Chal.
— *vidali*, Math.
— *sulcatus*, DeFr.
— *verneuilli*, Bayle.
Inoceramus regularis, d'Orb.
Pecten catalaunicus, Vid.
Exogira spinosa, Math.
Cancrixanto pyrenaicus, Van Strael.

MAESTRICHTIENSE

Archeolithothamnium batalleri, Lem.
Lithophyllum striatum, Lem.
— *catalaunicum*, Lem.
Lepidorbitoides socialis, Leym.
Lepidorbitoides socialis, Leym, raza *minor*, Schlumb.
Siderolites vidali, Douv.
Heliastrea vidali, Douv.
Rhabdophyllia vidali, Mall.
Anisoria linarii, Bat.
Leptophyllia almerai, Bat.
Meandraraea sampelayoi, Bat.
Enallohelium malladai, Bat.
— *vidali*, Mall.
Polytremacis bofilli, Bat.
Phymosoma hexaporum, Lamb.
Micraster larteti, Mun-Chalm.
— *coranguinum*, Agas.
Hemiaster nucleus, Desor.
Fauraster priscus, Lamb.
Offaster dallonii, Lamb.
Rhynchonella eudesi, Coq.
— *diformis*, d'Orb.
Terebratulina echinulata, d'Orb.
Terebratella divaricata, Leym.
Chama tartareui, Vid.
Apricardia sicoris, Astre.
Gyropleura tartareui, Vid.
Mitrocprina vidali, Douv.
Hippurites serratus, Douv.
— *radiosus*, Des-Moul.
— *lapeirousei*, Gold.

Biradiolites collensis, Astre.
— *osensis*, Vid.
Praeradiolites pulchelus, Vid.
Radiolites alsinanus, Astre.
— *jovis*, Astre.
— *similivalvis*, Astre.
Pecten catalaunicus, Vid.
Neithea quadricostata, Gein.
— *striato-costata*, Gold.
Exogira spinosa, Math.
— *pirenaica*, Leym.
Alectryonia larva, Lmk.
Pycnodonta vesicularis, Lamk.
Liotia sensuyi, Vid.
Trochus maestrichtiensis, Vid.
— *sensuyi*, Vid.
Margarita montsecana, Vid.
Clanculus ilerdensis, Vid.
Ataphrus cossmanni, Vid.
Neritopsis ilerdensis, Vid.
Desmiera rugosa, Hoen.
Semisolarium vidali, Cossm.
Hipponix sensuyi, Vid.
Trajanella doncieuxi, Vid.
Dejanira astrei, Bat.
Nerinea fournieri, Vid.
Pyrazus choffati, Vid.
Cerithium navasi, Vid.
Campanite carezi, Vid.
— *cossmanni*, Vid.
Bithium sensuyi, Vid.
Aporrhais ilerdensis, Vid.

GARUMNENSE

- | | |
|-------------------------------------------|-------------------------------------------------------|
| <i>Chara Malladae</i> , (Vid.), Bat. | <i>Exogira garumnica</i> , Coq. |
| <i>Fascispira coloni</i> , Silv. | <i>Trochus convallii</i> , Vid. |
| <i>Heterocoenia garumnica</i> , Vid. | <i>Nerita malladae</i> , Vid. |
| <i>Calamophyllia marini</i> , Bat. | <i>Natica placida</i> , Vid. |
| — <i>vidali</i> , Mall. | — <i>rudis</i> , Vid. |
| <i>Valloria egozcuei</i> , Vid. | <i>Melanopsis crasatina</i> , Vid. |
| <i>Anisoria vidali</i> , Mall. | — <i>serchensis</i> , Vid. |
| <i>Leptophyllia astrei</i> , Bat. | — <i>vacua</i> , Vid. |
| — <i>vidali</i> , Bat. | — <i>avellana</i> , Sandb. |
| <i>Synastraea garumnica</i> , Vid. | — <i>avellana</i> , Sandb, var. <i>spirata</i> , Vid. |
| <i>Trochosmilia guerini</i> , Bat. | <i>Dejanira matheroniana</i> , Vid. |
| — <i>manduleyi</i> , Bat. | <i>Lyrgulifera dives</i> , Vid. |
| — <i>marini</i> , Bat. | — <i>heptagona</i> , Vid. |
| <i>Columnastraeya leymeriei</i> , Vid. | — <i>ilerdensis</i> , Vid. |
| <i>Stylophora garumnica</i> , Vid. | — <i>posae</i> , Vid. |
| <i>Hippurites castroi</i> , Vid. | — <i>saginata</i> , Vid. |
| <i>Agria moroi</i> , Vid. | — <i>stillans</i> , Vid. |
| <i>Praeradiolites boucheroni</i> , Bayle. | <i>Hantkenia armata</i> , Math. |
| — <i>leymeriei</i> , Bayle. | <i>Pyrazus stillans</i> , Leym. |
| <i>Sphaerulites toucasi</i> , d'Orb. | <i>Cerithium isonae</i> , Vid. |
| — <i>posae</i> , Vid. | — <i>guzmani</i> , Vid. |
| <i>Cyrena eximia</i> , Vid. | — <i>armonicum</i> , Vid. |
| — <i>laletana</i> , Vid. | <i>Acteonella agricolai</i> , Vid. |
| — <i>parthenia</i> , Vid. | — <i>baylei</i> , Leym. |
| <i>Cardium duclouxi</i> , Vid. | <i>Pupa isonae</i> , Vid. |
| <i>Ostrea verneuili</i> , Leym. | <i>Lychnus sanchezi</i> , Vid. |
| — <i>elhuyari</i> , Vid. | |

Las series cretáceas más características.

SERIE DEL CADÍ.—En la serie del Cadí el yacente del cretáceo lo constituye el keuper, representado por pizarrillas carbonosas. Sobre él descansa directamente el senonense, que es en general transgresivo, y se inicia por bancos de conglomerados (1-6 m. de espesor, excepcionalmente hasta 50 metros) de cantos de cuarzo, angulosos y rodados, y su edad es campaniense. El senonense, muy fosilífero, es esencialmente calizo, sobre todo en su parte inferior, ya que en la parte superior se intercalan niveles margosos. Los más bajos son muy arenosos y contienen granos de cuarzo blanco. Encima aparecen calizas de rudistas en bancos irregulares con *Orbignyas*, *Praeradiolites* e *Hippurites*. Estos niveles serían campanienses



Els Encantats.

Fot. J. R. Bataller

GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA



Lago de San Maurici.

Fot. J. R. Bataller





Caldas de Bohi. Valle en U de erosión glaciárica.

Fot. L. M. Vidal

GRANITOS DEL MACIZO DE LA MALADETA

PALEOZOICO DE LA ZONA AXIL

Ermita de Montgarri.

Fot. L. M. Vidal



según Dalloni, y ya maestrichtienses, según Boissevain. Luego vienen los niveles margosos, que en la parte superior alternan con calizas duras y arenosas, de *Miliolidos*, en potentes bancos de edad maestrichtiense. La potencia conjunta disminuye de Oeste a Este, desde 240 hasta 70 metros. Pueden faltar los conglomerados y tramos detrítico-calizos, más bajos, y entonces las calizas de rudistitos parecen descansar concordantemente sobre el keuper.

Completa el cretáceo superior el garumnense, con un espesor medio de 400 metros. En esta potencia considerable de sedimentos garumnenses, se distinguen tramos detríticos pizarreños de la base, con areniscas y conglomerados. Margas pizarreñas, abigarradas o grisáceas, o de color rojo ladrillo, con nódulos de caliza verdosa. Calizas sublitográficas superiores, con niveles margosos. Los restos orgánicos son escasos. La serie aparece coronada por las calizas eocenas de *Nummulites* y *Alveolinas*.

Así, pues, en la Sierra del Cadí faltan todo el cretáceo inferior y el superior hasta el campaniense. Ofrecen desarrollo considerable éste y el maestrichtiense y, mayor aún, el garumnense, con potencias grandes, pero no exageradas.

La Sierra del Cadí fué descrita detalladamente por Boissevain (25), en 1934.

Las capas que constituyen esta serie van dirigidas, en general, de Oeste a Este, y tienen disposición monoclinial, estando dotadas de gran uniformidad. Al Sur están cabalgadas por una serie mucho más compleja, la de Pedraforca. Al Oeste está anegada por el keuper. Su terminación oriental está ya en la provincia de Barcelona.

SERIE DE PEDRAFORCA.—Al Sur de la Sierra del Cadí se extiende el intrincado macizo de Pedraforca, cuya complejidad es mucho mayor que la de aquélla. No sólo la serie estratigráfica es mucho más completa sino que su disposición tectónica es complejísima. Lo opuesto de la magnífica sencillez del Cadí.

Ambas series están en contacto por una línea tectónica, a lo largo de la cual la del Cadí está cabalgada por la de Pedraforca. Hay, pues, entre ambas, una discontinuidad marcada.

La serie de Pedraforca ha sido descrita con detalle por Astre (8), en 1905 y por Llopis Lladó (67), en 1936.

Está integrada por areniscas con *Terebratulas*, que quizá cons-

tituyen la parte más alta de un lías más completo, del que sólo son visibles los 20 metros más altos. Sobre él reposan las calizas dolomíticas, que pueden representar el dogger o, quizá mejor, el urgoniense; son estériles y su espesor es de 100 metros. Pasan a calizas aptenses con *Orbitolinas*, compactas y fétidas, cuyo espesor es de 60 metros. Se prosigue el aptense, con 80 metros de margas grises compactas, que contienen *Terebratula dutempleana* y *Toxaster collegnoi*. Sobre ellas reposan calizas, a veces margosas, otras compactas, con *Hippurites* que representan el campaniense, con 100 metros de potencia. A su vez sustentan el garumnense con margas vinosas de facies lacustre, con lignitos, que en algunas localidades ofrecen gran desarrollo. La serie está coronada por el eoceno, con sus calizas de *Alveolinas* y *Nummulites*.

En esta serie, por lo demás bastante completa, se nota la falta del cenomanense-turonense, así como del maestrichtiense.

Tectónicamente es un plegadísimo conjunto, un sinclinorio en abanico de doble vergencia, es decir, con vergencia Norte hacia el Norte y vergencia Sur hacia el Sur, y en cuya formación los despegues sobre el keuper parecen haber desempeñado un gran papel. Al Norte, cabalga a la serie del Cadí; al Oeste, su cierre es periclinal; al Este, pasa a la provincia de Barcelona; al Sur, cabalga a otra gran unidad estratigráfica, que denominaremos «serie de Odén».

SERIE DE ODÉN.—Al Sur de la Sierra de Pedraforca se desarrolla un extenso, complejo y variado macizo, que denominaremos «serie de Odén», por la sierra que constituye su borde meridional y donde la serie es más sencilla y característica. En ella se pone claramente de manifiesto cómo la continuidad real con otras series se sigue a través de los accidentes tectónicos que han establecido discontinuidades aparentes.

La serie de Odén, tal como se presenta en las sierras de Querol y Odén, y monte Subirá, que constituyen sus bordes meridionales dentro de la provincia de Lérida, se inicia por el cretáceo superior, apoyado directamente sobre el keuper. Sobre un débil espesor de 20 metros de calizas margosas santonienses con *Cyclolites*, *Radiorites* y *Sphaerulites*, vienen unos 30-60 metros de calizas con *Hippurites*, que en su parte superior son muy arenosas y representan el conjunto campaniense-maestrichtiense. Siguen unos 60-80 metros de garumnense, constituido por margas calizas compactas, oscuras

y fétidas, o de tonos rojos y grises claros, o por tierras sueltas de color vinoso y margas de tonos rojos, verdes y amarillos. La serie está coronada por potentes calizas de la base del eoceno, con *Nummulites* y *Alveolinas*.

Esta serie ha sido estudiada con detalle por Birot (24) en 1937, y por nosotros (89) en 1943.

Pero con esto no queda totalmente descrita la serie. Hacia el Norte y bajo el cretáceo superior van apareciendo el cretáceo inferior y el liásico. Hacia el NO., en la zona Sorts-Aliñá, bajo el senonense, están las calizas aptenses con *Orbitolinas*, bajo ellas el liásico y, finalmente, el conjunto descansa sobre el keuper.

La serie de Odén viene a repetir al Sur la sencilla disposición estratigráfica de la del Cadí, a la que es muy parecida. Entremedio está la serie, más completa, de Pedraforca. Los términos superiores de ésta son parecidísimos a los del Cadí y Odén. Corresponderían éstas a bordes de una depresión liásico-senonense, y la de Pedraforca al fondo. Por su borde NO., la serie de Odén enlaza estratigráficamente con la de Turp-Aubens; por su borde Norte, con la de Pedraforca.

Limitada en casi toda su periferia por cabalgamientos, siendo unas veces el elemento cabalgante y otras el cabalgado, su estructura más general es, sin embargo, semi-tabular, con amplias extensiones tendidas y pliegues marginales más o menos violentos. Hacia el Norte está, en parte, cabalgada por la de Pedraforca y en parte descansa normalmente. Hacia el Este y Sur, cabalga sobre el eoceno y el oligoceno. Hacia el NO. está cabalgada por la serie de Aubens-Turp.

SERIE DE PRADA-SAN JUAN.—Al Oeste de las series mencionadas se extiende la extensa unidad de Prada-San Juan, que también abarca, además de estas dos Sierras, las de Carreu, San Corneli, Boumort, Cabó y Ares.

Esta serie fué estudiada con detalle por Vidal (103) en 1875, por Astre en 1929 (7) y por Dalloni (40) en 1930. Misch (84) estudió su parte occidental en 1934 y nosotros la parte meridional en 1945 (*).

Es una serie muy completa, en la que casi todas las formaciones presentes alcanzan un gran desarrollo en sus espesores.

(*) Trabajo inédito.

La serie descansa sobre el keuper, por intermedio del lías. La base del cretáceo está constituida por las calizas grises urgonienses, dolomíticas, de confusa estratificación, que gradualmente van pasando a las calizas urgo-aptenses, más o menos margosas, en general compactísimas y muy regularmente estratificadas. Son poco fosilíferas. El espesor conjunto es enorme y suma bastante más de mil metros, aunque se reduce rápida y grandemente hacia el Sur de la serie. En la parte superior de este potentísimo conjunto calizo, empiezan a aparecer las *Orbitolinas* y las *Toucasias*. Sobre él descansa con paso gradual, pero rápido, un complejo margoso, más o menos calizo, y que contiene intercalada alguna bancada caliza. Estas margas grises, a veces sueltas, son localmente muy fosilíferas y contienen abundantísimas *Orbitolinas*, *Plicatulas*, *Rhynchonellas*, *Ostreas*, *Belemnites*, etc. Representan el aptense y el albense con espesor superior a los mil metros, pero que decrece rápidamente hacia el Sur y hacia el Oeste.

El cretáceo superior se inicia por bancos calizos y margosos, con débil espesor conjunto, que representa el cenomanense-turonense con *Ostreas*, *Rhynchonellas* e *Hippurites*. El senonense está representado por margas grises sueltas, más o menos calizas y compactas, con abundantes *Micraster* y *Ananchytes*. El campaniense no aparece bien diferenciado dentro de este conjunto margoso. La potencia de este último es de varios cientos de metros (en Montanisell) y disminuye rápida y considerablemente hacia el Este, de modo que en Santa Fe es pequeña. Las areniscas maestrichtienses, poco marcadas hacia el Este, se empiezan a desarrollar hacia el SO.

Esta serie aparece coronada localmente por el garumnense o por conglomerados discordantes del oligoceno.

Es, pues, la serie de Prada-San Juan muy completa. Están representados casi todos los tramos. Únicamente las calizas campanienses, tan marcadas en las demás series, pierden personalidad, confundiéndose en el anónimo de las margas senonenses. Esta serie se liga, por su estratigrafía, sobre todo con la de Pedraforca, pero es aún más completa y potente. Correspondería a una zona del mismo surco, más profunda y occidental, y tanto más profunda cuanto más al Oeste. A pesar de ser mucho más completa que la serie de Odén es, no obstante, continua con ella en la zona del anticlinal del Port del Compte, donde la serie de Odén se enri-

quece con el cretáceo inferior. Tectónicamente no es tan complicada como Pedraforca. Está constituida por un enorme sinclinal cuyo centro ocupa la Sierra de Santa Fe de Orgañá, pero cuyo flanco Norte está en parte fracturado y violentamente replegado en la Sierra de Prada, y por un anticlinal situado al Sur de aquél que es completo en la Sierra de Carreu, y roto y cabalgante, al Sur de la Sierra de Santa Fe.

Al Norte la serie descansa, en su parte oriental, normalmente sobre el keuper, y en su mitad occidental cabalga terrenos más antiguos. Al Este se inserta entre las series de Pedraforca y Odén, y es continua en cierto modo con ambas. Por el Sur cabalga sobre la serie de Turp-Aubens. Por el Oeste está enraizada en la cuenca de Tremp, por donde establece su continuidad con la serie de los Montsechs, igualmente enraizados en aquélla.

SERIE DE TURP-AUBENS.—Esta serie se desarrolla al Sur de la anterior. Su continuidad estratigráfica con ella aparece clara cuando se estudia con detalle, pero está interrumpida por un importante accidente tectónico, a lo largo del cual, la de Prada-San Juan cabalga sobre ésta, poniendo en contacto ambas series por zonas donde ya difieren bastante.

La de Turp-Aubens es una de las que menos han sido estudiadas a pesar de su gran personalidad geológica, relieve topográfico y belleza.

Vidal en 1875 (103) y Dalloni en 1930 (40) se ocuparon de ella, pero no le prestaron el mismo interés que a otras zonas, menos señaladas, de sus trabajos. Nosotros la estudiamos en 1943 (89) y posteriormente, con mucho detalle, en 1945, en un trabajo todavía inédito, que nos ha permitido completar mucho los datos de 1943.

Es una serie bastante completa y con marcadas variaciones de un extremo a otro.

Descansa sobre el keuper por intermedio del lías. Entre éste y las primeras capas cretáceas fosilíferas se extienden las bastas y feas calizas, fétidas y mal estratificadas, que atribuimos al urgoniense, y que en la parte Norte de la serie (en el corte del Segre) miden no menos de 400 metros. Hacia el Sur y SO. su espesor es mucho menor, por decrecer muy rápidamente. Sobre ella descansan bancos, pertenecientes ya al cretáceo superior, de edad turonense-santoníense, con 350-400 metros de espesor conjunto, cons-

tituidos por alternancias de bancos calizos y margosos. Contienen *Cyclolites*, *Hippurites*, *Exogyras*, *Janiras*, etc. El senonense se continúa por unas imponentes masas de calizas campanienses, que constituyen los escarpes meridionales de las sierras, con 500 metros de espesor, y son de color gris, con perfecta y regular estratificación. Contienen *Hippurites*, *Siderolites*, *Lepidorbitoides*, etc. Completa el senonense un enorme espesor de margas maestrichtienses, que miden unos 700 metros; son margas de colores grises, gruesas y compactas, con varios niveles calizo-arenosos intercalados, que miden de 30 a 60 metros de espesor. Hemos vista en ellas *Nummulites*, aun no determinados, curiosas *Terebratellas*, *Inoceramus*, *Micraster*, *Hemiaster*, etcétera.

Termina el senonense un nivel maestrichtiense de areniscas, muy notable y bien marcado, que es continuo con el que Misch designó en Huesca como «areniscas de Arén». De espesor variable, puede llegar a medir los 200 metros, aunque en general es menor, y disminuye hacia el Este, donde mide unos 60 metros.

Finalmente, corona este conjunto el garumnense, con potencias muy grandes, superiores a los 1.000 metros. Empieza con un tramo poco potente de calizas grises muy regulares y, finamente tableadas, con lignitos. Luego viene una serie de margas vinosas o grises rojizas, sueltas o compactas, que constituye la mayor parte de aquel espesor. En algunas zonas se intercalan en ellas bancos límnicos de caliza gris o negra, a veces muy fétida. En la parte superior empiezan a aparecer bancos de conglomerados, que alternan con margas de vivo color rojo ladrillo, en que hemos encontrado *Lychnus*, de modo que queda categórica y totalmente descartada la atribución que hizo Ashauer de esta facies continental al oligoceno, y que fué admitida por Misch. Coronan el conjunto unos 60 metros de bancos de conglomerados durísimos, que en la zona oriental pasan a caliza gris.

Comparada esta zona con la de Prada-San Juan, se aprecia su continuidad estratigráfica, si bien se ligaban ambas en una zona actualmente situada bajo el cabalgamiento que las separa. El cretáceo inferior de la de Aubens-Turp es mucho más incompleto que en Prada-San Juan. Las calizas aptenses presentan un desarrollo mucho menor e incluso se extinguen hacia el Sur, siguiendo con ello la tendencia, muy marcada en Prada-San Juan, de perder potencia en esa dirección. Faltan las potentísimas margas aptenses

de esta última serie, pero también están de acuerdo con la tendencia a acuñarse al Sur. En cambio, el cretáceo superior es mucho más potente y completo en todos sus tramos. Igualmente que en San Juan-Prada, tenemos un cenomanense-turonense, campaniense, maestrichtiense y garumnense, pero en Aubens-Turp con mucho mayor espesor y complejidad.

Su estructura es monoclinal y corresponde al flanco Norte de un inmenso pliegue volcado al SSE., fallado y cabalgante, o sea un pliegue-falla roto por la charnela. Hacia el SE. cabalga sobre la serie de Odén, que en general es mucho más sencilla que ella, pero precisamente donde está cabalgada tiene un gran parecido con la de Aubens-Turp, por enriquecerse aquélla con el cretáceo inferior. No es difícil adivinar la continuidad estratigráfica de Aubens-Turp y Odén bajo el cabalgamiento.

Por el SO. cabalga sobre una serie más sencilla, la de la Sierra de Peramola, la cual tiene gran relación con la de Odén, de la que es continuación. Por el Oeste el pliegue ya no está volcado ni roto, sino que cierra periclinalmente, en la Sierra de Rialp, enraizando bajo el garumnense de la conca de Tremp, con lo que establece su continuidad, tanto con la serie del Montsech como, de nuevo, con la de Prada-San Juan, las cuales enraizan igualmente bajo el garumnense de la «Conca».

SERIE DE PERAMOLA.—Es un pequeño elemento o unidad tectónica que se sitúa al Sur de la zona central de Turp-Aubens, sierra por la que está cabalgada. Fué descrita con cierto detalle por nosotros en 1943 (89). Constituye un testigo correspondiente a las zonas marginales de la depresión cretácea. Mucho más sencilla que la de Aubens-Turp, debe de reposar como aquélla sobre el keuper, que aquí no es visible. Se inicia, pues, por el liásico, con *Terebratulas*, *Rhynchonellas*, *Spiriferinas*, *Pectínidos* y *Belemnites*, así como con las características *Grypheas*.

Sobre el liás descansa el senonense (*), presente como calizas

(*) En una excursión recientísima, realizada cuando este trabajo estaba ya compuesto, hemos comprobado que en la Sierra de Peramola, existe también el paquete de calizas oscuras, fétidas y estériles, cuya edad parece dudosa y pueden representar el malm o el urgo-aptense. En este caso las atribuiríamos, como las de igual porción en Turp-Aubens, al urgo-aptense. Se sitúan entre el

duras y compactas y alguna intercalación margosa; contiene *Hippurites*, *Orbignya* y *Vaccinites*. La parte más alta de este cretáceo superior puede estar oculta bajo el cabalgamiento. Esta serie es mucho más incompleta que la de Aubens y Turp. Falta en ella todo el cretáceo inferior, y el superior es mucho más sencillo. Resalta inmediatamente su analogía con la serie típica de Odén, con la que debe ser continua bajo los conglomerados más altos del oligoceno, así como debe serlo igualmente, y en la misma forma, con la de los Montsechs, que es mucho más compleja.

La pequeña serie de Peramola tiene estructura monoclinual y repite al Sur, en escala mucho más pequeña, la estructura de Aubens-Turp, ya que constituye el flanco septentrional de un pliegue volcado al Sur y cabalgante sobre el oligoceno. Al Norte está cabalgada por la de Aubens y Turp. Por el Este y Oeste se oculta bajo el oligoceno y con toda seguridad enlaza, como hemos dicho, bajo él, por un lado, con los Montsechs y, por el otro, con Odén.

SERIE DE LOS MONTSECHS.—Constituye una importantísima unidad estratigráfica que comprende no sólo los Montsechs de Rubies y Ager, internándose en Aragón, sino toda la conca de Tremp. Puede decirse que se extiende por el Oeste de las tres series últimamente estudiadas, de Prada-San Juan, Aubens-Turp y Peramola.

Estudiada con resultados contradictorios por Vidal en 1875 (103), y por Dalloni en 1930 (40), lo fué últimamente y con gran detalle por Misch en 1934 (84).

Presentes bajo ella el keuper y el lías, se inicia la serie cretácea por potentes bancadas de calizas urgo-aptenses en bancos gruesos y bastos, con *Requienias* y *Toucasias*. El resto del cretáceo inferior está constituido por espesores relativamente reducidos de margas aptenses con *Orbitolinas* y bancos calizo-arenosos y areniscas con lignitos, del albense.

El cretáceo superior se inicia con calizas compactas, con *Hippurites*, a veces también margosas, del coniacense. Su potencia dis-

lías fosilífero y las calizas senonenses de *Hippurites*. Advertimos al lector que debe representárselas mentalmente en todas las citas posteriores de la Sierra de Peramola, en que se dan como inexistentes.

minuye de Oeste a Este bajando de unos 100 a 20 metros. Suelen constituir el primer escalón calizo de aquellas imponentes sierras. El santoniense está representado por margas y margas calizas y, a veces, muy arenosas. Son potentes y fosilíferas. Por encima tenemos 500 metros de calizas, constituyendo el gran escalón de las cumbres montsecanas. Son calizas compactas en bancos gruesos y bien estratificados, grises, rosas o rojizas, con *Hippurites*. La parte más alta es arenosa y debe corresponder a las areniscas maestrichtienses de Arén. El conjunto representaría ambos, campaniense y maestrichtiense.

Soporta el potente garumnense de la conca de Tremp, que fué muy bien estudiado por Vidal (102).

En seguida destaca la gran analogía de la serie del Montsech con la de Turp-Aubens. Ambas contienen calizas urgonienses, que en la segunda se acuñan hacia el Sur. Los Montsechs contienen el aptense margoso con *Orbitolinas* que no existe en Aubens-Turp, pero ciertamente con poco espesor.

El cretáceo superior tiene muy parecido desarrollo en ambas series. Probablemente el turonense-santoniense de Aubens-Turp corresponde al coniacense de los Montsechs. El senonense de esta última serie es aún más calizo que el de Aubens-Turp, lo que impide separar el maestrichtiense. Recordemos que éste, en Aubens-Turp, era muy potente y margoso. En el Montsech está incluido en la misma masa caliza que se inicia con el campaniense.

Los Montsechs tienen estructura monoclinual correspondiente al flanco de un pliegue-falla volcado al Sur y cabalgando sobre la zona que tiene al Sur. Al Este queda anegada la serie bajo los conglomerados altos del oligoceno. Por el Oeste entran los Montsechs en Aragón. Al Norte constituyen una inmensa cubeta de relleno garumnense: la «Conca de Tremp».

Esta es interesantísima porque bajo ella enraizan no sólo los Montsechs, como acabamos de decir, sino la serie de Aubens y Turp al Este de Isona, y la de Prada-San Juan, por su extremidad oriental de la Sierra de San Corneli.

SERIE DE LAS SIERRAS MARGINALES.—Al Sur de los Montsechs se extiende una compleja zona en que los afloramientos cretáceos, muy irregulares y complicados, desempeñan un importante papel. Corresponde a una región de tectónica mosaico, en que participan

tanto el tipo de tectónica inyectiva de Stille, como el diapirismo. No obstante, aun comprende una unidad extensa y uniforme, la Sierra de San Mamet (con su prolongación occidental). Y además, las estructuras mosaicos de las sierras de Carbonera, Montroig, Os y Tragó. Fué descrita por Misch (84) en 1934 y alguna zona ha sido estudiada por nosotros con gran detalle, aun inédito.

Su uniformidad estratigráfica permite considerar como una «serie» a tan diversas estructuras tectónicas.

Sobre el jurásico se deposita transgresivamente el santoniense con areniscas de débil espesor, que no suele exceder los 20 metros, y como margas y calizas margosas con espesor variable, del mismo orden, con *Hippurites*. Estos niveles santonienses faltan por completo en la zona más meridional.

El cretáceo superior se completa por compactas calizas del campaniense, de colores grises o rojizos, con *Hippurites*, y cuyos tramos altos, arenosos, incluso con bancos de arenisca, se pueden claramente atribuir al maestrichtiense. Los espesores de este conjunto son en San Mamet mucho más reducidos que en el Montsech y no excederán los 200-250 metros y, más al Sur, son aún mucho más pequeños.

El garumnense existe con espesores de 40-80 metros de margas y pizarrillas vinosas y ábigarradas y algún banco de caliza lacustre. La serie está cubierta por margas marinas ypresienses y por calizas de *Alveolinas* y *Nummulites* de la base del eoceno.

Esta serie de las Sierras marginales es tectónicamente heterogénea. Su elemento más uniforme e importante es la Sierra de San Mamet, aplastado anticlinal cupuliforme, anegado al Este por el oligoceno y que al Oeste se resuelve en otros varios que penetran en la provincia de Huesca. Al Sur, la tectónica inyectiva rompe el techo secundario en una serie de bloques que flotan sobre, y entre los que surge, el keuper. Las orientaciones y disposiciones de estas diferentes masas cretáceas, son muy heterogéneas. Esta serie tiene gran parecido con la de Odén, a la que se asemeja por la falta del cretáceo inferior y por la identidad estratigráfica del superior, que consta de casi los mismos tramos. No es de extrañar, pues ocupaba, sin duda, la misma posición marginal que aquella en la depresión cretácea. Difiere de la de Montsech por la falta absoluta del cretáceo inferior. El cretáceo superior es parecido y contiene los mismos tramos, pero con espesores sumamente reducidos, como corresponde a su posición marginal.

EOCENO

Las primeras formaciones eocenas pudieran ser de edad ypresiense, facies continental, y confundirse en el conjunto de margas que hemos denominado garumnenses. De no encontrarse los típicos *Bulimus*, la separación es imposible y, en todo caso, es una cuestión cuya importancia es más bien académica que real.

El primer conjunto típicamente eoceno de extensión regional, está constituido por un nivel señaladísimo en toda la estratigrafía y tectónica, no sólo de la provincia de Lérida, sino de todo el Pirineo, en el sentido más amplio de esta palabra, es decir, incluyendo los montes de Cantabria. Son las calizas que se conocen con el nombre de calizas de *Alveolinas*, por contenerlas en gran abundancia, aunque con distribución algo irregular; además, presentan, a veces, muchos *Nummulites*. Con potencia variable, están en la base de todo el eoceno ildense y, por consiguiente, y como consecuencia de su dureza y compacidad, suelen coronar en forma de cejos o «singles» casi todas las series cretáceas mencionadas.

Coronan las series del Cadí y de Odén, del Montsech y de las Sierras marginales. No presenta este nivel las series de Pedraforca (*), Prada-San Juan, Turp-Aubens y Peramola, en las que la erosión ha arrastrado no sólo todas las formaciones eocenas, sino también una parte mayor o menor de las cretáceas.

Son calizas compactas, generalmente blancas, cristalinas y de grano muy fino.

En la Sierra del Cadí, son calizas compactas con *Alveolinas* y *Nummulites*, entre ellos grandes *N. perforatus*, que demuestran que llegan, por lo menos, hasta el luteciense medio. Constituyen la escarpada cingla que corona la Sierra, como calizas grises compactas en gruesos bancos. La *Alveolina subpyrenaica* y los *Milolites*, son abundantes. Su potencia varía de 450 metros por el Oeste a 350 metros al Este.

(*) Al menos dentro de la provincia de Lérida, pero Llopis señala su presencia muy cerca, en la de Barcelona.

YPRESIENSE
CONTINENTAL

CALIZAS DE
ALVEOLINAS

SIERRA
DEL CADÍ

MARGAS
MARINAS
YPRESIENSES

Por debajo de las calizas de *Alveolinas*, señala Boissevain la existencia de unos 70-100 m. de margas y margas-calizas con *Nummulites*, margas fétidas con *Assilinas*, *Operculinas* y *Orthophragminas* y, en la base, calizas margosas azul-negras con *Nummulites*.

Un nivel idéntico de margas con las mismas especies de *Assilinas*, hemos señalado nosotros al Oeste de Berga (89, pág. 10) y soportan igualmente las calizas de *Alveolinas* (ibid, pág. 20). Dado que estas capas están en prolongación de la serie de Odén, en la provincia de Barcelona, este hecho nos subraya aún más la identidad entre las series del Cadí y de Odén y, por consiguiente, el carácter autóctono, no sólo de la primera, sino de ambas.

Niveles idénticos de calizas grises arenosas, margas fétidas, con *Miliolidos* y *Ostrea uncifera* y espesores de pocas decenas de metros, se encuentran bajo las calizas de *Alveolinas* de San Mamet y sobre las facies continentales garumnenses. Se trata también del ypresiense marino, con los mismos fósiles y características. Un dato más para subrayar la continuidad de las distintas series.

FLYSCH
LUTECIENSE

La serie del Cadí se completa por el flysch luteciense-auver-siense, compuesto de una alternancia monótona de areniscas micáceas glauconiosas, tan típicas de todo el flysch eoceno pirenaico, calizas arenosas y calizas de miliólidos; algunos bancos calizos arenosos contienen la *Turritella trempina*, muy característica del mismo flysch de la Conca de Tremp (aun otro dato más para la continuidad de estas series, opuestas diagonalmente en la provincia). Su espesor conjunto es de 300 a 400 metros.

SERIE
DE ODÉN

En cambio, en la porción ilderdense de la serie de Odén no hemos visto este tramo. El garumnense se corona allí por calizas cristalinas estériles, que pasan insensiblemente a las calizas de *Alveolinas*. Su espesor es, por lo menos, de 200 metros.

No olvidaremos decir que, a nuestro juicio, las calizas de *Alveolinas* representan siempre el luteciense inferior y pueden extenderse hacia arriba o hacia abajo, si el ypresiense o el luteciense medio tienen carácter calizo que impida apreciar la separación.

No existe el flysch en la serie de Odén donde, sin embargo, se habría probablemente depositado.

EOCENO DEL
MONTSECH

En la serie del Montsech comienza el eoceno con las calizas de *alveolinas*, pero su potencia es más reducida y no rebasa como promedio los 50 metros. Por encima se desarrolla un potente flysch marino, de color gris y en parte margoso, en el que se intercalan

banquitos de conglomerados. Está compuesto de una monótona alternancia de calizas bastas arenosas con *Ostrea strictiplicata*, margas arenosas y bastas y areniscas calíferas, con elementos detríticos más gruesos. Hacia la parte alta pasa a una serie límnica de margas arenosas y conglomerados de colores grises y pardos, o abigarrados, cuando abundan las pizarrillas margosas. Este flysch marino es el que rellena la parte occidental de la «Conca» de Tremp. Al Norte de la «Conca», parte del potente flysch meridional está representado por calizas de *Alveolinas* que, por consiguiente, son mucho más potentes que en el Montsech.

En la serie de las sierras marginales, el eoceno se inicia por la base, con calizas arenosas y margas más o menos calizas y fétidas, ya citadas antes, que con espesor de pocas decenas de metros, representan el ypresiense marino. Soportan débiles espesores de calizas, en bancos generalmente compactos, blancos y cristalinos, cuajados de *Alveolinas*, que representan la base del luteciense. Este es el nivel más constante y que nunca falta en las sierras marginales, pues el superior, mucho menos consistente, ha solido ser arrastrado por la erosión. En San Mamet aun presenta grandes espesores de varios centenares de metros. Es el flysch margoso arenoso, de colores azulados o verdosos en la mitad inferior, muy rico en glauconia, y gris amarillento en la superior. Las pizarrillas margosas son muy fosilíferas y contienen abundantes *Potamides montsecanus* y *Tympanotonus orengae*. Hacia el Este presenta, además, algún banquito de conglomerados. La edad de este flysch es luteciense-auver-siense.

En la serie de Turp-Aubens, hemos dicho que no se conservaban las calizas de *Alveolinas*. El tramo más alto de aquélla es el garumnense y, cobijándole, aparecen las margas aptenses de la Sierra de Santa Fe. Las calizas de *Alveolinas*, o bien habrán sido arrastradas por la erosión o se encontrarán bajo la cobijadura. Pero la Sierra de Aubens tiene al Sur del Coscollet, su mayor cumbre, una complicadísima zona, cuya estructura, estudiada por Birot (24) y más tarde por nosotros (89, pág. 37), resulta tan enigmática y confusa que mucho queda por aclarar en ella. Precisamente, la existencia del eoceno, que señalamos nosotros por primera vez, aumenta la dificultad de su interpretación. En dicha zona aparecen retazos de formaciones diferentes, en posición muchas veces vertical y de difícil interpretación, debido a la variedad

EOCENO DE
LAS SIERRAS
MARGINALES

YPRESIENSE
MARINO DEL
COSCOLLET

y falta de regularidad en las directrices de las capas. Están, además, cubiertas a trechos por el oligoceno transgresivo. Existen allí formaciones que, tanto Birot como nosotros, hemos atribuido al garumnense y, sobre ellas, una estrecha faja de maciños con bancos calizos intercalados; son amarillentos o verdosos; contienen, además de *Alveolinas* y *Ostreas*, la *Assilina leymeriei* y la *Operculina douvillei*. No sólo su posición, sino sobre todo su fauna, nos hace identificar estas margas maciñosas con las que hemos atribuido al ypresiense marino, por su posición bajo las calizas de *Alveolinas*, tanto en la serie del Cadí, como en las de Odén y San Mamet.

LUTECIENSE
DE S. LORENZO
DE MORUNYS

Aun existen en la provincia varios afloramientos eocenos que no están en relación inmediata con ninguna de las series citadas. Uno de los más extensos es el que, cobijado por la serie de Odén, que monta sobre él en sus márgenes meridional y oriental, constituye el fondo del valle en que se asienta San Lorenzo de Morunys y se prolonga hacia el Este adentrándose en seguida en la provincia de Barcelona. Es una serie potente, uniforme y regular, de flysch margoso-arenoso de color gris y edad luteciense, cuyos banquitos se suceden con gran regularidad. Intercalados entre las margas aparecen gruesos y extensos lentejones de yesos en masa. Es muy fosilífera y soporta tramos continentales detríticos, eocenos aún, que pasan gradualmente al oligoceno. Hacia el Oeste de San Lorenzo de Morunys, se hacen notar los efectos de la cobijadura. Las capas pierden regularidad y están cada vez más violentamente trastornadas, hasta que, finalmente, desaparecen pellizcadas entre la base de la serie de Odén y el oligoceno, en la misma collada donde la carretera alcanza su mayor cota.

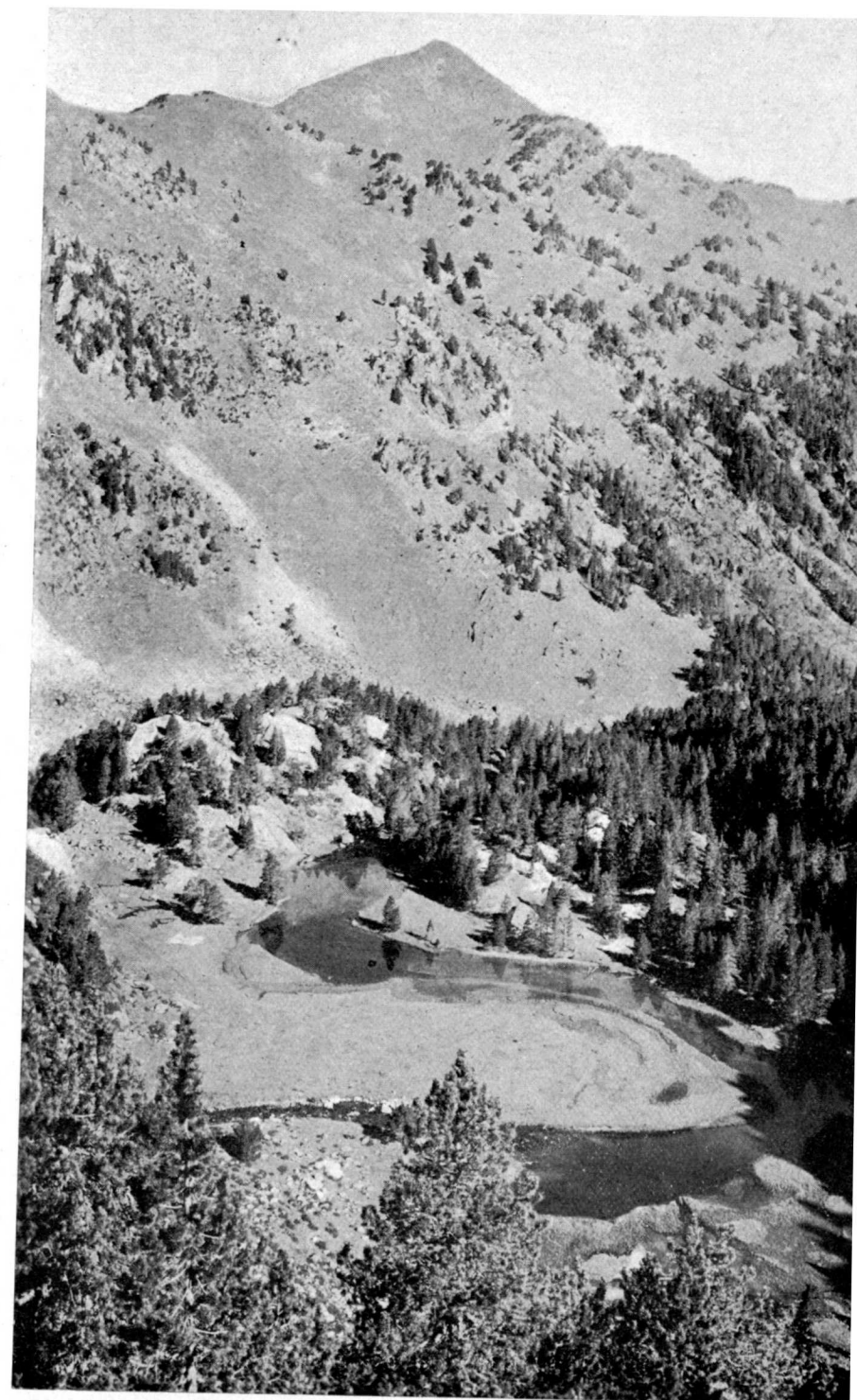
YESOS
LUTECIENSES

DISCONTINUIDAD DE LOS
SEDIMENTOS
EOCENOS
ILERDENSES

Las series eocenas de la provincia de Lérida son casi siempre incompletas; o bien están en zonas de tectónica compleja en que aparecen muy trastornadas y a retazos que hacen imposible reconstituir su primitiva composición, o bien aparecen recubiertas por conglomerados, transgresivos o no, cuya edad puede oscilar desde el bartoniense al oligoceno superior o aun más modernos, y entonces también la serie puede estar incompleta y nunca lograremos saber en qué proporción puede haber hecho desaparecer la transgresión parte de los espesores eocenos.

Paleontología.—El eoceno medio es rico en fósiles y son también abundantes las especies nuevas en él determinadas.

Ver lista de fósiles en Explicación al
mapa geológico de la provincia de Lérida
de A. Almela y JM Rios



Lago de Llosa y Tuc de la Solana en el granito
del macizo de la Maladeta.

Fot. A. Marin



Salto de Capdella en el paleozoico.



Fot. L. M. Vidal

A continuación damos unas listas típicas extractadas de Dalloni (que ha recogido la mayoría de las especies dadas por autores anteriores), con algunas adiciones nuestras:

- | | |
|-----------------------------------------------|-------------------------------------------|
| <i>Archaeolithothamnium lugeoni</i> , Pfend. | <i>Brissoides aragonensis</i> , Cott. |
| <i>Archaeolithothamnium oulianoi</i> , Pfend. | — <i>almerai</i> , Lamb. |
| <i>Lithothamnium camarasae</i> , Pfend. | <i>Echinolampas leymeriei</i> , Cott. |
| — <i>bofilli</i> , Lem. | <i>Plesiolampas declivis</i> , Lamb. |
| — <i>faurai</i> , Lem. | <i>Schizaster spado</i> , Lamb. |
| <i>Lithophillum simplex</i> , Lem. | — <i>rousseli</i> , Cott. |
| <i>Melobesia melobesoides</i> , Fosl. | <i>Linthia orbigny</i> , Cott. |
| <i>Solenomeris douvillei</i> , Pfend. | — <i>hovelacquei</i> , Cott. |
| <i>Alveolina subpyrenaica</i> , Leym. | — <i>arizensis</i> , d'Arch. |
| — <i>elongata</i> , d'Orb. | <i>Lunulites punctatus</i> , Leym. |
| <i>Orbitolites complanatus</i> , Lmk. | <i>Serpula borjesi</i> , d'Arch. |
| <i>Discocyclina archiaci</i> , Schlumb. | <i>Terebratula montolearensis</i> , Leym. |
| <i>Operculina ammonica</i> , Leym. | <i>Terebratula vidali</i> , Mall. |
| — <i>subgranulosa</i> , d'Orb. | <i>Terebratulina tenuistriata</i> , Leym. |
| — <i>canalifera</i> , d'Arch. | <i>Pholadomya nummulitica</i> , Frach. |
| — <i>alpina</i> , Douv. | — <i>puschi</i> , Gold. |
| <i>Assilina spira</i> , Roi. | <i>Arcomya elongata</i> , Donc. |
| <i>Nummulites perforatus</i> , Den-Monf. | <i>Lucina bipartita</i> , Defr. |
| — <i>rouaulti</i> , d'Arch. | — <i>proxima</i> , Desh. |
| — <i>lucasanus</i> , Defr. | <i>Diplodonta albasiensis</i> , Donc. |
| — <i>granifer</i> , Douv. | <i>Meretrix aff. incrassata</i> , Sow. |
| — <i>atacicus</i> , Leym. | — <i>custugensis</i> , Leym. |
| — <i>subatacicus</i> , Douv. | — <i>laevigata</i> , Lamk. |
| — <i>globulus</i> , Leym. | <i>Lithodomus cordatus</i> , Lmk. |
| — <i>guettardi</i> , d'Arch. | — <i>sublithophagus</i> , d'Orb. |
| — <i>laevigatus</i> , Brug. | <i>Libitina elongata</i> , Leym. |
| — <i>lamarki</i> , d'Arch. | — <i>inflata</i> , Donc. |
| — <i>uronensis</i> , Heim. | <i>Cardium galaticum</i> , d'Arch. |
| <i>Trochocyathus sinuosus</i> , Brong. | <i>Cardita aegyptiaca</i> , Fraas. |
| — <i>cyclolitoideus</i> , E. H. | — <i>junctinoda</i> , Cossm. |
| <i>Trochosmylia alpina</i> , Mich. | — <i>lignoni</i> , Donc. |
| <i>Pomatoceros dilatatus</i> , d'Arch. | <i>Crassatella securis</i> , Leym. |
| <i>Cidaris subcylindrica</i> , d'Arch. | <i>Panopaea intermedia</i> , Sow. |
| <i>Porosoma blanggianum</i> , Desor. | <i>Modiola subcarinata</i> , Lmk. |
| — <i>dallonii</i> , Lamb. | <i>Chlamys subtripartitus</i> , d'Arch. |
| — <i>distinctum</i> , Lamb. | — <i>pradellensis</i> , Donc. |
| <i>Leiopneustes savini</i> , Corr. | <i>Lima catalaunica</i> , Cossm. |
| <i>Rhabdocidarid mespilum</i> , Desor. | <i>Spondylus radula</i> ? Lmk. |
| <i>Echinocyanus dumasi</i> , Cott. | — <i>planicostatus</i> , d'Arch. |
| <i>Brissoides carmensis</i> , Lamb. | — <i>caldesensis</i> , Car. |
| — <i>acuminatus</i> , Cott. | — <i>hispanicus</i> , Donc. |
| | — <i>eocenus</i> , Leym. |

- Spondylus blanquierei*, Donc.
 — *aticicus*, Donc.
 — *buchi*, Philip.
Chama turgidula? Lmk.
Ostrea plicata, Sol.
 — *strictiplicata*, Raul y Delb.
 — *tournali*, Donc.
Alectryonia cf. martinsi, d'Arch.
Pycnodonta peraubensis, Cossm.
Calliostoma custugensi, Donc.
Pleurotomaria nummulitica, Leym.
Trochus aff. lucasianus, Brong.
 — *ornatus*, Lmk.
Calyptrea aperta, Sol.
Rostellaria goniophora, Delb.
 — *braui*, Leym.
 — *prestwichi*, d'Arch.
Delphinula decipiens, Bay.
 — *regleyi*, Desh.
Velates schmideli, Chem.
Fusus porrectus, Sol.
Terebellum carcasense, Leym.
 — *convolutum*, Lmk.
 — *fusiforme*, Lmk.
Leptothyra conoidea, Donc.
Ampullina brevispira, Leym.
 — *cf. grata*, Desh.
 — *sigaretina*, Lmk.
 — *longispira*, Leym.
Crommium elongatum, Donc.
Semisinus palensis, Rou.
Nerita vidali, Mall.
Goniobacis vidali, Cossm.
Melanopsis malladae, Cossm.
Batillaria supracincta, Cossm.
Turritella subcarinifera, Donc.
 — *adulterata*, Desh.
 — *ataciana*, d'Orb.
 — *ataciana*, d'Orb, var. *peraubensis*, Cossm.
 — *subula*, Desh.
 — *vinculata*, Zitt.
- Turritella uniangularis*, Cossm.
 — *figolina*, Car.
 — *aff. duvalii*, Rou.
 — *aff. imbricata*, Lmk.
 — *afinis*, Desh.
Potamides montsecanus, Vid.
 — *cinctus*, Brug.
 — *inaequirugatus*, Cossm.
 — *tectospira*, Cossm.
Cerithium figarolense, Donc.
 — *hexagonum*, Cossm.
Tympanotonus orengae, Vid.
 — *peraubensis*, Cossm.
 — *hypermece*, Cossm.
Bithium quadricinctum, Donc.
Diastoma aciculatum, Cossm.
 — *hispanicum*, Cossm.
Mesalia duvali, Rou.
 — *fasciata*, Lmk.
Benoistia bofilli, Cossm.
 — *pyramidatum*, Cossm.
 — *vidali*, Cossm.
Orthochetus aff. cossmanni, Donc.
Streptochetus cf. intortus, Lmk.
Lyria aff. turgidula, Desh.
 — *harpula*, Lmk.
Murex cortazari, Cossm.
Parvisipho hispanicus, Cossm.
Sycum pyrenaicum, Cossm.
Morio diadema, Desh.
Pirula spinelli, Men.
Cypraea funiculifera, Cossm.
 — *elegans*, Defr.
 — *granti*, d'Arch.
Scaphander cauveti, Raing.
Volutilira musicalis, Lmk.
Ancilla nana, Rou.
Olivella nitidula, Desh.
Vermetus quinquesignata, Reuss.
 — *cancellata*, Desh.
 — *conicus*, Lmk.

BARTONIENSE
DE OLIANA

En Oliana existe un afloramiento aislado, cuyos fósiles, muy abundantes, corresponden al bartoniense. Constituye, por consiguiente, el afloramiento ilerdense más alto del eoceno marino.

Desgraciadamente no conocemos su base, así es que tampoco nos sirve del todo para reconstituir la serie eocena, aunque constituye un dato muy interesante.

Existe allí un anticlinal dismantelado, en que bajo conglomerados basales del oligoceno, aparecen areniscas semi-concordantes con aquéllos. El tránsito de unos a otras es rápido, pero gradual. Su espesor varía de 200 a 500 metros y son areniscas más o menos calizas, a veces verdaderos maciños, que presentan intercalaciones margoso-arenosas, azules, muy fosilíferas (2), cuya fauna reproducimos más abajo, y representan el auversienso-bartoniense. Bajo ellas aparecen grandes espesores (500 metros visibles) de margas azules, muy puras, sin estratificación apreciable, estériles, y en las que apenas encontramos un raro yacimiento de *Serpula spirulea*. Por su aspecto y posición deben representar el luteciense, pero no sabemos qué parte, mayor o menor, de él.

Faunas del bartoniense de Oliana:

- Nummulites striatus*, Brug.
 — *contortus*, Desh.
 — *variolaris*, Lmk.
 — *fabianii*, Prev.
 — *subfabianii*, Prev.
Operculina alpina, Douv.
Discocyclus archiaci, Schlum.
 — *nummulitica*, Gumb.
 — *sella*, d'Arch.
 — *douvillei*, Schlum.
 — *oliana*, Almela y Ríos.
Asterodiscus taramellii, Schlum.
Actinocyclus radians, d'Arch.
Circophyllia elliptica, d'Arch.
Patallophyllia bilobata, Mich.
 — *sinuosa*, Brong.
Petrophyllia catulliana, d'Arch.
 — *pasiniana*, d'Arch.
Orbicella ellisiana, Defr.
 — *guettardi*, Defr.
- Plerastraea tessellata*, Mich.
Hydnophyllia profunda, Mich.
 — *micelotti*, Haim.
Cladocora unilateralis, d'Arch.
Cyathoseris apennina, Mich.
Dimorphastraea castroi, Mall.
Cycloseris heberti, Tour.
Parasmilia altavillensis, Defr.
Astrocoenia ornata, Michel.
Stylocoenia lobato-rotundata, Mich.
 — *vicaryi*, Haim.
 — *taurinensis*, Mich.
Columnastraea caillaudi, Mich.
Dendracis gervillii, Defr.
Stylophora pulcherrima, d'Arch.
Cistella, sp.
Ostrea, sp.
Turritella imbricata, Lmk.
Cerithium, sp.
Trochus, sp.

Al Oeste de San Lorenzo de Morunys, se encuentra sobre el luteciense una formación muy potente de conglomerados, que aparentemente están concordantes con los últimos niveles marinos eocenos, pero que parecen transgresivos más al Este, sobre estra-

BARTONIENSE
LACUSTRE

tos más bajos, eocenos o cretáceos. Remontando el río Valls, hemos encontrado nosotros, inmediatamente debajo de los conglomerados, abundantes *Nummulites atacicus*, y más al Oeste *N. perforatus*, ambos característicos del eoceno medio.

Este fenómeno se repite en forma casi idéntica en la Sierra de Lleras, y parece indicar que en estos puntos el eoceno superior está representado por las hiladas bajas de estos conglomerados.

Pero en Sosis, es donde se ha podido datar paleontológicamente la base de estos conglomerados, primero por Jacob y posteriormente, y en forma concluyente, por Marín y Bataller.

Según Bataller (17), en Sosis, sobre el cretáceo, que aparece muy levantado y con buzamiento que llega hasta 70°, descansa en absoluta discordancia una serie transgresiva, que se inicia por un conglomerado de cantos poligénicos grandes, procedentes en su mayoría de las rocas secundarias próximas, unidos por un cemento calizo-arcilloso. Su espesor es muy variable y alcanza hasta 100 metros.

Este conglomerado soporta unas margas, con intercalaciones de hiladas de carbón, a las que siguen otras más calcáreas. Encima descansa una capa de caliza amarillenta y sobre ella bancos de lignitos, calizas y margas que se utilizan para la fabricación de cemento. Por encima continúa, hasta coronar la formación, una potente serie de conglomerados con margas rojizas.

En las margas intercaladas en el carbón, se encuentran abundantes restos vegetales de difícil determinación y algunos moluscos, atribuidos por Jacob (56) a las especies

Ischurostoma formosum, Boubée
Planorbis castrensis, Noulet

lo que le indujo a referir esta formación al bartoniense, si bien se consideró por algunos autores como dudosa esta determinación, por la dificultad de clasificar estos fósiles y hacer una atribución específica indudable.

Pero estas dudas quedan desvanecidas con el hallazgo en estas mismas capas de varios molares, clasificados por Bataller como *Anoplotherium comune*, Cuv., que sitúan con certeza este nivel en el bartoniense.

OLIGOCENO

Facies normal.—La parte meridional de la provincia de Lérida, está ocupada por los sedimentos del oligoceno de facies lacustre de la cuenca del Ebro, sólo recubiertos en algunas zonas por los aluviones y terrazas cuaternarias.

Esta formación tiene características diferentes en las zonas marginales, y la posición casi siempre muy tendida de sus estratos impide que afloren a la superficie los basales del centro de la cuenca.]

No obstante, éstos se conocen con bastante exactitud gracias al descubrimiento de la formación salina de Cardona, que con su gran riqueza potásica ha dado lugar a la ejecución de una extensa red de sondeos, que ha puesto de manifiesto la constitución del oligoceno en profundidad.]

Dentro de la provincia de Lérida se han perforado varios, entre otros sitios, en Vilanova de la Aguda y Torá; pero en la provincia de Barcelona han sido muchos los realizados, y algunos de ellos se encuentran ya en el límite con la de Lérida. Estas investigaciones han puesto de manifiesto que, en el centro de la cuenca lacustre, la base de la formación está constituida por un potentísimo complejo de margas, anhidrita y sal común, dominando más o menos cada uno de estos elementos, según los distintos niveles y localidades.]

En la base suele dominar la sal común, e incluso constituir grandes espesores ella sola o acompañada de silvinita y carnalita, que principalmente se concentran en la parte alta, constituyendo la zona potásica explotada. Los sondeos ejecutados han demostrado que la zona potásica se extiende hasta Vilanova, si bien aquí es ya más pobre que en la provincia de Barcelona.

Sobre la sal común o potásica, se suceden niveles de margas y sal común, y sobre éstos la anhidrita, con capas de margas grises o rojas y también algunos niveles de sal común.]

La formación yesosa superior es mucho más regular y constante que los otros niveles superiores, y se la ve aflorar ya en grandes extensiones en el eje de los anticlinales oligocenos, formando

GENERALIDADES

SONDEOS

SALES POTÁSICAS

YESOS

largas fajas de yesos grises y margas, en la Sierra de Almenara y en los pueblos de Balaguer, Cubells, Pons, Vilanova y Torá.

[A veces, en la parte alta de los yesos, se intercalan unos metros de areniscas y margas rojas, que por su color destacan netamente entre aquéllos.] Así sucede, por ejemplo, a lo largo de la rama Norte del anticlinal de Torá-Vilanova, en donde se puede seguir la faja roja de las areniscas, casi sin solución de continuidad.

POTENCIA
DE LA SAL

La potencia del complejo sal-anhidrita-margas, es muy variable y, a veces, enorme, como sucede en Torá, en donde se cortaron más de 850 metros de esta formación, habiéndose suspendido el sondeo sin alcanzar el eoceno. (Este se cortó en la vecina provincia de Barcelona, en el sondeo de Puigreig y otros.)

Claro es que ésta no es la potencia real, pues debido a la tectónica especial de los yesos, de la que hablaremos en lugar oportuno, éstos aparecen plegados en infinitas circunvoluciones que hacen aumentar la potencia, especialmente en las zonas anticlinales, que es donde con más frecuencia se ha sondeado.

SERIE
NORMAL

[Sobre los yesos, descansa una serie de tanta potencia como monotonía, que constituye el resto de los depósitos oligocenos de la cuenca.]

[Esta formación, de coloración rojiza o rosada muy constante, está constituida por lechos de margas de este color, areniscas bastas, rosadas o grises, bien estratificadas, y con frecuente estratificación cruzada, y pudinguitas de elementos no muy gruesos, todo ello alternando con bastante constancia.]

[No obstante su regularidad aparente, las características de detalle varían de un lugar a otro, pero estas variaciones son tránsitos laterales que impiden la diferenciación de niveles por sus caracteres litológicos. La coloración varía del gris al rojo no muy intenso, y la composición también, según que dominan unos u otros elementos. La presencia de las margas y areniscas es casi constante, pero estas últimas varían en su composición y en el tamaño de sus elementos; en cuanto a las pudingas, pueden faltar por completo o llegar a ser elementos predominantes; pero en todo caso, la alternancia de niveles y la coloración rojiza, dan al oligoceno ~~este~~ un aspecto típico o inconfundible para el que lo ve una vez.]

LIGNITOS

[Como variantes más notables en esta serie podemos señalar, en primer lugar, la presencia de capas de lignitos, intercaladas en margas pizarreñas horizontales, en ambas márgenes del Ebro; esta

formación lignitifera constituye la conocida cuenca de Mequinenza, que se explota en un crecido número de minas, algunas de las cuales se encuentran en esta provincia, en los términos de Serós, Almatret y Granja de Escarpe.

[Las areniscas son frecuentemente molásicas y en algunos sitios se encuentran intercalaciones de calizas. Así ocurre en Tárrega, en donde existen unos niveles de molasas con alternancia de calizas grises de grano fino, las cuales contienen abundante flora y fauna, esta última con muchos vertebrados de gran interés estratigráfico, y que han sido objeto de diferentes estudios.]

[Finalmente hay que señalar también que los yesos se repiten, a veces, entre la facies detrítica, pero ya en hiladas aisladas y de relativa poca potencia, como acontece en Vallbona, Juneda, Cervera, Rubinat, etc., así como que la facies normal, al acercarse al borde de la cuenca, se empieza a cargar de conglomerados, especialmente en los niveles altos, en tránsito a la facies marginal de que luego hablaremos.]

[En cuanto a niveles estratigráficos, como hemos dicho, son muy difíciles de establecer, tanto por dificultad litológica como paleontológica. En su mayoría pertenecen al sannoisiense, determinado especialmente por la fauna de vertebrados de Tárrega, correspondiendo probablemente al estampiense las margas y molasas de Lérida.]

* NIVELES

En los niveles inferiores de algunas zonas debe ir incluido el ludiense, al que suelen atribuir la alternancia de margas y yesos de la base, que se encuentran, a veces, en el borde de la cuenca, fuera de la provincia.

Es en efecto probable que así sea, pues nosotros no hemos podido nunca individualizar este piso en el eoceno catalán, siendo exclusivamente bartoniense la formación más alta, que hemos podido atribuir siempre al eoceno con seguridad.

[En cuanto a potencia de los distintos niveles de este terreno, son muy variables, tanto por razones intrínsecas como por efecto de la denudación, ya que el oligoceno queda siempre en la superficie, lo que hace difícil la apreciación.]

POTENCIA

[A continuación damos el cuadro estratigráfico de Marín (72), que consideramos de sumo interés:]

<i>Ludiense</i> .—Maciños, calizas y margas con yesos, poco fosilífero, escaso desarrollo, faltando en muchos sitios.		
<i>Sannoisiense</i> .—Banco de anhidrita y yeso.	2 a	10 m.
Zona potásica inferior (casi siempre falta).....	2 a	8 »
Sal blanca o gris en general muy pura.	200 a	300 »
Zona potásica superior.....	60 a	70 »
Margas, sal común y anhidrita en lechos muy delgados.....	40 a	50 »
Margas grises y rojas, yesosas y saladas, a veces con bancos de arenisca caliza y yesos de espesor muy variable.....	100 a	200 »
Margas rojas predominantes, margas grises con calizas, conglomerados y areniscas, hasta.....	1.000	»
Yesos superiores con margas y areniscas.....	100	»
Margas grises y rojas con calizas fosilíferas y lignitos de Calaf.		
Calizas y molasas con osamentos de Tárrega.		

Estampiense.—Molasas y margas de Lérida.

Por nuestra parte, sólo hemos de añadir que estimamos que la potencia del oligoceno en la provincia seguramente excede, en algunos sitios, de los 2.000 metros.]

Conglomerados marginales.—En la zona de sierras secundarias y fuera de la cuenca del Ebro o en su borde, se encuentran retazos de una sorprendente formación de conglomerados que han sido objeto de diferentes interpretaciones por los geólogos que se han ocupado de ellas.

[**Conglomerados basales.**—En la rama NO. del anticlinal de Oliana descansa, en concordancia sobre el bartoniense, una enorme masa de pudingas muy duras, constituidas, principalmente, por cantos rodados de caliza secundaria o terciaria y algunos, escasos, de rocas paleozoicas. En la garganta del Segre alcanza una potencia de cerca de 1.000 metros, pero pasan, en tránsito lateral rapidísimo, a oligoceno de facies normal, y en la rama Sur han desaparecido por completo en la carretera y el oligoceno típico

descansa concordante sobre el bartoniense. Donde los accidentes tectónicos no lo impiden, se ven estos conglomerados recubiertos por el oligoceno normal.

Al Sur de San Lorenzo de Morunys, en el eje de un anticlinal oligoceno muy agudo, aparecen unos conglomerados que atribuimos a este mismo nivel, aunque no se ve la base de la serie. En éstos, el canto paleozoico es más abundante.

Son éstas unas formaciones típicas de borde de cuenca, en estuarios en los que se han depositado los productos de erosión, correspondientes a los paroxismos del levantamiento alpino.

Como hemos dicho antes, su posición concordante sobre un bartoniense claro, indica que su edad es ludiense y sannoisiense, no siendo posible separar ambos niveles por su identidad de facies.]

Conglomerados transgresivos.—Desde el río Cardoner hasta el Ribagorzana, se encuentra sobre el eoceno y el secundario, una serie de grandes masas de conglomerados transgresivos, que aparecen, casi siempre, sensiblemente concordantes cuando descansan sobre niveles altos del eoceno y discordantes sobre terrenos más antiguos. Sin embargo, en Camarasa señala Marín una manifiesta discordancia entre el oligoceno inferior con yesos y los conglomerados. Deben representar los restos testigos de una enorme formación detrítica que recubriría gran parte del conjunto secundario-eoceno de la provincia.

Estos conglomerados están constituidos por cantos rodados de tamaño variable y naturaleza heterogénea, dominando los materiales de los terrenos más próximos; así, hacia el Sur, suele dominar la caliza secundaria o de *Alveolinas*, en las proximidades de la faja permotriásica, las areniscas y conglomerados de estos niveles, y en las zonas más septentrionales el cuarzo, las calizas y las cuarcitas paleozoicas, son casi los únicos componentes.

El cemento arcilloso y rojizo es, a veces, bastante escaso y la roca suele ser de poca consistencia, lo cual, unido a su color amarillento-rojizo y a la aridez que prestan al suelo, el cual aparece casi desprovisto de vegetación, da a esta formación un aspecto áspero muy característico, que en nuestras primeras excursiones por la región nos indujo a denominarlos «conglomerados tristes», para sintetizar la impresión que producen y distinguirlos del resto de los conglomerados terciarios, de aspecto tan diferente.

Sus inmensas moles de estratos casi horizontales, destacan claramente en lo alto de algunas sierras (Lleras, Boumort) con una potencia que en algunos sitios excede de 500 metros.

En la base de estas formaciones suele haber algunos niveles de areniscas o margas, y en Sosis se encuentran las capas de caliza lacustre con lignitos, anteriormente citadas.

EDAD En cuanto a la edad de esta formación, se la ha hecho variar, por los distintos autores, del bartoniense al mioceno. Jacob (56) y Dalloni (40) incluyen todas las pudingas en el eoceno superior, sincrónicas con las del Pirineo Aragonés, debido a los hallazgos fosilíferos en los lignitos de Sosis.

Pero por otra parte, al Norte de la Sierra de Peramola y al Sur de las del Turp y Odén, pueden verse los conglomerados análogos, descansando sobre el oligoceno de facies normal, mientras que en Oliana aparece el bartoniense de facies marina concordante con el resto del eoceno.

Por el contrario, Ashauer (3), atribuye al mioceno los conglomerados horizontales de la Creu de Cudó, al Sur de la Sierra de Odén, y nosotros (89) hemos denominado supra-oligocenos a los niveles más altos de estos conglomerados transgresivos del Segre y Cardoner, para distinguirlos de los infrayacentes, típicamente oligocenos.

Parece lo más lógico suponer que se haya producido una sedimentación continua de facies litoral, con predominancia de pudingas, que comenzaría en algunos sitios en los tramos altos del eoceno, como lo ha demostrado la fauna de Sosis, continuando, tal vez, hasta el comienzo del mioceno, pero la masa principal de los depósitos hay que atribuirla al oligoceno.

Salvo en Sosis, es imposible establecer divisiones dentro de esta formación de facies tan monótona, y como estimamos que en su mayor parte es oligocena, la incluimos íntegra en este apartado, advirtiendo que la denominación de oligoceno que damos al capítulo es en sentido lato, pues comprende niveles que no corresponden a este terreno, pero que estratigráfica y tectónicamente no se pueden separar de él.

Paleontología.—El oligoceno de facies lacustre de la cuenca del Ebro es escaso en restos fósiles y son pocas las localidades en que se pueda citar algún hallazgo.

En la cuenca del Ebro se han encontrado fósiles en Granja de Escarpe, Cubells, Rubio, etc., pero el yacimiento más importante, por la flora y los vertebrados que contiene, es el de Tárrega.

Las especies más interesantes encontradas en la provincia según Marín y Bataller (79 y 80), son:

FLORA

<i>Goniopteris dalmatica</i> , Braun.	<i>Myrica banksiaefolia</i> , Ung.
<i>Acrosticum lanzeanum</i> , Reid-Chand.	<i>Laurus cf. protodaphne</i> , Sap.
<i>Podocarpus eocenica</i> , Ung.	<i>Sassafras</i> .
<i>Anastomeria brongniarti</i> , Sap.	<i>Sanapas</i> , sp.
<i>Sabal lamanonis</i> , Sap.	<i>Cinamomun lanceolatum</i> , Ung.
— <i>major</i> , Heer.	<i>Nymphaea dumasi</i> , Sap.
<i>Leucothoe primigenia</i> , Ung.	

FAUNA

<i>Planorbis biangulatus</i> , F. E. Edw.	<i>Nystia duchastelli</i> , Nyst.
— <i>cornu</i> , Brong.	<i>Hydrobia pyramidalis</i> , Desh.
— <i>lens</i> , Brong.	<i>Bithinia nysti</i> , Boiss.
— <i>polycymus</i> , Font.	<i>Trionyxmarini</i> , Samp. y Bat.
— <i>rouvillei</i> , Font.	<i>Prolebias aff. oustaleti</i> , Sauv.
— <i>stenocyclotus</i> , Font.	<i>Chrysemys lachati</i> , Sauv.
<i>Limnaea acuminata</i> , Edw.	— <i>astrei</i> , Berg.
— <i>briarensis</i> , Desh.	<i>Hispanochampsia mülleri</i> , Käl.
— <i>longiscata</i> , Brong.	<i>Brachyodus cluai</i> , Dep.
— <i>longiscata</i> , Brong, var. <i>ostrogallica</i> , Font.	<i>Plesictis filholi</i> , Dep.
— <i>pyramidalis</i> , Brard.	<i>Therydomys sideroliticus</i> , Pict, raza <i>major</i> , Dep.
<i>Melanoides albigensis</i> , Noul.	<i>Cainotherium gracile</i> , Pom.

MIOCENO

Los sedimentos neogenos forman dos cuencas en el Pirineo de Lérida, que han sido objeto de interesantes estudios realizados por muchos geólogos. Una de ellas, la más pequeña, es la de Seo de Urgel, comprendida toda ella dentro de la provincia, mientras que la más importante, la de la Cerdaña, penetra en la provincia de Gerona y llega hasta Puigcerdá y Llivia.

Ha habido discrepancia en cuanto a la situación de estos depósitos en los distintos pisos neogenos, y todavía no están de acuerdo

todos los autores en la edad de los niveles más bajos que se han alcanzado.

Estas dos cuencas, como veremos en el capítulo de Tectónica, son de hundimiento, y los estratos inferiores no afloran en ningún sitio y son, por lo tanto, desconocidos.

Los estratos más altos de este nivel oculto, son localmente conocidos gracias a las labores realizadas en algunas minas dentro y fuera de la provincia, como son las de Bellver y Seo de Urgel.

COMPOSICIÓN

Según se ha podido comprobar en estos trabajos, los niveles alcanzados constan de una serie de capas de arcillas grasas, que alternan con lechos delgados de lignito, cuya explotación se pretendía por medio de estos trabajos.

En este nivel, tanto en Seo de Urgel como en la Cerdeña, se ha encontrado una fauna de mamíferos en la que, al lado de especies pontienses, como *Hipparion gracile*, Kamp., *Mastodon longirostris*, Kamp., o formas comunes como *Sus major*, Gerv., aparecen otras vindobonienses, tales como *Mastodon angustidens*, Cuv., *Dryopithecus fontani*, Lart.

Esta anomalía en la fauna, ha hecho que se considere este nivel como vindoboniense por unos geólogos, y como pontiense por otros.

Sobre este nivel, las hiladas más bajas visibles sobre el terreno, están constituidas por arcillas grasas arenosas, de color claro o blanquecino, con algunos lentejones de lignito.

En este nivel se han encontrado mamíferos fósiles netamente pontienses, en la zona de las inmediaciones de Bellver, juntamente con una flora que recientemente ha sido ampliada por los Sres. Solé, Llopis, Villalta y Crusafont, agregándose, además, una notable fauna de insectos con bastante variedad de géneros y especies.

Para el estudio más detallado de esta formación y de sus abundantes restos fósiles, todavía en estudio, remitimos a la hoja de Bellver (97) y a la bibliografía en ella reseñada.

La potencia reconocible en este terreno es de 80 a 100 metros.

Paleontología.—Por considerarla de sumo interés, damos la lista de vegetales, insectos, peces, etc., procedentes de las proximidades de Bellver, agregando los vertebrados de la Seo citados por Bataller (11).

VEGETALES

- | | |
|-------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| <i>Osmunda stozii</i> , Gaud. | <i>Zelkova (Planera) subkeaki</i> , Rer. |
| <i>Pteris radobojana</i> , Ung. | — — <i>ungeri</i> , Ett. |
| <i>Juniperus drupacea</i> , Labill, var. <i>pliocenica</i> , Rer. | <i>Ficus lanceolata</i> , Heer. |
| <i>Abias saportana</i> , Rer. | <i>Persea cf. brauni</i> , Heer. |
| <i>Smilax cf. obtusangula</i> , Heer. | <i>Cinnamomum polymorphum</i> , Al Br. |
| <i>Typha latissima</i> , Al. Br. | <i>Tilia vidali</i> , Rer. |
| <i>Potamogeton orbiculare</i> , Rer. | — <i>expansa</i> , Sap. |
| <i>Betula speciosa</i> , Rer. | <i>Acer trilobatum</i> , Al Br. |
| <i>Alnus occidentalis</i> , Rer. | — <i>trilobatum</i> , var. <i>productum</i> , Al Br. |
| — <i>cf. kefersteinii</i> , Gp. | — <i>decipiens</i> , Al Br. |
| <i>Carpinus grandis</i> , Ung. | — <i>pyrenaicum</i> , Rer. |
| <i>Ostrya cenningsensis</i> , Heer. | — <i>magnini</i> , Rer. |
| <i>Fagus pliocenica</i> , Sap., var. <i>ceretana</i> , Rer. | — <i>subrecognitum</i> , Rer. |
| <i>Castanea palaeopumila</i> , And. | — <i>pseudocraeticum</i> , Ett. |
| <i>Quercus praeilex</i> , Sap. | — <i>laetum</i> , C. A. Mey, var. <i>pliocenicum</i> , Rer. |
| — <i>denticulata</i> , Rer. | — <i>cf. campestre</i> , L. |
| — <i>hispanica</i> , Rer. | <i>Buxus sempervivens</i> , L., var. <i>ceretana</i> , Rer. |
| — <i>hispanica</i> , Rer., var. <i>cuspidata</i> , Rer. | <i>Parrotia pristina</i> , Ett. |
| — <i>hispanica</i> , Rer., var. <i>expansa</i> , Rer. | — <i>gracilia</i> , Heer. |
| — <i>weberi</i> , Rer. | <i>Trapa ceretana</i> , Rer. |
| — <i>mediterranea</i> , Ung. | <i>Leguminosites proserpinae</i> , Heer. |
| — <i>praecursor</i> , Sap. | — <i>brunneri</i> , Heer. |
| — <i>crasipes</i> , Heer. | <i>Caesalpinea townshendi</i> , Heer. |
| — <i>neriifolia</i> , Al Br. | — <i>micromera</i> , Heer. |
| — <i>drimeia</i> , Ung. | — <i>cf. lepida</i> , Heer. |
| <i>Juglans acuminata</i> , Al. Br. | <i>Cassia berenices</i> , Ung. |
| — <i>cf. vetusta</i> , Heer. | — <i>lignitum</i> , Ung. |
| <i>Pterocarya denticulata</i> , Heer. | — <i>ambigua</i> , Ung. |
| <i>Populus tremula</i> , L., var. <i>pliocenica</i> , Rer. | <i>Podogonium lyellianum</i> , Heer. |
| <i>Salix tenera</i> , Al Br. | <i>Gledtschia allemanica</i> , Heer. |
| — <i>cf. denticulata</i> , Heer. | <i>Andromeda tremula</i> , Heer. |
| <i>Zelkova (Planera) crernata</i> , Spach. | <i>Diospyros brachysepala</i> , Al Br. |
| | — <i>cf. anceps</i> , Heer. |
| | <i>Fraxinus praedicta</i> , Heer. |

MOLUSCOS

- | | |
|------------------------|--------------------|
| <i>Planorbis</i> , sp. | <i>Helix</i> , sp. |
| <i>Limnaea</i> , sp. | |

PECES

- | | |
|--------------------|-------------------|
| <i>Leuciscus</i> ? | <i>Anguilla</i> ? |
|--------------------|-------------------|

INSECTOS

Geometridae.
Formicidae.
Scolidae.
Carabidae.

Tenebrionidae.
Curculionidae.
Aphodinidae.
Pantatomidae.

UNGULADOS

Hipparion gracile, Kaup.
Tapirus priscus, Kaup.
Aceratherium tetradactylum? Lartet.
Rhinoceros schleiermacheri, Kaup.
Chalicotherium goldfussi, Kaup.
Hyotherium soemeringii, Meyer.

Sus major, Gervais.
Cervulus dicranocerus, Kaup.
Mastodon angustidens, Cuvier.
Mastodon angustidens, Cuvier, var.
pyrenaicus, Lartet.
Mastodon longirostris, Kaup.

ROEDORES

Castor jaegeri, Kaup.

ANTROPOMORFOS

Dryopithecus fontani, Lartet.

PLIOCENO

Sobre la formación anterior descansan unos aluviones de arena con cantos de cuarzo poco rodados, sin fósiles, a los que sigue una potente serie de arcillas rutilantes que se destaca sobre el terreno por sus vivos colores rojos.

En la parte alta se vuelven a intercalar otros aluviones cementados entre las arcillas.

Esta formación, con una potencia que llega hasta más de 100 metros en donde no ha sido erosionada, aparece en las dos cuencas neogenas, descansando sobre el mioceno, por lo que se le atribuye edad pliocena.



Siluriano de Alins.

Fot. L. M. Vidal

AREA PALEOZOICA DE VALL FARRERA



Siluriano de Llavorsi.

Fot. L. M. Vidal



*Paleozoico de Esterri de Aneu.*

Fot. L. M. Vidal

*AREA PALEOZOICA DEL NOROESTE**PERMOTRIAS DE LA ZONA DE PONT DE SUERÍ**Dolmen de Piñana.*

Fot. L. M. Vidal

**CUATERNARIO**

Depósitos glaciáricos.—La zona glaciárica pleistocena ha debido ocupar, aproximadamente, el área que ocupan los terrenos primarios, pues se encuentran vestigios morrénicos en los límites de ésta, pero la intensa erosión posterior los ha hecho desaparecer en gran parte.

El macizo de la Maladeta y el Valle de Arán, han debido estar invadidos por los glaciares, como lo prueban los muchos lagos glaciáricos o ibones que existen, así como la forma característica de los valles excavados en el granito; pero sólo pequeños testigos quedan en las laderas y fondo de los valles, uno de los cuales es la morrena que cierra el lago Llebreta, sobre un afluente izquierdo del Noguera de Tor.

En las proximidades de Esterri de Aneu y en el Valle de Arán, se conservan también interesantes morrenas y grandes bloques de granito arrastrados por los hielos.

El macizo granítico de Lles-Aristot, también conserva, en las laderas de los valles afluentes del Segre, restos de las morrenas glaciáricas que existieron en aquella zona.]

Terrazas diluviales.—Los valles de los Nogueras y del Segre, así como gran parte de la zona meridional ocupada por el oligoceno, conservan una serie de terrazas cuaternarias de distintos niveles, de difícil sincronización por lo accidentado de la topografía, escasez de restos paleontológicos e intensa erosión posterior.

Están constituidas por conglomerados con arenas y arcillas, y su estudio sistemático sólo se ha iniciado en zonas reducidas, por cuya razón no es posible hacer una síntesis de sus diferentes edades y hemos preferido en el mapa englobarlas con el aluvial.

Aluvial.—Está constituido por conos de deyección de importancia, a veces considerable, en las zonas montañosas y derrubios de ladera o canchales, denominados en el país «tarteras», que se producen, principalmente, en las laderas abruptas de la zona granítica, ocultándolas en extensiones importantes y en gran parte de

su altura, bajo una gran cantidad de cantos angulosos de granito.

En los ríos constituye el relleno actual de su fondo, que cuando el valle se ensancha, suele ocupar zonas importantes del mismo, y la región oligocena baja cubre, a veces, considerables extensiones de este terreno con una capa poco gruesa de derrubios.

III

HISTORIA SEDIMENTARIA Y TECTONICA

DURANTE EL PALEOZOICO

La historia geológica del Pirineo Español, hasta el plegamiento herciniano inclusive, sólo se conoce de una manera fragmentaria, pues aparte de interesantes trabajos de carácter local o monográfico, el paleozoico de la provincia de Lérida, e inmediatas, ha sido poco estudiado recientemente en zonas de alguna extensión, que permitan extraer consecuencias tectónicas de carácter general.

Para efectuar esta síntesis contamos, como básicos, con los trabajos de Dalloni (40), Schmidt (93) y Llopis (68), de carácter más general; el de Llopis (69), para los Nogueras; y con referencia a la zona al Este de Seo de Urgel, el de Boissevain (25) y la Hoja de Bellver (79), aun en prensa. La obra de Dalloni es de tal extensión que, forzosamente, ha de resultar esquemática en muchos puntos y, a veces, su mapa no representa la realidad, que suele ser más compleja. En cuanto al trabajo de Schmidt, tiene observaciones muy precisas, pero éstas se refieren a diversas zonas más o menos reducidas, quedando lagunas entre ellas que le impiden dar un mapa de conjunto, que tan interesante hubiera sido.

Fases pre-hercinianas.—Ya dijimos que según Schmidt, no se conocen en el Pirineo terrenos anteriores al ordoviciense, por

lo que no se puede saber si aquí se han producido, como en otras zonas, movimientos anteriores a la deposición del siluriano.

El estrato cristalino que sitúa Dalloni en la parte más septentrional de la provincia, como inferior al siluriano, no ha sido estudiado por nosotros, ni lo menciona Schmidt, y no sabemos si se tratará de una zona metamórfica del mismo siluriano, pero en todo caso, estos estratos están muy afectados por los movimientos alpinos y no es fácil que puedan arrojar alguna luz sobre la tectónica pre-siluriana.

En el ordoviciense, el Pirineo de Lérida constituía un gran geosinclinal en el que se depositaron grandes espesores de arcillas, continuando este régimen durante todo el siluriano, sin más anomalía que una que Schmidt sitúa dentro del ordoviciense, siendo el primer plegamiento reconocible en el paleozoico del Pirineo; como lo ha descubierto en nuestra provincia es interesante citarlo.

Según este geólogo, el conglomerado de entrada del carado-ciense le hizo sospechar la existencia de una discordancia entre este piso y las pizarras del llendeiliense. Esta discordancia la ha encontrado en el valle del Pallaresa, en Vilamur, a 100 metros del pueblo, en el camino viejo de Sort, y propone denominarla «plegamiento pallarésico».

Plegamiento herciniano.—El plegamiento herciniano es la primera de las dos grandes convulsiones que han ocasionado el levantamiento de la Cordillera Pirenaica, pero este plegamiento se descompone en una serie de fases, de mayor o menor importancia, acerca de las cuales no están absolutamente de acuerdo todos los geólogos que han estudiado esta cordillera.

Después de la fase pallarésica, no se encuentra ningún síntoma de actividad orogénica hasta el devoniano superior, en que aparece una discordancia a la que Schmidt da el nombre de «discordancia leridana», correspondiente a una posible fase pre-mársica.

Este autor encontró, entre Soriguera y Feixa, un conglomerado correspondiente al nivel de *Cheiloceras*, que descansa en discordancia sobre unos potentes bancos de caliza gris clara del nivel de *Manticoceras*. Como no se ha señalado esta discordancia más que en este punto, no puede hablarse por ahora de una fase orogénica.

DISCORDANCIA
LERIDANA

De la comarca de Feixa, cita también otros dos niveles de conglomerados, uno en el nivel de *Clymenia*, más potente, pero menos extenso que el anterior y contemporáneo de la fase mársica, y otro entre las calizas de *Clymenia* y las pizarras del culm, contemporáneo de la fase nassauica. Como no se ha observado hasta ahora ninguna discordancia con las capas inmediatas, hay que considerar estos conglomerados como fenómenos sinorogénicos.

FENÓMENOS
SINOROGÉ-
NICOS

En cuanto al movimiento pre-cúlmico, se ha acusado en distintos puntos de la cordillera por ligeras transgresiones, pero las muchas fracturas y dislocaciones existentes impiden llegar a una comprobación indudable, mientras que, por otra parte, en muchos sitios parecen estar concordantes los estratos del culm y del devoniano.

Creemos que, en general, puede decirse que ha existido una fase bretónica poco intensa, que en algunos sitios no ha llegado a manifestarse y en otros queda enmascarada por los fenómenos posteriores.

FASE
BRETÓNICA

Una vez depositado el culm, se produce un movimiento general de emersión, que crea las condiciones necesarias para la formación de los depósitos carbonosos en las distintas cuencas del Pirineo, que en la provincia de Lérida tienen su representación en las de Erill-Castell y Adrall.

DESDE FINALES DEL PALEOZOICO HASTA EL JURASICO

Examinadas en páginas anteriores las características y desarrollo de las formaciones paleozoicas e intrusiones graníticas variscas, según los datos obtenidos de Vidal (103), Dalloni (40), Schmidt (93), Boissevain (25) y Solé y Llopis (97), vamos a seguir con Misch (84), en forma abreviada, el desarrollo post-variscico del ámbito ilerdense durante los tiempos en que se depositaron las peculiares formaciones, casi todas ellas de tipo continental, que se suceden desde el estefaniense, el permo-triásico y triásico, hasta el cambio a régimen semi-salobre de las carniolas, que constituye el tránsito al francamente marino del liásico.

Discordancia astórica.—Se puede decir que bajo el estefaniense, cuando existe, y cuando no bajo el permo-triásico, se aprecia, casi siempre, la existencia de la discordancia varisca. Tanto el permo-triás, como el estefaniense, se apoyan discordantes sobre un substratum paleozoico plegado (que al Oeste, en el Esera, contiene aún westfaliense). Parcialmente, la discordancia es débil (como, por ejemplo, en el Pallaresa, al Sur de Gerri), y aun en el Flamisell, según Dalloni y Ashauer, yacen concordantes el westfaliense y el estefaniense (en Aguiró). Pero a menudo es muy considerable, como al Norte de Vilanova, en la ribera derecha del Esera, donde el permo-triás descansa con ligera inclinación sobre una serie volcada al Sur, que abarca del siluriano al westfaliense (Schmidt, 93).

Otro lugar apropiado para su observación es el lado oriental del Pallaresa, al Norte de Gerri (Misch, 84, fig. 2).

En el Esera, la fase principal del plegamiento, a juzgar por el juego y posición de las discordancias, es astórica y, según Schmidt (93), hay movimientos pre-westfalienses débiles.

Estefaniense.—El estefaniense ya no ha sido afectado nunca en esta región por los plegamientos variscos.

No se ha aclarado suficientemente la posición relativa de los estratos del westfaliense y estefaniense en el isleto de Erill-Castell, pero en la parte oriental de la provincia, los conglomerados de entrada del estefaniense acusan una marcada discordancia con los estratos inferiores del paleozoico, poniendo de manifiesto la existencia de la fase asturiana, tan importante en España para la orogénesis pirenaica.

En las minas de carbón de Adrall y en el torrente Colo, de La Bastida de Ortons, puede verse, con toda claridad, la discordancia del estefaniense con las pizarras del ordoviciense.

Para algunos autores, como Dalloni, el plegamiento herciniano ha tenido su última y más importante manifestación con la fase saálica del comienzo del permiano, y a ella se atribuye la intrusión de los macizos graníticos del Pirineo. Pero Schmidt estima que la fase saálica, si ha existido, ha sido poco importante, pues es frecuente ver concordante el permiano con el estefaniense; y donde no es así, o falta este último, en cuyo caso puede referirse la discordancia a la fase asturiana, o es debido a la distinta plasticidad

de las pudingas y las pizarras, la cual produce una falsa discordancia. Para este autor los granitos serían, en su mayoría, de edad ordoviciense.

Boissevain (25) y Solé y Llopis (97), también son de opinión de que la fase principal, en nuestra zona, ha sido la asturiana, terminando con ella el plegamiento herciniano.

Ahora bien, según Boissevain, las porfiritas del Sur del Cadí, aparecen interstratificadas entre el estefaniense y el permo-triás, con tránsito imperceptible de las tobas porfiríticas a las areniscas permianas, y son de edad evidentemente permiana. Ello indica que, cuando menos, la fase saálica se ha manifestado por el vulcanismo y, tal vez, con alguna discordancia difícil de apreciar, siendo, por lo tanto, una fase poco intensa y, desde luego, menor en importancia que la asturiana.

En cuanto a los granitos, en el macizo de Lles-Aristot, la aureola metamórfica alcanza hasta el devoniano, y Schmidt reconoce que el carbonífero, al Norte de la Maladeta, está afectado de metamorfismo de contacto.

Por otra parte, parece lógico suponer que las grandes intrusiones graníticas han debido culminar, principalmente, en los paroxismos orogénicos y, por lo tanto, deben corresponder en su mayoría a la fase asturiana, si bien algunas intrusiones en el Pirineo pueden ser anteriores o haberse iniciado con anterioridad.

Permo-triás.—Al estefaniense suceden las formaciones igualmente continentales del permo-triás, con sus areniscas rojas, pizarras arcilloso-arenosas y conglomerados. Lo probable es que el estefaniense se depositase y existiera en toda la zona que ahora presenta permo-triás, pero parece que en parte desapareció arrastrado por la erosión consecuente a los movimientos saálicos, si bien éstos tuvieran poca importancia. Entre el estefaniense y el permo-triás se aprecia, a menudo, una débil discordancia que parece ser el motivo de la falta de la primera formación en algunas áreas donde la segunda existe. En el yacente de esta discordancia, y al techo del estefaniense, se encuentran al Sur de Baró, en el Pallaresa, pizarras negras con plantas de *Rotliegenden inferior*, Dalloni (40), Schmidt (93).

Inmediatamente encima comienza el permo-triás de conglomerados. Casi siempre existen estos conglomerados basales, que son

EDAD DE
LOS GRANITOS

DISPOSICIÓN

COMPOSICIÓN

FASE
SAÁLICA

seguidos por las areniscas rojas y pizarrillas arenosas, rojas y violetas, que contienen, igualmente intercalados, bancos de conglomerados. La zona de los Nogueras se caracteriza, además, por la presencia, de carácter local, de arcillas grises pizarreñas.

El techo del permo-trías lo constituyen capas arcillosas, verde oscuras, que constituyen un tránsito al triás más alto.

La parte alta de este conjunto corresponde ya al bunt, aunque la rareza de los fósiles impida casi siempre separarlo con certidumbre.

ESPESORES

La potencia del permo-trías es variadísima (siempre según Misch), siendo máxima en el margen de la zona axial entre Batliu de Sas y Aguiró, donde además se han observado discordancias (20°) dentro del permo-trías, que dejan por debajo 200 metros y por encima 800 metros de la formación. Esta discordancia, de edad pfalzica, constituiría la separación entre el permiano propiamente dicho y el bunt.

DISCORDANCIA
PALATÍNICA

Como hemos dicho, es casi siempre imposible fijar qué parte del conjunto es propiamente permiana y cuál triásica, pero sí parece seguro que cuando tiene poca potencia es el permiano el que falta.

COMPOSICIÓN

Triásico medio y superior.—Sobre el bunt, continúa la serie triásica en pura facies germánica. Su base la constituyen unos banquitos de margas celulares dolomíticas, gris-amarillentas, que reposan sobre las pizarras arcillosas gris-verdosas de la parte alta del permo-trías y pasan a las calizas gris-humo del muschelkalk.

DOMINIO

Las manifestaciones permo-triásicas se limitan a la banda Norte de la provincia, es decir, a lo largo del paleozoico axial. No sabemos cuál pueda ser su extensión hacia el Sur, bajo el triásico y, probablemente, se acuña en esta dirección. En cambio, los testigos de la presencia del triás superior son abundantísimos y muy llamativos en toda la parte Norte de la provincia, y algunos de ellos muy meridionales. La presencia del keuper y del muschelkalk en los diapiros de Artesa de Segre y Montmagastre, son hitos avanzados en dirección Sur que indican la continuidad de esta formación bajo las capas más modernas. Si pensamos en la presencia del triás superior en la Ibérica y Cordillera Costera Catalana, con idénticas características y, aun más, en la casi universal extensión de la facies germánica del triás, en las zonas secundarias de la

Península, no es nada aventurado suponer que existe una lámina de triás superior bajo todas las formaciones secundarias y terciarias de la provincia.

Formación tan móvil hace suponer que sus espesores en profundidad han de ser muy variables, porque débiles presiones tectónicas y aun la mera gravitación de los sedimentos, expulsan al keuper de unas zonas y lo acumulan en otras.

ESPESORES

Los caracteres climáticos y paleogeográficos de esta peculiar formación, son tan universales en la Península y tan bien conocidos, que no merece la pena de insistir sobre lo que se ha dicho tan a menudo en la descripción de esas formaciones.

DURANTE EL JURASICO

Una guía interesantísima para el estudio de la evolución paleogeográfica de la provincia de Lérida, es la reciente publicación de Marcet Riba (71), en que documentándose en todos los trabajos modernos sobre el ámbito catalano-balear, traza la historia de su desarrollo geológico. Forzosamente hemos de repetir conceptos allí expuestos, pero es propósito nuestro que en esta explicación al mapa geológico de la provincia de Lérida se encuentren tratados, si bien en forma resumida, todos los puntos que puedan interesar, tanto al estudioso, como al que lo consulte con un fin práctico. La exposición de Marcet Riba constituye una guía utilísima para la ligazón del ámbito ilderdense al de las provincias contiguas.

El régimen representado por los tramos superiores del triás es netamente lagunar, pero el jurásico se inicia por un régimen más salobre que indica la mezcla de las aguas continentales con las del mar rético que va penetrando en el sinclinal pirenaico; así es como tiene lugar la precipitación de las dolomías y carniolas del rético. El que la penetración se verifica desde el Este está demostrado, porque la transgresión rética sólo está netamente marcada en la zona oriental, y Misch (84) señala, en los Pirineos medios, condiciones salobres subrayadas por los yesos de Camarasa. Según Ashauer, es ahora, por primera vez, cuando se presenta un sinclinal pirenaico-oriental propiamente dicho, unido con la cubeta pro-

TRANSGRESIÓN
RETIENSE

venzal. La transgresión marina se acentúa durante las épocas correspondientes al liás medio y superior. Toda la región actualmente representada por la provincia de Lérida, formaba parte de un mar de características uniformes que avanza por el Sur hasta el Macizo Castellano Central (la meseta), como demuestran los sedimentos liásicos y jurásicos de la Ibérica. Su costa occidental estaba cerca, pues movimientos paleo-kimméricos han hecho emerger casi todo el ámbito de Huesca y gran parte del de Navarra (donde faltan los sedimentos jurásicos), que el mar liásico contorneaba a altura desconocida para penetrar de nuevo en la alta Navarra y Vascongadas. Es un macizo de emersión post-herciniana.

Los movimientos neo-kimméricos también han dejado su huella en esta región. Todo el extenso mar jurásico que abarca desde Levante al Cantábrico, apoyándose epicontinentalmente sobre el macizo central castellano y contorneando el umbral herciniano pirenaico, acusa su acción. En efecto, aunque la sedimentación en todo el ámbito acusa caracteres uniformes, registrados por la semejanza litológica y paleontológica, la serie jurásica unas veces llega hasta el liás superior, otras al dogger y, finalmente, otras llega hasta el malm. Los términos inferiores, es decir, los liásicos, no faltan casi nunca. Así es que el cretáceo inferior tanto tiene como yacente el liás, el dogger o el malm. Hay motivos para creer que, si bien unas veces será debido a movimientos de emersión, con interrupción de la sedimentación, quizá de fase intra-dogger, otras veces está acusada la acción erosiva que, posteriormente a la emersión, ha originado, además, la desaparición de parte de los sedimentos. Discordancias netas que hemos observado en la Ibérica, abonan esta hipótesis.

[La existencia de las bauxitas y formaciones lateríticas, relativamente abundantes, que se encuentran generalmente sobre el liás y que unas veces están cubiertas por el urgoniense y otras por el cretáceo superior, indican la existencia de zonas emergidas con régimen continental y condiciones climáticas favorables a una rápida e intensa meteorización, como ya hicimos notar (89, pág. 49). Ashauer, señala las mismas circunstancias para los mantos de bauxita provenzales, intercalados entre el dogger y el urgo-aptense, pues son, según él, un producto continental de la meteorización de las calizas mesozoicas del umbral de los Pirineos axiales.

MOVIMIENTOS
KIMMÉRICOSEROSIÓN
POST-LIÁSICAORIGEN DE
LAS BAUXITAS

Misch niega la actuación de movimientos antes o durante el cretáceo, al menos en los Pirineos medios, o por lo menos están, según él, muy débilmente marcados, ya que el urgoniense es siempre concordante sobre el dogger. Estas fases serían neokimméricas.

En el ámbito ilerdense hay una confusa época que abarca desde el liásico superior al aptense, en que los sedimentos son indeterminados con respecto a su edad, puesto que no contienen fósiles. Representados por calizas dolomíticas o arenosas, fétidas, con abundantes restos de hidrocarburos, corresponderían a un régimen salobre-lagunar. Se formaron en zonas tendidas, de nivel ligeramente deprimido o elevado con relación al del mar. Probablemente algunas representan la sedimentación correspondiente a todo el intervalo; en otras zonas sólo a parte de ella. Es decir, con seguridad, no son todas ellas contemporáneas, aunque su carácter litostratigráfico es idéntico, representando iguales condiciones de sedimentación. Su edad dogger parece probada en muchos casos. En una localidad (Montsech), Vidal ha demostrado su edad ante-portlandesa, confirmada por Misch, ya que sobre las dolomías del dogger ha encontrado allí 100 metros de claras calizas marinas y encima los lechos lacustres del portlandés de Vidal. En cambio, a nosotros, nos parece fuera de duda su edad urgoniana en las series de Prada-San Juan y Aubens-Turp.

Su sedimentación no era simultánea, y se verificaba en unas zonas, mientras que en otras, poco alejadas, no había lugar a su deposición.]

DURANTE EL CRETACEO

[Las emersiones más o menos parciales o locales, que durante las primeras etapas del cretáceo inferior dominan en el ámbito ilerdense, son aún más acentuadas hacia su región meridional, porque en la zona de las sierras marginales, Misch señala la ausencia de toda clase de depósitos del cretáceo inferior, señal de su total emersión.] Y en la zona ibérica los sedimentos neocomienses tienen facies continental wealdense. Los sedimentos del cretá-

INDETERMINACIÓN
DEL TRÁNSITO JU-
RÁSICO-CRETÁCEOORIGEN DE
LAS DOLOMIASEMERSIONES
NEO-
COMIENSES

UMBRAL
PIRENAICO
AXIAL

ceo inferior faltan en absoluto en la parte occidental de la provincia de Huesca y en la central de Navarra. Ashauer indica que como resultado de los movimientos precretáceos aparece, por primera vez, un umbral cristalino en la actual zona axial de los Pirineos Orientales.

TRANSGRESIÓN
APTENSE

[La historia paleogeográfica del ámbito pirenaico es complicada en contornos, y muy desdibujada e imprecisa desde el liásico hasta la transgresión aptense, pero a partir del momento de la invasión marina los términos son más precisos.

Sobre las calizas «dogger-urgonienses» se sedimentan en aparente o real concordancia las calizas aptenses, caracterizadas por las *Orbitolinas* y *Requienias*.

CONTINUIDAD
Y POSICIÓN DE
LAS SERIES EN
EL SURCO
APTENSE

[Presentan invasiones del mar aptense, las series de Pedraforca, Prada-San Juan, Aubens-Turp y de los Montsechs. Faltan los sedimentos aptenses en la del Cadí y en casi toda la de Odén, así como en las sierras marginales. Aparte de las razones tectónicas y de los enraizamientos que presentan esas series, ya la evolución de sus características petrográficas y de sus espesores, o la continuidad de los sedimentos de unas y otras series, indican con suficiente claridad su primitiva continuidad y posición relativa dentro del profundo y marcadísimo surco aptense. Las series de Prada-San Juan, Turp-Aubens y Montsech, son continuas y están unidas bajo los sedimentos de la «Conca» de Tremp. La serie de Odén, por su parte occidental, presenta también cretáceo superior y liás; sus características litológicas y espesores son idénticos a los de las mismas formaciones en Turp y Aubens, con las que están en contacto. La mayor parte de la serie, no obstante, por su carencia de cretáceo inferior y de parte del superior, es de características idénticas a las de las sierras marginales, y lo que es más interesante, a la del Cadí. Entre ambas se inserta la de Pedraforca, con su cretáceo inferior complejo y bien marcado.]

Vamos a situar, partiendo de estos términos, la depresión aptense.

ELEMENTOS
ACTUALES
DEL SURCO
APTENSE

Todos los geólogos están conformes en que la serie del Cadí constituye la cobertura autóctona de la zona axial. La falta de los sedimentos correspondientes a la mayor parte del cretáceo, denotan su posición marginal, costera, con respecto a la depresión aptense. Sus reducidos sedimentos cretáceos son epicontinentales y constituían el margen nórdico de la depresión. Situados simétri-



Gerri de la Sal, en el Triásico, en contacto con el Paleozoico.

Fot. L. M. Vidal

TRIASICO DE LA FAJA MARGINAL



Santa María de Gerri. Keuper con ofitas.

Fot. L. M. Vidal





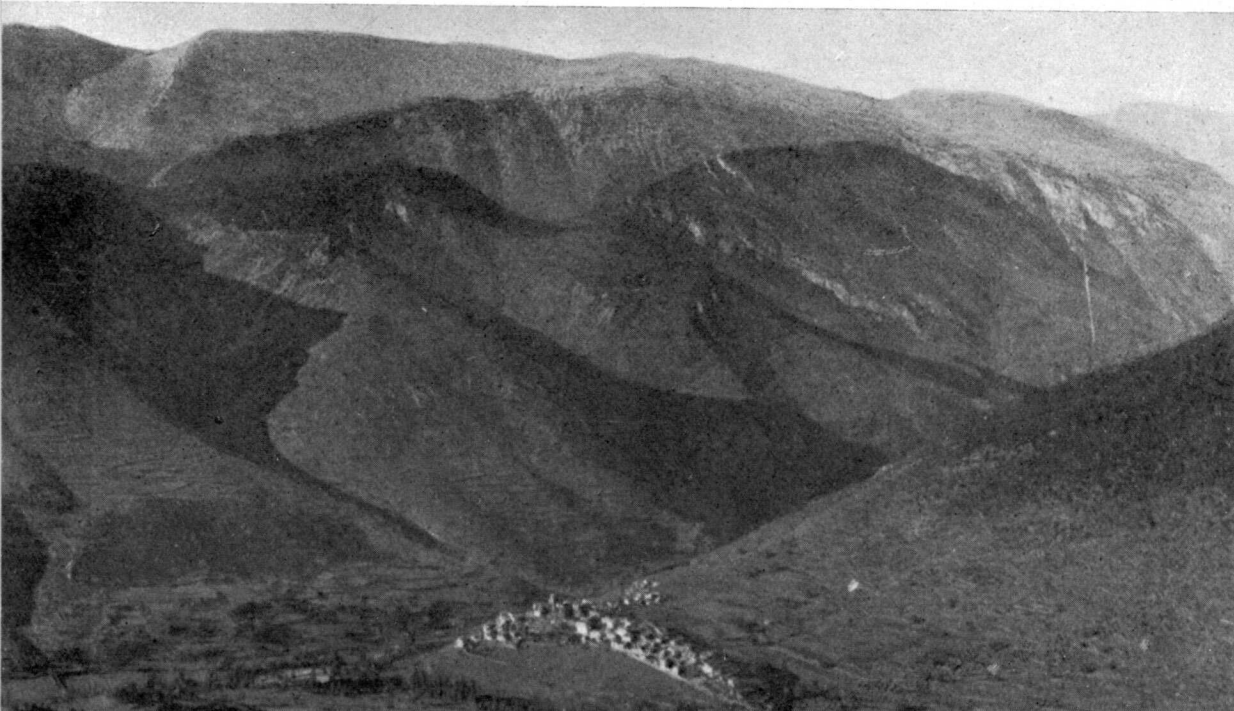
El río la Vansa y, al fondo, la mole liásica de Tuixent.

Fot. J. R. Bataller

SECUNDARIO DE LA BANDA TUIXENT-FORNOLS

El pueblo de Tuixent en el Triás y, al fondo, la Sierra del Cadí. El pueblo de Turs.

Fot. J. R. Bataller



camente al Sur, están los sedimentos del mismo tipo de la serie de Odén, carente más o menos de los mismos tramos cretáceos. La serie de Odén constituía, pues, la margen meridional, con mares epicontinentales, de la depresión aptense. La serie de Pedraforca, con sus sedimentos calizos y margosos del aptense y su sedimentación ininterrumpida durante el cretáceo, constituía el fondo de la depresión, que seguía hacia el Este, adentrándose en la contigua provincia de Barcelona. La serie Prada-San Juan, con sus potentes espesores de calizas aptenses y, sobre todo, con el conjunto margoso aptense-albense, corresponde a la mayor profundidad del surco aptense, y constituye la prolongación al Oeste del conjunto de Pedraforca, pero con mayor hundimiento del fondo. La margen Norte del surco, es decir, la prolongación occidental del Cadí, falta, y ha desaparecido, sin duda, por erosión. Los espesores aptenses disminuyen hacia el Sur, y la serie de Turp-Aubens representa la extinción en esa dirección de las calizas aptenses y la falta absoluta de las margas de la misma edad. La zona del surco que representa la disminución hacia el Sur y, finalmente, la extinción de estas margas, y que originalmente se situaba entre Prada-San Juan y Aubens-Turp, está actualmente bajo el cabalgamiento que pone en contacto ahora dichas series, así como bajo la zona central de la «Conca».

La serie de Peramola corresponde a la de Odén y a las sierras marginales y está constituida por los sedimentos epicontinentales del borde meridional.

Más al Oeste, la prolongación del eje del surco, cae bajo la actual «Conca de Tremp», donde los espesores cretáceos deben de ser enormes, como ha puesto de manifiesto el sondeo de Soterraña, que atravesó 1.780 metros sin salir del mismo conjunto de margas. En los Montsechs, se aprecia muy claramente, según Misch (84), la extinción meridional de los espesores del cretáceo inferior. [El albense está ya representado, al menos en algunas zonas, por una facies arenosa con lignitos albenses, de tipo ibérico. La serie de las sierras marginales, idéntica a la de Peramola y Odén, representa el borde meridional de la depresión.]

X Estratigráfica y paleogeográficamente considerada, es absolutamente lógica y coordinada la idea de un surco cretáceo sur-pirenaico, del que han surgido en orogénesis, generalmente de doble vergencia, las distintas series que conocemos ahora en la super-

POSICIÓN DEL
EJE DEL
SURCO
APTENSE

ESTRATIGRAFÍA
CORRIMIENTOS
OJUNTA 1931.

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

ESTRATIGRAFÍA

FACIES
ALBENSES DEL
MONTSECH

¿MANTOS DE
CORRIMIEN-
TO O SERIES
AUTÓCTONAS?

ficie. Las discontinuidades estratigráficas que se observan, son lógicas si se tiene en cuenta la estructura tectónica con cabalgamientos, y los elementos que faltan se encuentran, sin forzar el cuadro, bajo éstos. Además, estas discontinuidades son parciales.

No hay ninguna necesidad de acudir, como hicieron Astre y Jacob, a «traer», de más o menos lejos, una serie alóctona, arras-trándola sobre la autóctona representada por el Cadí (más adelante nos ocuparemos con algo más de detalle sobre esta teoría), puesto que en la concepción que hemos expuesto nosotros, y antes que nosotros Vidal, Dalloni, Misch, Ashauer, Llopis y otros, no hay nada contradictorio.

Vamos ahora a enmarcar, en su época, el surco aptense. Los estudios de Misch demuestran que no existen depósitos aptenses más allá de Bielsa y Ainsa, es decir, en la falda oriental del Turbón, en la provincia de Huesca, donde la facies marginal está representada por débiles espesores de calizas coralinas. Es el macizo que hemos citado antes, y que Misch denomina Umbral transversal Altoaragonés («Oberaragonische querschwelle»). Este se une con un macizo situado en la actual depresión del Ebro (Macizo del Ebro, «Ebro Masse», de Misch), que limitaba por el Sur y SO. la depresión aptense. Al otro lado de este macizo hay, en esta época, una depresión de relleno continental (facies wealdense-albense ibérica) que presenta una transitoria invasión marina (aptense con *Requienias* y *Orbitolinas*, de la Ibérica).

La margen meridional del surco aptense venía a situarse entre las sierras marginales más exteriores y los Montsechs.

El macizo del Ebro se prolonga por el umbral del Ampurdán («Ampurdanische Schwelle»), de Ashauer, que limita al SE. y Este la depresión aptense, la cual está compartimentada al Este por un umbral pirenaico axial (*) («Zentral Pyrenaische Schwelle», de Ashauer), que separa un surco aptense provenzal del surco aptense catalán. Este umbral Pirenaico oriental es prolongación del que

(*) Se origina mucha confusión por el empleo, por los geólogos alemanes de la escuela de Stille, de la palabra «Zentral», lo mismo para designar la zona axial de los Pirineos, en oposición a sus partes nórdica y meridional, que para señalar su zona media, o sea la que debiéramos denominar Alto Pirineo, Pirineo medio, o Pirineo aragonés. Claro es que en este Pirineo central, también

LÍMITES
APTENSES
DEL SURCO

UMBRAL
PIRENAICO
ORIENTAL

en Lérida divide igualmente un surco aptense nord-pirenaico del sur-pirenaico (*). El mar aptense rebasa el umbral pirenaico en la zona NO. de la provincia de Lérida, enlazando ambos surcos.

[Al terminar el cretáceo inferior, la cubeta aptense se amplía, según Misch, hacia el Oeste, adentrándose algo más el mar en la provincia de Huesca. En cambio retrocede ligeramente por el Sur; el Montsech muestra intercalaciones de lignito y bancos de areniscas albenses, así como una potencia muy reducida, y acuñamientos hacia el Sur de las capas más altas del cretáceo inferior. La serie de Turp-Aubens muestra aún, localmente, espesores relativamente grandes de calizas urgonienses, pero éstos se acuñan rápidamente hacia el Sur hasta desaparecer, y no ofrece sedimentos correspondientes al aptense superior-albense que, sin embargo, están representados con gran espesor en la vecina Sierra de Santa Fe de Orgañá.]

[El cenomanense, según Misch, es ampliamente transgresivo en Aragón, sobre el cretáceo inferior, aunque tropieza en su expansión hacia el Norte con un umbral, cuya existencia está demostrada, al menos hacia el Oeste. Pero en la provincia de Lérida, el área de sus mares es más reducida que la de los mares aptenses. La margen se retira al Norte; falta en las sierras marginales, así como en los Montsechs, y Misch la sitúa en la zona de Tremp. En cambio, opina que rebasa el umbral pirenaico axial, estable-

cabe distinguir una zona axial. Lamentamos que al traducir alguna de sus obras, no hemos prestado atención, por no fijarnos a tiempo, a esta duplicidad de sentidos en el empleo de la palabra alemana «Zentral». Si decimos ahora «central» nos referimos siempre a Pirineo medio o aragonés, ya que la otra acepción la hemos traducido siempre, en este trabajo, como «axial». Conviene insistir en ello, porque otros traductores han empleado igualmente un sentido anfibológico para la voz «Zentral». Por lo que se refiere a las traducciones alemanas, el buen criterio del lector bastará, si presta atención, para salvar la dificultad.

(*) Misch (84, pág. 33) no encuentra razones para negar o afirmar la existencia de un Umbral central-pirenaico, ya que en la zona por él reconocida faltan los indicios de tipo facies; las reducciones de potencia hacia el Norte sólo se observan localmente. No obstante, no reconoció la serie del Cadí, donde la presencia de este Umbral es muy clara. Por otra parte, Misch puede demostrar su existencia durante el cenomanense. En general, se inclina más bien a creer en una comunicación de mar libre entre los surcos nord y sur-pirenaicos, es decir, pasando sobre el Umbral pirenaico axial.

VARIACIONES
DEL MAR
APTENSE

MAR
CENOMA-
NENSE

ciendo una unión con el mar cenomanense del surco, al Norte de los Pirineos.

Cuando el surco sur-pirenaico experimenta cambios notables, es a partir del cenomanense. La serie Turp-Aubens es mucho más completa desde entonces que la de Prada-San Juan, lo que indica que el eje del surco se ha desplazado hacia el Sur. Además, la serie del Montsech es muy parecida en tramos y potencia a la de Turp-Aubens, lo que indica que también allí el eje se ha desplazado desde Tremp hacia el Sur.

El surco sur-pirenaico, por consiguiente, traslada su mayor profundidad ligeramente hacia el Sur, pero sin aumentar su extensión. Misch establece con claridad que, durante el turonense y coniacense, el mar ofrece contornos parecidos.

El senonense trae consigo una transgresión que aumenta enormemente el área de sedimentación marina; el mar avanza sobre sus zonas marginales. El santoniense lo ve rebasar el ámbito del Montsech y llegar a las sierras marginales con facies costeras de areniscas bastas y aun con margas, en las sierras marginales situadas más al Norte, como, por ejemplo, en la de San Mamet. Como es natural, en el eje del surco (representado por las Sierras de Turp-Aubens) los sedimentos santonienses son margosos y bastante potentes. El momento culminante de la transgresión corresponde, en casi todo el área, al campaniense. El mar rebasa todos los límites anteriores y deposita sus calizas, no sólo sobre el umbral transversal aragonés, que es completamente anegado, sino en todo el área de las sierras marginales, que aun muestran espesores relativamente grandes de estas calizas. Los mayores espesores corresponden tanto al Montsech como a Turp-Aubens, es decir, al eje de la depresión. Su reducción se sigue muy bien, tanto hacia el Sur, donde desde San Mamet hasta la más extrema sierra marginal las reducciones son regulares y uniformes, como hacia el Norte, de Aubens a Santa Fe y de Santa Fe al Cadí.

El Cadí, con sus conglomerados campanienses, representa el límite de la expansión al Norte, durante el campaniense, de la depresión sur-pirenaica. Igualmente la zona de Odén, con sus reducidos espesores de calizas, manifiesta el borde de la expansión hacia el SE.

Pasado el campaniense se inicia lentamente una regresión. Ciertamente ésta no es perceptible en el centro de la cuenca, donde

TRASLACIÓN
AL SUR DEL
EJE DEL SURCO

TRANSGRE-
SIÓN
SENONENSE

SITUACIÓN
DEL EJE DEL
SURCO
DURANTE EL
SENONENSE

REGRESIÓN
MAESTRICH-
TIENSE

el maestrichtiense está representado por enormes espesores de margas (en Aubens-Turp) y por espesores parecidos, pero de carácter más calizo, en el Montsech. Sin embargo, dos o tres intercalaciones arenosas potentes dan un cierto tono regresivo a esta serie de fondo de sinclinal. Pero en las márgenes, la regresión se hace notar por la reducción de espesores maestrichtienses y el carácter arenoso de éste. Así, en Santa Fe, faltan casi por completo los grandes espesores de margas maestrichtienses del Coscollet, aunque en la misma serie, hacia el Oeste, es decir, hacia la Sierra de Carreu y la Conca de Tremp, aun alcanzan un desarrollo considerable. Igualmente aparece muy reducido el maestrichtiense en las sierras marginales (en Odén, en San Mamet, etc.), es decir, en áreas donde el campaniense está aún firmemente representado. Cuando la regresión es más acentuada es al final del maestrichtiense, representado en casi todas las zonas por las típicas areniscas que Misch denominó «areniscas de Arén», y que tan marcadas facies y desarrollo alcanzan en las provincias de Lérida y Huesca, y que con más o menos nitidez pueden seguirse en todos los ámbitos pirenaicos y cantábricos.

Los elementos de estas areniscas pueden provenir de la erosión de una zona emergida al Norte, es decir, del umbral pirenaico axial, cuya existencia hacia el Este, durante el senonense, está bien demostrada por Ashauer. Según Misch, podría alcanzar ya ahora, hacia el Oeste, el ámbito de los Pirineos medios, donde habría sido rebasado en facies margosas por el mar maestrichtiense.

Antes nos hemos referido a débiles oscilaciones de edad kimmérica. En general, a partir del aptense, las diferentes series cretáceas muestran una gran concordancia, y los acuñamientos de tramos hacia el Sur son consecuencia de su posición marginal en el surco, es decir, de motivación puramente sedimentaria. No obstante, Misch (84, pág. 36) señala, en las sierras marginales, ondulaciones bajo el senonense, con discordancias que en la zona de Camarasa llegan a los 20°; el senonense es además transgresivo sobre varios tramos, que van del dogger al keuper. Serían efectos de débiles movimientos austríacos, que afectan sólo a las zonas marginales, pero no al centro de la depresión. También son admitidos por Ashauer, incluso con mayor intensidad, puesto que llegan a afectar en la zona oriental, al fondo de la depresión, creando un umbral transversal.

ARENISCAS
MAESTRICH-
TIENSES
DE «ARÉN»

UMBRAL
PIRENAICO
AXIAL

MOVIMIENTOS
AÚSTRICOS

RÉGIMEN
GARUMNENSE
DE
SEDIMENTA-
CIÓN
CONTINENTAL

La regresión iniciada durante el maestrichtiense se completa durante el danés, con una retirada de los mares que afecta a la mayor parte de los Pirineos meridionales y a la totalidad del ámbito que nos ocupa.

Pero la sedimentación continúa. La depresión sigue recibiendo sedimentos continentales que representan, a juicio de Ashauer y al nuestro propio, que hemos expresado en distintas publicaciones no sólo la facies garumnense, sino también la ypresiense, como denota la presencia, por un lado, de *Bulimus*, por otro de *Lychnus*, aunque en general, en este ámbito ilerdense, más bien puede hablarse de garumnense.

POSICIÓN DEL
EJE DE LA
DEPRESIÓN
DURANTE EL
GARUMNENSE

La máxima profundidad de la depresión sigue estando en la zona de Turp-Aubens, donde los espesores garumnenses rebasan los 1.000 metros, así como en la «conca» de Tremp, también con gran espesor.

Las potencias disminuyen rápidamente en dirección a las márgenes, siendo de 200 metros en el Montsech, de 100 metros en Montroig, de 60-80 metros en Odén y de 20 metros al borde Sur de las sierras marginales. Según Misch, al NO. del ámbito ilerdense (al otro lado de Esera), persisten las circunstancias marinas durante el garumnense. Una ligera y transitoria expansión de este mar hacia el Este señala Vidal, al registrar la existencia (en Isona) de capas marinas con *Orbignya castroi*, intercaladas en las facies garumnenses. El tránsito del garumnense se hace de manera insensible, aunque rápida, tanto al maestrichtiense que tiene debajo como al eoceno marino que lo cubre.]

DURANTE EL EOCENO

RÉGIMEN DE
SEDIMENTA-
CIÓN
CONTINENTAL
DURANTE EL
YPRESIENSE

[El tránsito secundario-terciario se verifica de una manera gradual e indecisa, como indica la persistencia del régimen continental durante el principio del eoceno, al menos en las regiones más orientales, donde los sedimentos garumnenses o ypresienses presentan análogas características litológicas. La invasión marina eocena se prelude por la presencia, entre las margas rojas garumnenses-ypresienses, de banquitos de calizas de *Alveolinas* que señaló Misch en el Ribagorzana, y nosotros al Oeste de Berga. En

TRANSGRESIÓN
MARINA

algunas zonas se inicia durante el mismo ypresiense, con la formación de las margas azules, cuya presencia hemos mencionado en la base de las calizas de *Alveolinas*, y alcanza su máxima extensión durante el luteciense inferior, cuando se depositan éstas. Según Ashauer, los movimientos neolarámicos muy suaves han dejado huella en los Pirineos orientales, como justifica por los diversos yacientes del eoceno, transgresivo unas veces sobre el paleozoico, el triás, o sobre diferentes tramos cretáceos. Por el Este, el umbral del Ampurdán empieza a funcionar como depresión, es decir, se está creando la depresión del Ebro; pero al Sur, aun existe un macizo (el macizo aragonés) como denotan las intercalaciones detríticas que señala Misch en las calizas de *Alveolinas*. Al Oeste de Camarasa hace notar que las calizas de *Alveolinas* son arenosas y presentan intercalados lechos de margas rojas y verdosas y el flanco meridional del Montsech presenta intercaladas, en las mismas calizas, banquitos de conglomerados.

En todo nuestro ámbito se presentan las calizas de *Alveolinas* con parecidas características. Ciertamente es que hay variaciones de espesor, pero éstas no son nunca tan grandes (la variación máxima no pasa de 200 metros) que se pueda señalar la presencia de una fosa. Se trata, pues, de un mar tendido, cuya costa se extendía hacia el Sur, quizá bajo el actual oligoceno de la zona meridional de la provincia. La existencia de esta zona emergida persiste durante todo el eoceno, porque en la Ibérica no se conocen formaciones marinas de esta edad. Toda la depresión paleogena está rellena allí de bastos sedimentos detríticos de tipo continental.

También señala Misch que en esta zona se puede seguir muy claramente una disminución de características marinas de Norte a Sur. Así, por ejemplo, señala que la caliza de *Alveolinas* es al Norte gris y margosa, y en la zona Norte de la comarca de Tremp está localmente representada incluso por margas nummulíticas. En cambio, en las sierras marginales es compacta, bastante espatizada y arenosa, lo que señala una mayor inmediación a la línea costera. Y la tendencia es aun más señalada en los tramos superiores, ya que las potentes margas azules de *Nummulites* del Norte de la Conca, pasan al Sur a la facies de las calizas de *Alveolinas* basales, y aun más al Sur, en el flanco meridional del Montsech, aparecen como flysch arenoso. La costa existe, pues, al Sur, pero está más alejada en esta dirección que durante el cretáceo.

MOVIMIENTOS
LARÁMICOS

ORIGEN
DE LA
DEPRESIÓN
DEL EBRO

MAR
LUTECIENSE

Lo demuestra, además, la existencia en Oliana de margas azules muy puras del luteciense superior, con espesores potentes, en una zona cuyo ámbito cretáceo era ya costero.

La depresión del Ebro es, pues, la última etapa (ya oligocena) de traslación al Sur, gradual y lenta, pero segura, del surco surpirenaico, traslación que se puede seguir desde el aptense en adelante. Los mares son más someros, el régimen se hace incluso continental durante el garumnense y el oligoceno, pero el hundimiento continúa ininterrumpidamente como demuestran los grandes espesores que se acumulan.

La depresión eocena se adentra, sin cambios sensibles, hacia el Oeste, en la provincia de Huesca. La existencia de un umbral pirenaico axial al Norte, es muy señalada, al menos durante el eoceno superior, ya que al Norte de la Conca, las capas más altas del eoceno pasan, como señala Misch, por intermedio de una facies flysch de escasa potencia a una serie «límica» de conglomerados. Este umbral pirenaico axial asciende rápidamente, y envía al Sur sus masas de detritus que en parte son muy bastos. El fondo marino se rellena al Norte por exceder la velocidad de sedimentación a la de hundimiento, y persiste más al Sur.

Subraya Misch que el desarrollo sinclinal alcanza su punto álgido, después del senonense, durante el eoceno. Porque ahora, y por primera vez, se extiende, no interrumpido por ningún umbral continental, un surco surpirenaico, desde el Mediterráneo hasta el Cantábrico, caracterizado por espesores de orden geosinclinal. El mar eoceno avanza sobre el margen del antiguo macizo continental de la depresión del Ebro.

El final del régimen marino eoceno se hace notar, si bien no con tanta claridad como al Oeste (en la provincia de Huesca, donde las intercalaciones límnicas ya durante el eoceno superior son tan potentes y frecuentes), al menos por el aumento de aportación detrítica y carácter netamente arenoso que tienen los tramos altos del eoceno, como puede apreciarse, por ejemplo, en el bartoniense fosilífero de Oliana.]

DESPLAZA-
MIENTO HACIA
EL SUR DEL
EJE DEL
SURCO

UMBRAL AXIAL
PIRENAICO

SURCO
SUR-PIRE-
NAICO

RETIRADA
FINAL DE
LOS MARES

DURANTE EL OLIGOCENO

[Al finalizar el eoceno la situación es la siguiente: en la zona meridional de la provincia, el régimen es ya continental o por lo menos muy costero, puesto que hacia el Sur existe un área donde la sedimentación es continental durante todo el eoceno. En efecto, en la Ibérica, todo el paleogeno es detrítico-continental y, por cierto, marcadamente discordante sobre el cretáceo. Estas fases larámicas son bastante acentuadas en la Ibérica.

En la zona Norte persiste el régimen marino. La actuación de movimientos pirenaicos intensos modifica todo el régimen sedimentario de la región. Debido a movimientos en la cordillera costera catalana se cierra la comunicación de la depresión con el mar libre. El régimen de mar interior es de breve duración y se termina con la precipitación de los potentes niveles de sales y yesos de la zona meridional, y de yesos, menos potentes, de la nórdica. Toda la depresión que ya no se puede denominar como surpirenaica, puesto que su eje se ha desplazado al Ebro, funciona en régimen continental. Su máxima depresión está al centro de la cuenca y allí se depositan en potentísima y monótona serie que alcanza cerca de los 2.000 metros de potencia; margas y areniscas rojas que, al acercarnos a los bordes de la depresión, se completan con banquitos de conglomerados. La margen Norte de la depresión tiene un carácter especial debido a la intensidad de los plegamientos pirenaicos. Estos han levantado en masa todo el área pirenaica axial. Sus bastos productos de erosión se acumulan en potentes masas de conglomerados que descansan en concordancia sobre el bartoniense marino como, por ejemplo, en Oliana; es que los plegamientos pirenaicos no afectan con intensidad a zonas que son luego plegadas por los movimientos sávicos, los cuales amplían hacia el Sur la zona de plegamientos. Así pues, al Norte de la depresión, la serie sedimentaria oligocena se inicia por potentes masas de conglomerados basales marginales, que pueden tener enorme espesor (Oliana) y que hacia el Sur pasan rápida y lateralmente a la serie normal. Estos conglomerados se apoyan discor-

RÉGIMEN
CONTINENTAL

MOVIMIENTOS
PIRENAICOS

DEPRESIÓN
DEL EBRO.
SITUACIÓN DE
SU EJE

CONGLOME-
RADOS
BASALES

dantemente al Norte sobre los pliegues pirenaicos más meridionales. Así, por ejemplo, al Sur del Coscollet, anegan capas de la base del secundario que están completamente verticales. La discordancia entre las capas del lías y los conglomerados es, por lo menos, de 65 grados.

PLEGAMIEN-
TOS INTRA-
OLIGOCENOS.
DISCORDANCIA
PROGRESIVA

Mientras que la zona meridional de la provincia no es afectada por movimientos durante todo el oligoceno, y la sedimentación es regular y tranquila, sin que se aprecien discordancias, en la zona pirenaica, por el contrario, los movimientos persisten durante todo el oligoceno. Ciertamente que a veces sólo localmente, pero algunas zonas están en movimiento durante todo el oligoceno, unas veces en forma continua y, otras, en pulsaciones. Al Sur de San Lorenzo de Morunys, demuestra Ashauer (3, fig. 12) que hay una discordancia progresiva dentro de sedimentos que representan la totalidad del oligoceno, de tal manera que los de la base están verticales y los más altos los rebasan por encima, en posición horizontal. Esto indica que el plegamiento ha persistido durante todo el tiempo del período de sedimentación y que la velocidad de ambos fenómenos era sincrónica. También señaló Birot este fenómeno, y lo hicimos nosotros más tarde, aunque independientemente (89, fotos 1, 2 y 3). En general, la época correspondiente al oligoceno medio es la más tranquila. Los sedimentos de típica facies, como son margas y areniscas, rebasan los conglomerados basales y se extienden hacia el Norte, situándose al pie de los grandes pliegues pirenaicos. Así, por ejemplo, la facies normal aparece sobre los conglomerados basales de Oliana, con gran potencia y regularidad, extendiéndose hasta el pie de Turp y Aubens. En cambio, entre Cambrils y San Lorenzo de Morunys está representada por conglomerados, lo que indica movimientos locales, al NO. de esta zona, netamente intraoligocenos. Son las ingentes masas de conglomerados, cuyos impresionantes despeñaderos constituyen uno de los paisajes más extraños y grandiosos de la provincia de Lérida. Estos conglomerados pasan al Sur a la facies normal, por indentaciones graduales.

FACIES
NORMAL
OLIGOCENA

Al Este de San Lorenzo de Morunys, se presenta de nuevo la facies normal sobre los conglomerados basales e igualmente con gran regularidad y potencia. La discordancia progresiva es allí muy neta, y señala la persistencia de lentos y uniformes movimientos intraoligocenos. La facies normal rebasa el Mont-

sech entre Vilanova de Meyá y Oliana, adentrándose hacia el Norte.

A finales del oligoceno tienen lugar movimientos intensos de fase sálica. Se reproducen los pliegues de fase pirenaica y surgen otros nuevos a los que cabalgan los anteriores. Los pliegues de fase sálica se adentran mucho más en la depresión. Por ejemplo, en la zona de Oliana, donde Turp y Aubens eran los pliegues pirenaicos más meridionales, surgen los de Peramola y Oliana. Se pliega, además, la depresión del Ebro, que no había experimentado las convulsiones pirenaicas ni los movimientos intraoligocenos, dando la sal y los yesos un carácter diapírico a estos pliegues.

Estos movimientos activan de nuevo la erosión y sobre la facies normal se depositan nuevamente conglomerados. Primeramente son concordantes, y sus elementos calizos indican un origen inmediato. Pero la acción de rejuvenecimiento sálico de los levantamientos pirenaicos de la zona axial no tarda en notarse. Ingentes masas detríticas avanzan desde ella hacia el Sur, cubriendo de potentes masas de conglomerados de canto paleozoico las cordilleras más altas, y van rellenando el relieve que al final del oligoceno se ha ido creando en sus sedimentos. De modo que estos conglomerados descansan, con mayor o menor discordancia, en general no muy grande, tanto sobre los conglomerados que reposan sobre la facies normal como sobre ésta. Constituyen las ingentes masas que con pequeña inclinación forman las cumbres de la Sierra de Llerás (ya en Huesca), o descansan sobre diversos términos cretáceos de la serie de Prada-San Juan, como, por ejemplo, en Bou-Mort. Se apoyan sobre el Montsech, entre Oliana y Vilanova de Meyá; constituyen el pequeño «Montserrat» del Saltán de Gramaneras, al SO. del Coscollet, y se extiende finalmente en grandes masas al Sur de Odén, Cambrils y Canalda, donde todo el oligoceno, desde abajo hasta arriba, parece estar representado por una enorme y disforme masa de conglomerados.]

PLEGAMIEN-
TOS DE FASE
SÁLICA

SE PLIEGA
MARGINAL-
MENTE LA
DEPRESIÓN
DEL EBRO

CONGLOME-
RADOS
ALTOS DEL
OLIGOCENO
CONGLOME-
RADOS
SUPERIORES

ESTRUCTURAS TECTONICAS

ACCIDENTES TECTONICOS DE LA ZONA AXIAL

Merece especial atención el efecto del plegamiento herciniano sobre el Pirineo, pues no todos los autores que de ello se han ocupado concuerdan en sus interpretaciones.

Todos están de acuerdo en que en la provincia de Lérida se conservan huellas del plegamiento herciniano, consistentes en pliegues de dirección N.-S. o NO.-SE., que los plegamientos posteriores han respetado.

Estos fenómenos no suelen observarse en grandes extensiones, porque por el Sur quedan pronto ocultos bajo el secundario, mientras que por el Norte se estrellan contra los batolitos graníticos, o quedan interrumpidos por plegamientos de dirección Este-Oeste.

Aquellas direcciones de plegamientos son las que se consideran típicamente varísticas por la mayoría de los autores, y se las ha relacionado con las observadas en la Cordillera Litoral Catalana y las direcciones hercinianas de la Bretaña, formando el conjunto un gran arco de convexidad dirigida hacia el Oeste.

Boissevain (25) apunta la idea de que tal vez los plegamientos paleozoicos en el Pirineo hayan tenido no una, sino dos direcciones aproximadamente perpendiculares, y que pudiera ser que la más importante no haya sido la N.-S. sino la E.-O., si bien ésta queda enmascarada por los plegamientos alpinos que se han producido en la misma dirección.

En apoyo de esta hipótesis, el autor señala la particularidad de que los isleos graníticos del Pirineo son alargados en la dirección Este-Oeste, en especial el de Andorra, del cual el de Lles-Aristot es sólo una apófisis dirigida al Sur.

Llopis (68 y 69), coincide también en esta idea y supone que los accidentes producidos por el levantamiento herciniano se arrumban en dirección E.-O., y sólo al alcanzar a los batolitos graníticos se inflexionan los ejes, contorneando a estos macizos y adquiriendo circunstancialmente otras direcciones.

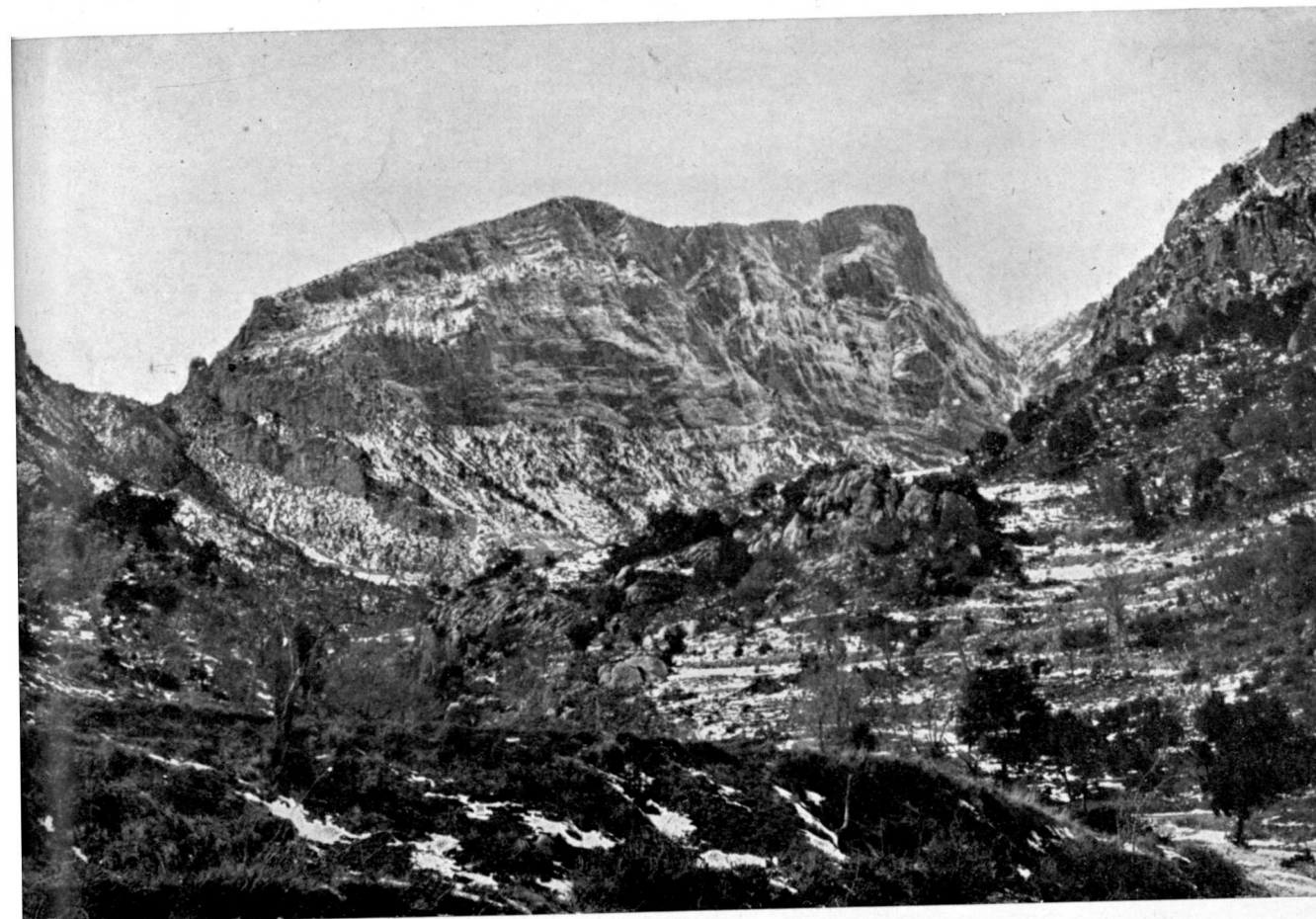
Siguiendo este razonamiento, cree que los plegamientos existentes en la zona axial pirenaica son de edad paleozoica, mientras que durante la Era Terciaria sólo se han producido en aquélla fallas, que han dividido los materiales paleozoicos en dovelas, las cuales han jugado separadamente de manera isostática. En los movimientos alpinos, el primario ha actuado como un bloque rígido y sólo algún retazo marginal ha resbalado sobre el triás (capa de los Nogueras), sin más efecto en su estructura que una acentuación de los pliegues preexistentes y alguna modificación en sus vergencias.

Como este geólogo indica, el conocimiento que tenemos del paleozoico pirenaico es muy fragmentario, por lo que todas estas hipótesis deben ser tenidas en cuenta en posteriores estudios, para su debida comprobación, una vez que se tengan suficientes elementos de juicio.

La tectónica del paleozoico ilderdense es mucho más complicada de lo que podría deducirse del mapa geológico que damos, pues existen una infinidad de pliegues, escamas y fallas que dificultan notablemente el estudio y comprensión de los fenómenos producidos.

Por esta razón no puede darse una descripción detallada de los accidentes, y nos limitamos a reseñar brevemente los mejor conocidos, siguiendo a Dalloni, Schmidt y Llopis, principalmente, con adición de bastantes datos inéditos, proporcionados por nuestro Director, D. Agustín Marín, para la zona occidental.

Ya hemos dicho que Llopis apunta la idea de que todos los fenómenos de tipo alpídico son debidos a la orogénesis herciniana, mientras que otros geólogos estiman que los pliegues arrumbados al Este-Oeste son más modernos. No podemos tomar partido por ninguna de estas teorías, por ser problema que no hemos tenido



En el macizo del Cadi.

Fot. Conf. Hidr. del Ebro

ocasión de estudiar, pero la dificultad de separar las distintas orogénesis posibles, en esta región incompletamente conocida, nos induce a incluir en este apartado todos los accidentes de tipo alpino de la zona paleozoica axial.

Según Schmidt (93), el anticlinal del monte Orri, o Sierra de San Juan, es uno de los accidentes típicos de la orogenia hercyniana. Está constituido por una gran bóveda de estratos ordovicienses, comprendida entre La Seo y Sort, y queda limitada al Sur por los accidentes del secundario, y al Norte por el sinclinal paleozoico de Tirvia-Llavorsi, normal al anticlinal del monte Orri.

La zona paleozoica del alto Segre corresponde a la serie de accidentes orientados NO.-SE. En efecto, desde Seo de Urgel hasta el límite oriental de la provincia, existe un sistema de pliegues de gran complicación, generalmente muy comprimidos y rotos, que se orientan en la dirección dada. Especialmente se acusa el fenómeno en la zona de Bascarán y Sierra de Arcabell, en donde se observa una serie de anticlinales y sinclinales, generalmente fracturados y cobijados, de dirección NO.-SE., que forman un conjunto de escamas, con vergencia al SO. en la parte occidental, la cual cambia de sentido en la extremidad oriental, apareciendo allí, las escamas, inclinadas al NE.

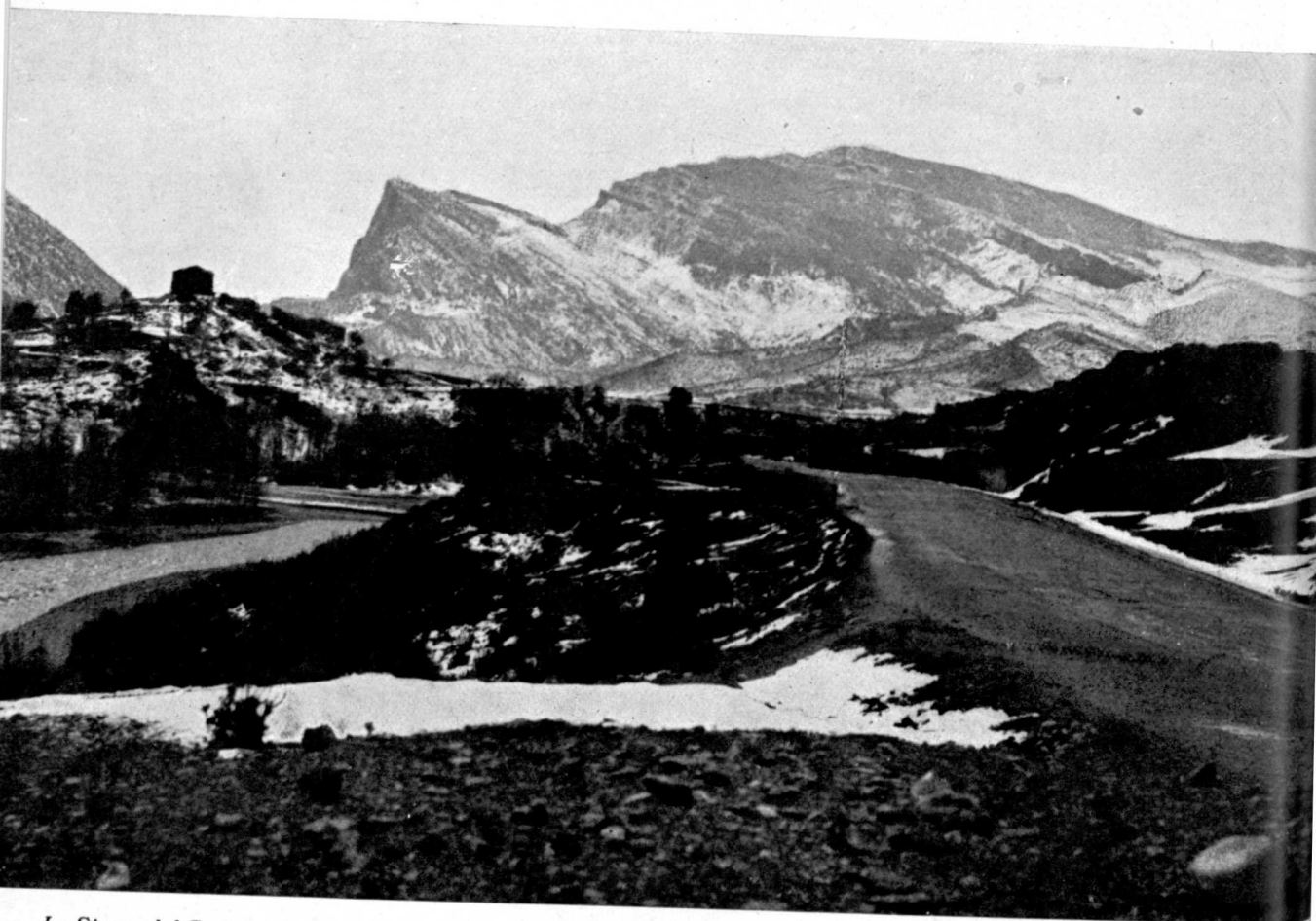
Al Sur del macizo de la Maladeta, entre el batolito granítico y el carbonífero de Erill-Castell, se extiende una zona de estratos silurianos y devonianos, generalmente orientados NO.-SE., que forman una serie de anticlinales y sinclinales con múltiples roturas, y cuya estructura es puesta de manifiesto por los cortes naturales, excavados por los ríos Noguera Ribagorzana y Ter. Estos accidentes, según Dalloni (40), son cuatro: anticlinal complejo de Senet, sinclinal de los Colls, braquianticlinal de Cierco y sinclinal de Vilaller; pero las laminaciones de los estratos deforman y complican estos accidentes.

Al llegar a Sort y Rialp, estas series terminan bruscamente contra el permotriás y keuper, y a partir de aquí hacia el Este, se extiende la gran masa de ordoviciense del monte Orri.

Debido a este cambio brusco, en la Coma de Monrós se complica aun más la tectónica, produciéndose accidentes de diferente orientación, tal como el sinclinal devoniano NO.-SE., que cita Schmidt en este paraje.

SIERRA DE
SAN JUAN

ALTO SEGRE

ZONA DE
RIALPCOMA DE
MONRÓS

La Sierra del Cadí.

Fot. Conf. Hidr. del Ebro

ZONA DE
CIVIS

La zona de Ars, Civis y del Ras de Conques, al NNO. de Seo de Urgel, constituye una enorme masa de estratos ordovicienses, monótonamente arrumbados ONO.-ESE. y con buzamientos constantes y fuertes al Norte, que alcanzan de 45 a 70°. Esta disposición indica la existencia de pliegues y dislocaciones fuertes, con la orientación señalada, pues de lo contrario habría que admitir para el ordoviciense una potencia a todas luces excesiva.

SINCLINAL
TIRVIA-
LLAVORSI

Siguiendo hacia el Norte, hasta Os de Civis, las capas no sufren variación en su posición, pero se van cortando estratos cada vez más modernos, hasta llegar al culm, descendiendo luego estratigráficamente hasta volver a encontrar el ordoviciense al Norte de Os de Civis y en el pico Saloria

Se trata, pues, de un sinclinal de núcleo carbonífero, vergente al Sur, que entra en España por cerca del pueblo citado y se dirige hacia el Oeste, con tendencia algo al Norte, pasando por el Coll de Mánega al valle de Tirvia-Llavorsi, entre cuyos pueblos lo corta la carretera de Alins.

Este sinclinal continúa hacia el Oeste, estrellándose contra el macizo de la Maladeta.

Siguiendo más al Norte, continúan los estratos ordovicienses con un constante buzamiento en este sentido y forma una compleja área anticlinal que alcanza hasta los dos Esterris, englobando en ella, según Dalloni, otro sinclinal de núcleo carbonífero, procedente de Andorra y que se extingue, cuando menos, en los niveles superiores del ordoviciense, a poco de entrar en la provincia.

SINCLINAL
DE
ESTERRI

El Noguera de Cardós, al Norte de Esterrí, y el Noguera Pallaresa, en Esterrí de Aneu, cortan un segundo sinclinal comprimido y estirado, con núcleo de culm, pero más incompleto que el de Tirvia, pues ha perdido por laminación parte de su flanco Sur.

Este sinclinal procede de Andorra y se dirige hacia el Puerto de la Bonaigua, penetrando en el Valle de Arán.

DIVISORIA
TECTÓNICA

Finalmente, al Norte de este accidente hasta la frontera francesa, se extiende un área anticlinal, en la que Dalloni sitúa la divisoria tectónica del Pirineo axial, con rocas metamórficas plegadas en varios anticlinales y sinclinales, con vergencia al Sur en la parte meridional y al Norte en la septentrional, mientras que las capas están casi verticales en el núcleo central.

VALLE DE
ARÁN

El área sinclinal del Valle de Arán es una zona de gran complicación tectónica, aumentada por los varios asomos graníticos existentes, y que merece un detallado estudio.

Una serie de anticlinales de núcleo ordoviciense y sinclinales que pinzan porciones de culm con múltiples roturas, se orientan al NO. con vergencias frecuentes al Sur, reclinándose los estratos sobre el granito de la Maladeta.

Entre ellos se insinúan varios asomos eruptivos que metamorfozizan las rocas próximas y dislocan los estratos, dificultando la comprensión de los accidentes.

La confección de esta parte del mapa es la que más insatisfechos nos ha dejado, pues para ello hemos contado entre los trabajos recientes, como fundamental, con el de Dalloni (40), con algunas ligeras rectificaciones deducidas de Schmidt (93) y datos inéditos proporcionados por Marín. Siempre el acoplamiento de estos datos nuevos al conjunto de Dalloni, ha presentado serias dificultades e indica que un trabajo detallado del Valle de Arán modificaría notablemente el mapa que damos.

ESTRUCTURAS TECTONICAS CREADAS POR LAS FASES MESO-ALPINAS

Vamos a proceder ahora a la descripción de las principales unidades tectónicas debidas a la acción combinada de las fases pirenaicas y sávicas.

Por las investigaciones de conjunto realizadas por Misch y por Ashauer, se ha llegado a la conclusión de que, en conjunto, la tectónica subpirenaica ofrece el resultado de una orogénesis bilateral, surgida de un surco pirenaico mesozoico-eoceno, cuyo eje se orientó, fundamentalmente, de Este a Oeste.

El eje tectónico de esta orogénesis de doble vergencia, viene a coincidir con el que lo era de la depresión *durante el cretáceo inferior*, y está representado por el sinclinal de la «conca» de Tremp, y el sinclinal de Santa Fe, así como por el de la depresión de Vallcebre-Figols. El acharnelamiento se sitúa, por consiguiente, bastante más al Norte que el eje de la depresión eocena. Al Norte, los pliegues muestran vergencia Norte; al Sur, la vergencia es muy

OROGÉNESIS
BILATERALLA DIVISORIA
TECTÓNICALAS
VERGENCIAS

neta al Sur. La rama Norte de esta orogénesis es más sencilla y, además, ha desaparecido por la erosión en mucha mayor proporción que la rama Sur. Esta rama meridional es una estructura imbricada con diversos, grandes y violentos pliegues, que cabalgan a los que tienen al Sur. Los pliegues no son continuos de Este a Oeste, sino que muestran extinciones periclinales en sus extremos. Esto permite describirlos como unidades aisladas. Algunas zonas muestran violentísimos trastornos que dan como resultado una complicadísima estructura.

TEORÍAS
OPUESTAS

Los estudios estratigráficos y tectónicos más recientes tienden a confirmar estas ideas. Los elementos que componen esta compleja arquitectura han surgido todos de esta misma fosa surpirenaica. Las soluciones de continuidad corresponden a elementos que se encuentran bajo los cabalgamientos. No hay, en contra de lo que afirmaron Astre y Jacob, y apoyaron Fallot y Ciry, dos series distintas, una de las cuales, proveniente de la depresión al Sur, hubiera sido arrastrada hacia el Norte. No obstante, esta teoría tiene interés, y será examinada más adelante. Los hechos estratigráficos y tectónicos expresados por Vidal y Dalloni, antes que por Misch y Ashauer, están de acuerdo con las ideas de éstos, y en oposición a las de Astre y Jacob. Las investigaciones de Boissevain, Llopis y Solé, Bataller, y las nuestras, posteriores a las de aquellos autores alemanes, las confirman.

LAS UNIDADES
TECTÓNICAS.
ORDEN DE SU
DESCRIPCIÓN

Vamos a proceder ahora a la descripción de las distintas unidades tectónicas. Claro es que dentro de una zona tan extensa y compleja hay accidentes locales que contradicen las líneas generales expresadas, pero que no desvirtúan el concepto emitido para el conjunto.

La descripción la vamos a hacer en el siguiente orden: primero estudiaremos la gran masa mesozoica que se extiende a un lado y otro de la divisoria tectónica y, como es muy extensa, la dividiremos en tres secciones, que describiremos de N. a S. y son: desde la Sierra del Cadí al oligoceno de la depresión del Ebro, al Sur de San Lorenzo de Morunys; desde la Sierra de Cabó hasta el oligoceno de la depresión del Ebro, en Oliana; y desde el borde Norte de la Conca de Tremp hasta el borde Sur de la Sierra de San Mamet, que describiremos de Norte a Sur. Luego estudiaremos la faja de intensos trastornos en la serie paleozoico-triásica que se extiende entre la zona paleozoica axial y la masa secundaria, inclu-

yendo el paleozoico del alto Segre. Después nos ocuparemos de la zona de tectónica inyectiva de las sierras marginales y, finalmente, de la depresión oligocena del Ebro y las cuencas neógenas.

LA GRAN MASA MESOZOICA INTERMEDIA. DIVISORIA TECTONICA (*)

La Sierra del Cadí.—Constituye la Sierra del Cadí una bellísima montaña, cuyo flanco Norte, muy escarpado, es un apropiado fondo al magnífico paisaje de montaña del valle del alto Segre, cuando sus estratos son subrayados por la nieve que se deposita en las cornisas. Ha sido estudiada con detalle por Boissevain. Corresponde al flanco septentrional del geosinclinal pirenaico y constituye el revestimiento directo y regular del abombamiento paleozoico de los Pirineos.

La Sierra del Cadí se presenta como una inmensa unidad monoclinial, cuyo buzamiento hacia el Sur es muy regular. La inclinación del paquete superior, que abarca desde el muschelkalk al eoceno, es de unos 25°. En el paquete inferior, que incluye el permotriás, la inclinación es mayor, pero Boissevain nunca pudo observar discordancia entre ambos. Esta sierra se interna por el Este en la provincia de Barcelona; allí pierde su personalidad topográfica, pero los elementos que forman la unidad estratigráfica de la «serie del Cadí», continúan muy lejos en esa dirección, constituyendo la cenefa mesozoica del macizo paleozoico axial, aunque desvirtuados en sus características.

DISPOSICIÓN

Al Norte se apoya sobre el paleozoico mediante una superficie de discordancia sumamente inclinada. La uniformidad de su estructura sólo queda alterada por el accidente de Prat de Aguiló y por una pequeña falla en el Coll de Pandis.

El accidente de Prat de Aguiló es bastante complejo. Su origen se debe a una falla diagonal N.-S.-NE.-SO., a lo largo de la cual todo el bloque oriental se ha desplazado al Sur y SO. El plano de falla buza al Este con inclinación de 20 a 40°. El borde oriental tiende a cabalgar al occidental. El resultado es una disposición

ACCIDENTE DE
PRAT DE
AGUILÓ

(*) Estas explicaciones deben seguirse teniendo a la vista el mapa geológico de la provincia.

intermedia entre cabalgamiento y despegue. Otras fallas longitudinales y verticales cortan este plano de falla. Los detalles de este accidente pueden verse en la obra de Boissevain (25). Como consecuencia el devoniano llega a montar sobre la serie mesozoica.

Los movimientos pirenaicos han afectado la masa paleozoica al Norte de la Sierra del Cadí en pliegues de dirección E.-O. y ESE.-ONO., los cuales muestran una vergencia neta al Sur. A lo largo del accidente de Prat de Aguiló, el paleozoico ha avanzado hacia el Sur. En general, la Sierra del Cadí sigue la dirección que los pliegues pirenaicos afectan en el paleozoico, y solamente al Sur de Bellver los corta en ángulo agudo. El resultado de este cruce pudiera muy bien ser el que ha originado el despegue y accidente de Prat de Aguiló. El macizo granítico de Lles-Aristot parece, en opinión de Boissevain, haber avanzado hacia el Sur en profundidad. Como consecuencia, los accidentes pirenaicos en el paleozoico, al Sur de aquél, son en cambio vergentes al Norte, y a veces muy imbricados en esa dirección.

El borde meridional de la Sierra del Cadí está constituido por un gran accidente tectónico de dirección E.-O., a lo largo del cual la serie del Cadí está cabalgada por la de Pedraforca.

La serie de Pedraforca.—Descansa la serie de Pedraforca, por intermedio del keuper, sobre el eoceno de la Sierra del Cadí, como señalaron Astre, Boissevain, Ashauer, etc., y en realidad todos los geólogos que se ocuparon de este macizo. La estructura del macizo de Pedraforca es muy complicada por su violenta tectónica. De ella se ocuparon con detalle, discutiéndola, Astre (8), Llopis (66, 67), Birot (24), Ashauer (3) y Bataller (13, 18).

Su estructura es la de un sinclinorio, cuyos pliegues al Norte tienen vergencia Norte y reposan sobre el Cadí. Sus pliegues meridionales tienen vergencia Sur. Los despegues sobre el nivel del keuper desempeñan importantísimo papel, de modo que incluso llega a funcionar aquél diapíricamente, presentándose en forma laminar en las fracturas y pliegues-falla. Este sinclinorio se desarrolla gradualmente, al aumentar la violencia de la tectónica, a partir del sinclinal de relleno garumnense de Figols-Vallcebre, en la vecina provincia de Barcelona. Es el mismo garumnense del valle de Gosol, que aquí se hunde más profundamente. Gosol,

pues, está como Orgañá, en la línea de acharnelamiento o divisoria tectónica.

La Sierra de Pedraforca propiamente dicha, tiene estructura sinclinal, y reposa, mediante la cobijadura mencionada, sobre la del Cadí. Aquélla terminaría bajo la cobijadura, según Ashauer, en un sinclinal vergente al Norte, sobre el que descansa el de Pedraforca, constituido en su mayor parte por las calizas aptenses.

Al Sur del sinclinal de Pedraforca se sitúa el sinclinal de Coll de Jou. Entre ambos aparece una rotura a lo largo de la cual, y al Sur de Gosol, el garumnense está cobijado por un accidente de gran inclinación, y por su intermedio las formaciones mesozoicas más antiguas de Pedraforca se han desplazado hacia el Sur. La terminación de Pedraforca hacia el Oeste es normal en forma de cubeta periclinal. Al Sur del sinclinal de Gosol se encuentra un pliegue anticlinal, prolongación de la Sierra de Cija, constituido por los mismos elementos de la de Pedraforca. La vergencia es neta al Sur; existen varias líneas tectónicas a lo largo de las cuales se verifican cabalgamientos de dirección E.-O., y en que diferentes tramos de la serie, incluyendo el lías, y siempre por intermedio del keuper como medio plástico de despegue, se apoyan sobre el oligoceno y el eoceno de otro elemento tectónico meridional, constituido por la prolongación occidental de los Rasos de Paguera.

La prolongación occidental de los Rasos de Paguera.—Los Rasos de Paguera constituyen un gran sinclinal análogo al de Coll de Jou, es decir, con flancos secundarios y fondo garumnense. Arma esta estructura en una serie análoga a la de Odén, pues aunque se la suele incluir en la de Pedraforca, faltan el lías y el cretáceo inferior; por su composición estratigráfica corresponde, como la Sierra de Odén, al borde meridional de la depresión, con una serie cretácea más incompleta, en la que falta el cretáceo inferior. Ha sido estudiada por Dalloni (40), por Llopis (67), por Ashauer (3) y por Birot (24), y más parcialmente por nosotros (89).

Su carácter autóctono queda demostrado plenamente por la estructura de su borde meridional, constituido por un pliegue en rodilla volcado al Sur, y que en muchos sitios se rompe, avanzando el flanco superior hacia el Sur como elemento secundario cabalgante sobre el eoceno, y aun sobre el oligoceno. La terminación oriental de este pliegue es periclinal (en el torrente de Llinás),

EL PALEOZOICO AL NORTE DEL CADÍ

BORDE MERIDIONAL

DISPOSICIÓN

SIERRA DE PEDRAFORCA

SINCLINAL DE GOSOL

DISPOSICIÓN

PLIEGUE EN RODILLA DE LA MARGEN SUR

como demostró Birot, y luego nosotros independientemente. La serie cretácea desaparece en forma normal bajo su cobertura eocena de la depresión de San Lorenzo de Morunys. En ella se presenta el luteciense con gran uniformidad y regularidad buzando al Norte, donde lo cubren los diversos tramos del oligoceno, incluso los más altos. Es este oligoceno el que es cobijado por los elementos más meridionales de la Serie de Pedraforca. Al NE. de San Lorenzo de Morunys termina el oligoceno, y las margas lutecienses empiezan a estar muy trastornadas, porque desde el NO. ha avanzado sobre ellas la serie de Odén, cobijándolas hasta hacerlas desaparecer en una zona de violentísimas laminaciones.

DEPRESIÓN DE
SAN LORENZO
DE MORUNYS

CABALGA-
MIENTO
MARGINAL

El oligoceno al Sur de la Sierra de Paguera. — Al borde del macizo secundario que acabamos de describir está constituido al Sur por una importantísima línea tectónica, que se extiende desde más al Este de Berga hasta Odén y que fué descrita con detalle por nosotros. A lo largo de ella el macizo secundario eoceno cabalga, con intensidades variables, sobre el oligoceno de la depresión del Ebro, el cual se acumula con espesores enormes. Bajo la presión del cabalgamiento, el borde del oligoceno aparece violentamente plegado y fallado; puesto que no hay discordancia marcada entre el eoceno y la base del oligoceno, se ve que en esta zona los plegamientos no son de edad pirenaica sino intra-oligocenos (discordancia progresiva). La presencia de potentes masas de conglomerados basales del oligoceno indica, sin embargo, que al Norte (probablemente en la serie de Pedraforca) se producen pliegues de edad pirenaica, que suministran esos elementos. La génesis fué la siguiente: durante el oligoceno la presión que hacia el Sur ejerce aquel macizo, hace que se vaya formando en la masa secundaria un pliegue en la zona donde actualmente existe el cabalgamiento del oligoceno por el secundario; en el oligoceno se va produciendo la discordancia progresiva. A finales del oligoceno, y ya de fase sálica, se produce la pulsación final, que vuelca el pliegue marginal, lo rompe y origina el cabalgamiento, por avance hacia el Sur del elemento septentrional. La enorme masa de sedimentos oligocenos, al empuje recibido, se pliega al Norte en un enorme anticlinal, el cual se rompe según una línea de falla de dirección E.-O., a lo largo de la cual llegan a aparecer los conglomerados de la base del oligoceno. Al Sur de ella el oligoceno está ya

EDAD DE LOS
PLE-
GAMIENTOS

GÉNESIS DE
DE LOS CA-
BALGAMIENTOS
MARGINALES

muy débilmente plegado; en general, buza al Sur con inclinaciones que no suelen rebasar los 15°, y que disminuyen con relativa rapidez en esa dirección.

Las series de Prada o Cabó y de San Juan. — La Sierra de Prada ha sido estudiada con detalle por Misch (84) y por Dalloni (40). La de San Juan por Astre (7). Esta última constituye un sinclinal, correspondiente a la divisoria o acharnelamiento de esta serie de pliegues, de doble vergencia. Es un sinclinal suave y simétrico, en cuyo centro reposa alguna mancha garumnense.

Su flanco septentrional lo constituyen las Sierras de Prada y Arés. La falda meridional de estas sierras, armada por las calizas aptenses, presenta una gran regularidad. Sus capas buzan hacia el Sur con inclinación creciente de la cumbre hasta la base. El flanco Norte está constituido por afloramientos triásicos y liásicos recubiertos por las calizas urgo-aptenses; todo el conjunto buza con gran uniformidad y pendientes más bien reducidas (34° Sur como promedio). Pero en medio de ambos flancos, tan uniformes y regulares, existe una zona de violentísimos trastornos (Hostalnou del Segre). Allí hay una falla y una serie de violentos repliegues en las calizas aptenses; todos estos accidentes están afectados de vergencia al Norte.

Al Oeste de Bellpuig, toda la serie de la Sierra de Cabó deja de reposar en forma normal sobre el triás de la depresión de Seo de Urgel. Allí comienza una importantísima línea tectónica, que se prolonga hacia el Oeste adentrándose en la provincia de Huesca. A lo largo de ella, la masa de calizas aptenses de la serie de Prada-San Juan, avanza cabalgando sobre formaciones más antiguas. A veces, en la base del elemento cabalgante existen también las capas jurásicas, aunque en general desaparecen en el cabalgamiento, cuya inclinación suele ser grande y llega a veces a ser vertical. El keuper falta casi siempre, expulsado por estrujamiento. El bloque cabalgado es muy complejo, de tectónica violenta y constituido algunas veces por el paleozoico, otras por el permo-triás o el keuper.

El sinclinal de Santa Fe cierra al Este en cubeta, por levantarse rápidamente el eje en esa dirección, de modo que en la ribera izquierda del Segre siguen alzando sus masas las calizas urgo-aptenses, que forman cuerpo con las de la Sierra de Prada, y ter-

SIERRAS DE
PRADA O CABÓ
Y ARÉS

FRACTURAS Y
REPLIEGUES
DE
HOSTALNOU
DEL SEGRE

CABALGA-
MIENTO NÓR-
DICO-MARGI-
NAL

SINCLINAL DE
SANTA FE
DE ORGAÑA

minan hacia el Este en forma normal en una disposición poco plegada, y tabular en sus líneas generales, mostrando bajo ellas el liás y descansando sobre el keuper de la depresión de La Vansa-Fornols-Tuxent, en el que se apoya igualmente por el Este la Sierra de Pedraforca. La Sierra de San Juan constituye, pues, la continuación al Oeste, con tectónica mucho más suave, de la serie de Pedraforca en su elemento sinclinal de Gosol, que es a su vez la prolongación del sinclinal de Figols-Vallcebre. Estos tres sinclinales, de relleno garumnense, corresponden a la divisoria tectónica de este plegamiento de doble vergencia.

Por el Oeste ensancha el sinclinal de Santa Fe, y parte de su flanco Norte recibe el nombre de Sierra de Boumort, constituida por el cretáceo superior. Allí recibe discordantemente poderosas masas de los conglomerados más altos del oligoceno.

Sierras de San Cornelio, Carreu, Boixols-Montanisell-Coll de Nargó.—Al Sur del sinclinal de la Sierra de San Juan-Santa Fe de Orgañá, reaparecen las calizas urgo-aptenses. Estas forman parte de un anticlinal de violenta tectónica, el anticlinal de Boixols-Montanisell, el cual enraiza en forma normal por el Oeste, bajo los sedimentos garumnenses de la Conca de Tremp. Fué descrito con detalle por Misch para su parte occidental; nosotros lo hemos estudiado en su parte oriental.

Surge de la Conca de Tremp con cierre periclinal y en forma de anticlinal simétrico (Sierra de San Cornelio); más al Este empieza a volcarse; inmediatamente al Oeste de Boixols (Sierra de Carreu) es asimétrico, ofreciendo una vergencia no muy marcada al Sur, pero aun se presenta entero. En Boixols está ya volcado al Sur y fallado; el flanco Sur desaparece por cobijarlo el flanco septentrional. El río Payals, o riera de Rialp, sigue una falla transversal que separa una parte occidental del pliegue, entera, de una parte oriental en pliegue-falla. Al Este de Boixols (en Sept Comes) aparece incluso el liásico correspondiente al flanco septentrional; el meridional ha desaparecido, o quedan de él solamente restos muy laminados. Al Oeste de Sellent hay una nueva fractura transversal que separa, al Oeste, aquella parte del anticlinal cuyo flanco meridional está laminado y desaparece casi por entero en la falla y, al Este, aquella parte donde el anticlinal, volcado y muy violentamente arrastrado sobre la unidad de Aubens-Turp,

MESA DE
MONTAUTSIERRA DE
SAN JUANSIERRA DE
BOUMORTANTICLINAL
DE BOIXOLS-
MONTANISELLSIERRA DE
SAN CORNELIOSIERRA DE
CARREUFALLAS
TRANSVER-
SALES

queda sin embargo entero. El flanco meridional subsiste como unidad continua e ininterrumpida, aunque con sus espesores muy reducidos por las laminaciones. En la charnela desmantelada aparece el liásico e incluso el triásico (Montanisell).

En la montaña de Nargó, el anticlinal está volcado y cabalga al Sur, pero se conserva mucho más entero. Al llegar al Segre es algo vergente al Sur, y muestra señales evidentes de violenta compresión, pero no está ya volcado. Allí existe, al borde del flanco meridional, una diminuta salida de keuper. Sigue aun más al Este y se confunde allí con la terminación oriental de las sierras de Santa Fe y Prada, de que hemos hablado antes (Mesa de Montaut).

Se trata, en una palabra, de un anticlinal enraizado normalmente por ambos extremos, volcado y empujado al Sur, de modo que cabalga sobre la unidad de Turp-Aubens. Su flanco meridional, estirado, desaparece a veces bajo el cabalgamiento, el cual, en el elemento cabalgante, suele estar constituido por las calizas urgoaptenses o las margas aptenses, o incluso por el liás, y en el elemento cabalgado por el garumnense o el senonense.

Un elemento importante de la tectónica de estas sierras es la aparición de importantes fracturas de desgarre, de dirección NO.-SE. Dos o tres, una de ellas de varios kilómetros de longitud, afectan la parte Oeste del anticlinal de Montanisell, entre ésta localidad y Boixols. Otra, importante por originar una discontinuidad y contacto anormal entre las margas senonenses y aptenses de idéntico aspecto, que ha confundido a los geólogos, se presenta al Este de Sellent.

Las Sierras de Turp y Aubens.—La unidad estratigráfica y tectónica de Aubens-Turp, está constituida por un gran pliegue volcado al Sur, fallado y cabalgante en esa dirección. Es una repetición al Sur, y a mayor escala aún, del anticlinal de Montanisell. La hemos estudiado con detalle en diferentes ocasiones.

A ambos anticlinales los separa un sinclinal, que los violentísimos empujes han estirado en casi todas sus partes, convirtiéndolo en el cabalgamiento de que hemos hablado, excepto en la parte occidental, donde está entero, extinguiéndose hacia el Oeste en la Conca de Tremp; se va haciendo cada vez más agudo hacia el Este, hasta desaparecer como tal sinclinal (en Sellent) en una fractura transversal.

KEUPER DE
MONTANISELLMONTAÑA
DE NARGÓ

RESUMEN

FRACTURAS
TRANSVER-
SALES

DISPOSICIÓN

SINCLINAL AL
NORTE

ANTICLINAL DE
AUBENS-TURP

El anticlinal Aubens-Turp, enraiza por el Oeste en forma normal, bajo el garumnense de la Conca de Tremp, donde cierra con una gran estructura periclinal. El flanco Norte constituye una inmensa y uniformísima disposición isoclinal. La dirección de este anticlinal es SO.-NE., cruzada, por consiguiente, con la directriz tectónica Este-Oeste de los elementos situados al Norte. Por este motivo van desapareciendo hacia el Este, bajo la cobijadura de la montaña de Nargó, tramos cada vez más bajos; al Oeste de Boixols, todo el flanco septentrional queda libre de cabalgamiento; al Sur de Montanisell ya cobijan las margas aptenses de la serie de Santa Fe al garumnense de Aubens. Al Este de Coll de Nargó, casi todo el garumnense, salvo, cosa curiosa, su parte superior, queda oculto en la cobijadura, trituradísimo. Más al Este todavía, el maestrichtiense primero, y luego otros tramos senonenses, van quedando ocultos bajo ella.

El anticlinal de Aubens-Turp se complica en su parte SO. por una serie de repliegues (entre el Sur de Coll de Creus y el Sur del Coscollet). El principal, y algún otro, conservan entera su charnela, pero están volcados al Sur, y cobijan el flanco meridional, que estirado, desaparece casi por entero bajo la cobijadura. La fractura es oblicua con respecto al anticlinal, de modo que más al Este (SE. de Roca Coll) alcanza ya a la charnela del pliegue principal, y el flanco meridional desaparece por entero bajo el cabalgamiento. Al Este del Segre, en la Sierra del Turp, el flanco meridional, roto y estirado, no es visible, estando oculto por completo por el avance hacia el SE. del flanco Norte. El anticlinal desaparece al Este en forma confusa, en una zona aun mal estudiada y al parecer bastante compleja, donde quedaría unida, sin solución de continuidad, a la parte Norte de la serie de Odén.

La unidad de Turp-Aubens está afectada también por varias fallas transversales. Una, de gran longitud, pasa por Valldarqués y, probablemente, es la misma que destaca la cumbre del Coscollet, por su lado Este. Otras, más cortas, se desarrollan al Oeste de Roca Coll y de la collada del Turp. Una serie de fracturitas rompen el garumnense entre el torrente de Montanisell y Cañelles. Una de ellas pasa por el mismo pueblo de Coll de Nargó.

Todas ellas parecen debidas a empujes tangenciales de cizallamiento. Las más importantes, o sean, las de los anticlinales de Montanisell y Aubens-Turp, deben ser la consecuencia de que sus

FRACTURAS
TRANS-
VERSALESDIRECTRICES
CRUZADAS

Mole liásica al Norte del río de la Vansa y, al fondo, el valle de Josa del Cadí.

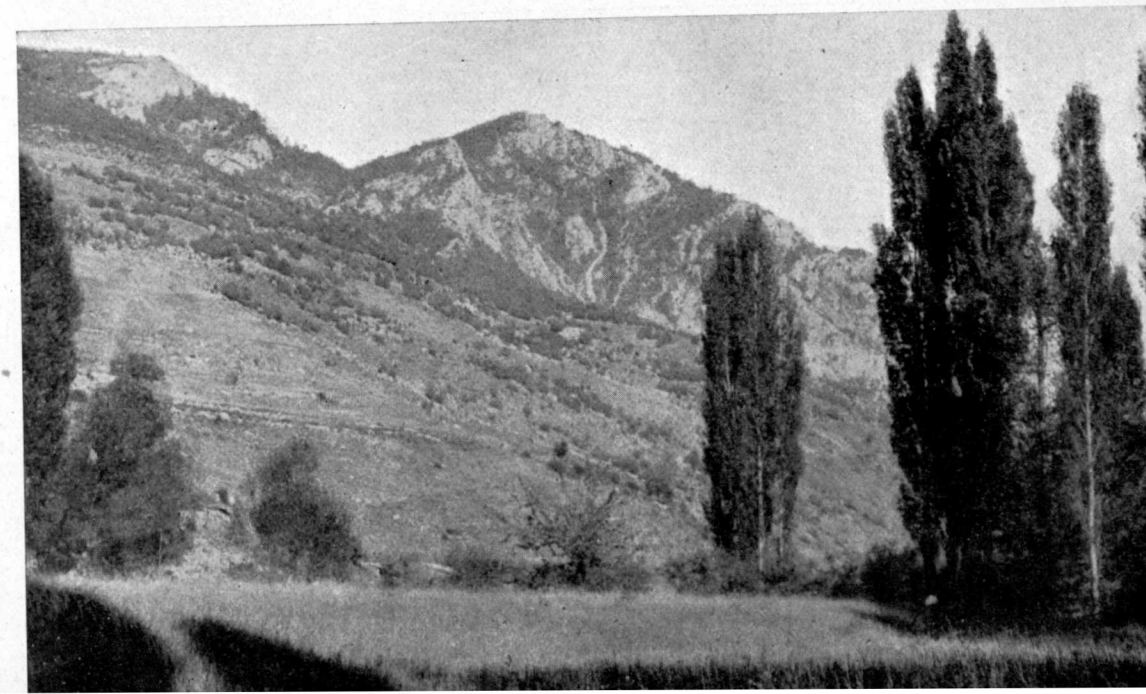
Fot. J. R. Bataller

BANDA SECUNDARIA DE FORNOLS-TUIXENT



Mole liásica del Tuixent, al otro lado del río de la Vansa.

Fot. J. R. Fa'aller



direcciones tectónicas sean cruzadas (E.-O. del anticlinal de Montanisell, SO.-NE. del de Aubens-Turp). Las de pequeña escala, entre el arroyo de Montanisell y Cañelles, por la diferente resistencia ofrecida por las capas de conglomerados del garumnense al empuje originado por el avance hacia el Sur de las masas aptenses del anticlinal de Montanisell.

Las Sierras de Peramola, Cambrils y Odén. — El anticlinal de Turp-Aubens es cabalgante al Sur sobre la región inmediata, la cual es de carácter vario y ha sido descrita por Birot (24) y por nosotros (89). La Sierra de Peramola pertenece, estratigráficamente hablando, a la serie de Odén, aunque representa también la prosecución hacia el Sur de la evolución que de Norte a Sur presenta en su composición la serie de Aubens. La Sierra de Peramola, constituye un pliegue volcado al Sur, el cual está completo en su parte occidental y fallado en la parte oriental, con eliminación de su flanco meridional. Este pliegue está acostado, y cabalga, sobre el oligoceno de la depresión del Ebro. A lo largo de la cobijadura, tanto el liás de su charnela como el cretáceo superior, descansan sobre aquél. Por otra parte, el oligoceno lo anega tanto por su extremo oriental como por el occidental; es evidente, que si este pliegue acaso se señaló durante la fase pirenaica a principios del oligoceno, su agudización, vuelco y fractura, son de fase sálica, o al menos de finales del oligoceno. Se puede decir que este pliegue es perforante a través del oligoceno.

Los conglomerados más altos de finales de oligoceno han anegado la prolongación hacia el Este de este accidente, que queda, por consiguiente, substraída a la observación hasta la zona de Cambrils. Al SO. de esta localidad, unas ventanas de erosión en los conglomerados dejan ver el yacente secundario plegado. En Cambrils, una salida diapírica de keuper trastorna los márgenes de la Sierra de Odén, en la que ya falta el liásico, que aun existía en la base del senonense de la Sierra de Peramola. La Sierra de Odén es un gran elemento tectónico, de disposición en general tabular, pero afectada marginalmente por varios accidentes tectónicos de importancia. La serie de Odén está cobijada al NO. por la Sierra de Turp, formando aquélla un magnífico e inmenso anticlinal, que presenta una particularidad muy significativa. Allí, la serie de Odén es muy completa; presenta no sólo el liás, sino ciertos espesores

SIERRA DE PERAMOLA

EDAD DEL PLIEGUE DE PERAMOLA

ZONA DE CAMBRILS

SIERRA DE ODÉN

ANTICLINAL DEL PORT DEL COMPTE



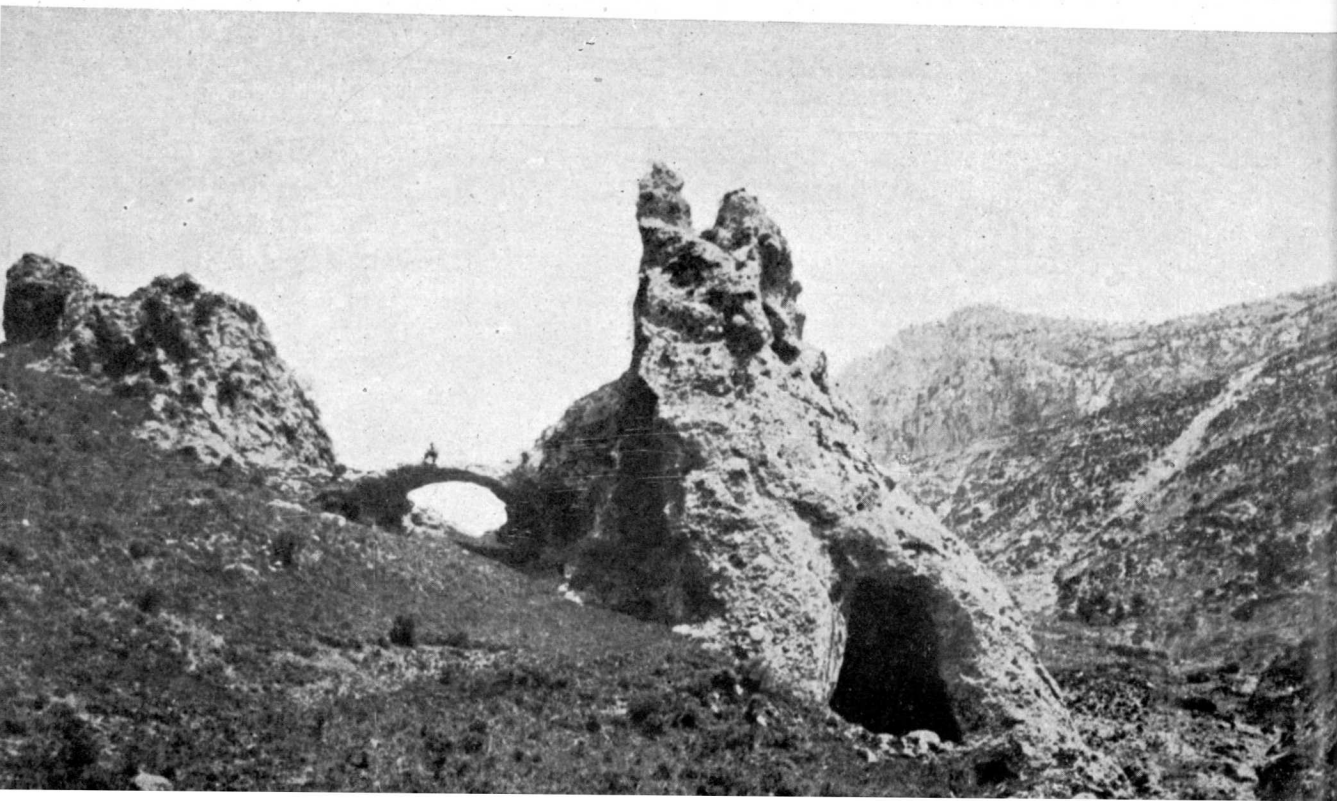
La Alsina y la Sierra del Port del Compte.

Fot. J. R. Bataller

MACIZOS SECUNDARIOS DEL CADI Y DE PORT DEL COMPTE

El liás de Josa del Cadí y, al fondo, la Sierra del Cotarro.

Fot. L. M. Vidal



de calizas aptenses. Este anticlinal, cuya inmensa bóveda, tajada por la erosión, se ve perfectamente desde todas las cumbres que rodean a Coll de Nargó, se cierra sobre el poblado de Sorts, en la riera de Perlés. Sospechamos que pueda corresponder precisamente a la terminación oriental del anticlinal de Aubens-Turp. La Sierra de Turp correspondería entonces al flanco septentrional, que ha roto y monta sobre la charnela. El resto de la serie de Odén se puede decir que flota sobre el keuper, el cual ha facilitado su cabalgamiento sobre las zonas contiguas.

SIERRA DE
QUEROL

Al Este (Sierra de Querol), el senonense soporta al garumnense, el cual está a su vez coronado por las calizas de *Alveolinas* que constituyen todas las cumbres. El senonense descansa, mediante el keuper, sobre el luteciense de la depresión de San Lorenzo de Morunys. Tanto el senonense cabalgante, como el luteciense cabalgado, muestran intensísimas laminaciones y trituraciones.

MONTE SUBIRÁ

Al Sur, esta misma Sierra de Querol llega a cubrir el luteciense y apoyarse sobre el oligoceno, que en el contacto ha sido llevado a la vertical. Un anticlinal armado por las margas y calizas senonenses forma un puente sobre el keuper, que separa el monte Subirá; en su borde meridional las calizas de *Alveolinas* se apoyan sobre el oligoceno. El Subirá es un pequeño sinclinal. Entre él y la Sierra de Odén propiamente dicha, existe un agudo anticlinal volcado al Sur. En su charnela aparece el keuper, y puesto que en esta serie faltan el liás y el cretáceo inferior, en ambos flancos viene sobre aquél el senonense, luego el garumnense y, finalmente, las calizas de *Alveolinas*, que en el flanco septentrional forman la Sierra de Odén, perdiendo seguidamente inclinación y quedando tendidas hacia el Norte. En su flanco meridional, en el mismo pueblo de Odén, están volcadas.

CONGLOMERA-
DOS
SUPERIORES

Los conglomerados superiores que desde Cambrils a San Lorenzo anegan el oligoceno, van cubriendo oblicuamente este accidente, de modo que en Odén ocultan primero las calizas de *Alveolinas*, y luego, hacia el Sur y rápidamente, el garumnense, senonense y keuper del flanco meridional y núcleo, y luego pasan a cubrir el flanco septentrional, rebasando sucesivamente el senonense y garumnense y apoyándose transgresivamente, mediante una marcada discordancia, sobre las calizas de *Alveolinas* de la Sierra de Odén, hasta llegar cerca de Cambrils.

El oligoceno al Sur de las Sierras de Odén y Peramola.—A lo largo de la línea de cabalgamiento que desde más al Este de Berga, por San Lorenzo de Morunys y Odén, llega hasta Peramola, el macizo secundario, arrancado por los plegamientos alpinos del fondo de la depresión sub-pirenaica, cabalga sobre todos los tramos del oligoceno, indicando el origen sávicico de aquel accidente. Únicamente los conglomerados superiores, que parecen vertidos desde el Norte sobre este relieve recién creado, se depositan sobre la línea de cabalgamiento, ocultando sus accidentes a uno y otro lado, y apoyándose sobre los diferentes elementos secundarios del bloque septentrional. Así es como llegan a apoyarse sobre el flanco meridional de la Sierra de Aubens, llegando casi a la collada de Creus (Coll de Creus, 1.310 metros). Igualmente llegan a apoyarse sobre la Sierra de Odén. Su inclinación es débil y meridional y quizás es solamente de naturaleza sedimentaria.

CONGLOMERA-
DOS
SUPERIORES

La facies normal oligocena, coronada por las bancadas de conglomerados altos, se ha sedimentado también al pie de las Sierras de Turp y Aubens, de edad pirenaica, rebasando un ligero pliegue en la Sierra de Peramola. La fase sávicica ha hecho avanzar aquellas sierras hacia el Sur, cobijando ligeramente estos sedimentos oligocenos, pero sólo están fuertemente levantados en el mismo contacto, incluso hasta la vertical, pero en cuanto nos alejamos hacia el Sur aparecen en seguida sus masas con inclinaciones pequeñas (generalmente hacia el Norte) y gran regularidad. Los plegamientos sávicicos han rasgado esta masa sedimentaria, y a través de ella ha surgido el pliegue-falla de Peramola. Este empuje ha formado un pliegue en el oligoceno, que es el pliegue anticlinal de Oliana. En él aparecen plegados conjuntamente el eoceno, los conglomerados basales del oligoceno y la facies normal oligocena. El pliegue es casi simétrico y su cierre periclinal por ambos extremos. Por el Este queda anegado por los conglomerados superiores de Cambrils, por debajo de los cuales se prolonga, indudablemente, en aquella dirección. El anticlinal de Oliana aparece cabalgado por el de Peramola.

DISPOSICIÓN
MARGINAL

ANTICLINAL
DE OLIANA

A lo largo de este cabalgamiento las formaciones mesozoicas de esta sierra cobijan el conglomerado basal de aquél. Este anticlinal de Oliana corresponde al gran anticlinal marginal oligoceno que desde el SO. de Berga corre hasta el SO. de San Lorenzo de Morunys, quedando allí igualmente sumergido bajo las masas de

conglomerados superiores de Cambrils. Al Sur de Oliana, como al Sur de Cambrils y Odén, el oligoceno presenta gran uniformidad y suaves inclinaciones, apenas trastornadas por algún débil pliegue o algún trastorno local.

FASE
PIRENAICA

Algunas consideraciones sobre la secuencia tectónica de estos macizos secundarios.—Al final del eoceno se producen movimientos de importancia y, sin duda, también los anticlinales más meridionales (Peramola-Aubens-Turp) son creados por estos plegamientos de fase pirenaica. Al Sur de ellos se sedimenta el oligoceno y en sus faldas se depositan masas de conglomerados marginales, que hacia el Sur pasan a margas y areniscas. La Sierra de Peramola, de más reducidas dimensiones, queda más o menos completamente anegada por estos sedimentos, que no rebasan las de Turp-Aubens, bastante más altas. Estos movimientos se continúan durante todo el oligoceno, al menos en algunas zonas, porque se observan en los sedimentos marginales las discordancias progresivas que señalan una velocidad de sedimentación acorde con la del plegamiento.

MOVIMIENTOS
INTRAOLIGOCENOS

El cabalgamiento del anticlinal de Peramola, por el de Aubens-Turp, tiene lugar durante el oligoceno, porque sus sedimentos rebasan aquél y se apoyan como conglomerados marginales sobre el flanco meridional del anticlinal de Aubens-Turp, de modo que masas sub-horizontales del oligoceno anegan capas liásicas verticales, pertenecientes a la charnela del anticlinal de Aubens. Estos plegamientos tienen por dirección ENE.-OSO., es decir, cruzada con la de la cubeta, por esa razón, las series afectadas por ellos, como son las de Aubens Turp, Oden, etc., presentan diagonalmente variaciones considerables en su composición.

CONSECUENCIAS DEL CRUZAMIENTO DE DIRECTRICES ESTRATIGRAFICAS Y TECTONICAS
FASE SÁVICA

Al final del oligoceno se produce otro plegamiento intenso, de edad sálica, pero su empuje tiene dirección Sur, es decir, cruzado con el anterior. Entonces se produce el pliegue de Montanisell, de dirección Este-Oeste, que se vuelca y rompe, cabalgando el flanco Norte de Turp y Aubens.

CONSECUENCIAS DEL CRUZAMIENTO DE LAS DIRECTRICES TECTONICAS

La oblicuidad de estos empujes con respecto a los anteriores explica, por un lado, que el acortamiento experimentado por el área sedimentaria sea tan grande en el punto de cruce, y que zonas relativamente alejadas entre sí, en la depresión, y por consiguiente con composiciones estratigráficas bastante distintas, queden ahora sorprendentemente próximas. Por otro lado, explican también las di-

versas series de fracturas transversales que son creadas por el cizallamiento que resulta del cruce de ambas directrices tectónicas. Estos empujes de finales del oligoceno se reflejan aún en movimientos en las Sierras de Turp y Aubens, y en la formación del anticlinal de Oliana y su cabalgamiento por el de Peramola.

La Conca de Tremp y región al Norte de ella.—La expresión geográfica de la Conca de Tremp es más reducida que lo que podríamos denominar geológicamente la depresión de Tremp, la cual incluiría una extensa región al Norte, limitada por las Sierras de Sopeira y San Gervás. Fué estudiada con detalle por Vidal (102) y por Misch.

La depresión de Tremp es un inmenso sinclinal de relleno garumnense. No se sitúa sin embargo en la alineación de las de Santa Fe, Gosol y Figols-Vallcebre, y además, por su escala, es un elemento de mayor significación que aquéllos. Aquí la divisoria tectónica se sigue más al Sur, y la prolongación del sinclinal de Santa Fe está situada muy al Norte, en el flanco septentrional de la depresión de Tremp.

DISPOSICIÓN

Esta depresión amplia y tendida, termina, hacia el Este, en una cubeta periclinal de débil pendiente y en la que se insinúan varios pliegues, desarrollados al Este en los anticlinales de la Sierra de San Cornelio (extremidad occidental de la serie de Santa Fe de Orgañá) y de Aubens, que de esta manera enraizan autóctonamente bajo la «Conca». El fondo de la depresión está constituido por el garumnense, pero su eje se hunde hacia el Oeste, de modo que va recibiendo encima las calizas de *Alveolinas*, primero, y, en seguida, las margas y flysch del eoceno más alto, en una uniforme, regular y tendida disposición que se adentra al otro lado del Ribagorzana, en la provincia de Huesca. Por el Sur, surge bajo este garumnense, en forma normal, la serie del Montsech, cuyo flanco Norte es, por consiguiente, el flanco meridional de la cuenca.

Por el Norte, bajo el garumnense, aparecen las areniscas maestrichtienses de Arén, que forman un cejo ininterrumpido y pintoresco, que igualmente se adentra en la provincia de Huesca. Su pendiente es bastante uniforme (unos 35°). Bajo ellas aparecen las margas grises del senonense, que ocupan una gran extensión superficial. Su disposición general es idéntica a la de los demás ele-

mentos, pero se encuentran replegadas, debido a su plasticidad, con una tectónica propia más violenta, por lo que la regularidad de su disposición general está muy disimulada. La vergencia de este repliegue secundario es indiferente. El espesor que representan estas margas es enorme.

SIERRA DE
SAN GERVÁS

Dan salida, por debajo, a calizas que aun son del cretáceo superior, de la Sierra de San Gervás, y constituyen la prolongación de las mismas calizas de Santa Fe y de Bou-Mort y, por consiguiente, de la serie de Prada-San Juan.

CONGLOMERADOS
SUPERIORES

Las inmensas masas de conglomerados superiores al oligoceno de las Sierras de Ortoneda-Bou Mort y de Llerás-San Salvador, se apoyan discordantemente sobre estos elementos cretáceos del flanco septentrional de la Conca, sustrayéndolos a la observación en áreas extensas.

CABALGAMIENTO
NÓRDICO MARGINAL

El borde de la margen septentrional de la depresión está constituido por la prolongación occidental de las Sierras de Prada, Cabó y Arés y limitado por la línea de cabalgamiento ya citada al hablar de estas sierras. Unas veces, el cabalgamiento se verifica de modo que en la base del macizo meridional o cabalgante están las calizas urgo-aptenses, como ocurre al Sur de Gerri y de Pujol, donde aparecen replegadas en un sinclinal vergente al Norte, en cuyo fondo quedan pelliscadas las margas aptenses; otras veces son las calizas del cretáceo superior las que cabalgan, como en la Sierra de San Gervás, constituida por cretáceo superior inclinado al Norte, y donde las vergencias son al Sur; y otras por las margas aptenses, como al Norte de Sopeira. El cabalgamiento se hace siempre mediante el keuper, alguna vez sobre el triás y el paleozoico, como al Sur de Pujol; casi siempre sobre las mismas formaciones cretáceas, como ocurre en la complicada zona que va desde Pont de Suert hasta Senterada, y de la que nos ocuparemos más adelante. Los conglomerados superiores descansan sobre la cobijadura, apoyándose discordantemente, tanto sobre ella como sobre los bloques, al Norte y Sur de la misma.

Los Montsechs.—Esta bellísima montaña, que cierra por el Sur la Conca de Tremp, se eleva desde ella gradualmente y con pendiente uniforme hasta culminar en una cresta que corre de Oeste a Este, con una altura uniforme a lo largo de muchos kilómetros. Su frente meridional, muy empinado, forma un escalón o rellano a

mitad de su altura. Los Nogueras taján, normalmente a esta sierra, imponentes hoces. Su estructura ha sido estudiada con detalle por Vidal, por Dalloni y más recientemente por Misch, cuyo mapa de ella es muy bonito.

La serie del Montsech surge bajo el garumnense de la Conca de Tremp y se alza hasta las cumbres con una pendiente media y uniforme de 25-35°. Constituye un pliegue volcado al Sur. Por su parte oriental es un pliegue-falla, y cabalga mediante el keuper de su charnela sobre el eoceno. Pero hacia su parte media, y sobre todo hacia el Oeste, aparece en el cabalgamiento el flanco meridional, cobijado y muy reducido tectónicamente.

Es, según Misch, un plegamiento pirenaico, es decir, anteoligoceno, aunque nosotros opinamos que también los plegamientos intraoligocenos han contribuido a formar su estructura definitiva.

Por el Este desaparece el Montsech bajo una gran masa de oligoceno, que avanza sobre él, rebasándolo hasta apoyarse sobre la extremidad occidental Aubens-Turp. Todo parecería indicar que la Sierra de Peramola es la terminación oriental de los Montsechs, aunque estratigráficamente su serie sea mucho más sencilla. La presencia de liásico en ambas les da, no obstante, un nexo digno de atención. Hacia Villanova de Meyá, el cabalgamiento parece bastante tendido, pero su observación es difícil por ocultarlo las formaciones cuaternarias de ladera.

Poco más al Oeste, un pequeño afloramiento permite apreciar que la pendiente del cabalgamiento es de 60° Norte y se verifica sobre el oligoceno, que buza igualmente al Norte, con pendientes parecidas. Al Este del Pallaresa aparecen retazos muy milonitizados del flanco meridional, que desaparece de nuevo al Oeste de dicho río, y el plano de cabalgamiento se sitúa casi vertical, para inclinarse después de nuevo al Norte. Al Norte de Ager vuelven a aparecer retazos del flanco meridional, y la estructura anticlinal del Montsech se hace manifiesta porque el coniaciense del flanco septentrional cierra en bóveda sobre las formaciones más antiguas, y es, por su intermedio, como la masa del Montsech descansa sobre el eoceno al Sur. Aparecen luego, en el flanco meridional, las margas santonienses, y desde Corsá, hacia el Oeste, las calizas campanienses. El pliegue es netamente vergente al Sur. En el Ribagorzana aparece aún el keuper en la charnela. Más al Oeste, y ya en la provincia de Huesca, todo el Montsech queda anegado de

DISPOSICIÓN

EDAD

DETALLE

nuevo por el oligoceno, que lo rebasa por completo. La uniformidad del flanco septentrional del Montsech, a lo largo de sus 45 kilómetros de longitud, es absoluta, presentando idéntico perfil en todos sus cortes.

Sierra de San Mamet y su prolongación occidental de la Sierra de Monclús.—Los Montsechs cabalgan hacia el Sur una serie más incompleta que la suya: la serie de las sierras marginales. En ellas hay que distinguir dos conjuntos tectónicos distintos, la Sierra de San Mamet con su prolongación occidental, ambas de características sencillas y uniformes, y una zona complejísima, situada al Sur de aquellas sierras, donde merced a la presencia del keuper se ha desarrollado una tectónica de tipo inyectivo, con absoluta falta de uniformidad de directrices.

La Sierra de San Mamet constituye un pliegue cuyo eje se dirige de Este a Oeste. Suaves inflexiones hacia los extremos, determinan la cúpula o culminación de San Mamet. Ha sido estudiada detalladamente por Misch, y luego por nosotros en trabajo inédito.

Su flanco septentrional presenta una gran uniformidad, con pendientes medias de 20-30 grados. Sobre las calizas campanienses aparecen las areniscas maestrichtienses, cubiertas por un garumnense muy bien caracterizado. El eoceno se inicia por margas marinas ypresienses y se continúa por calizas de *Alveolinas* y por potentes espesores de margas y macizos lutecienses, de facies flysch. Discordantes sobre ellos aparecen conglomerados oligocenos. Todo el flanco septentrional está cabalgado por el Montsech.

El pliegue es bastante simétrico. Su flanco meridional está cubierto en parte, en forma discordante, por conglomerados oligocenos de pequeña inclinación. Una falla longitudinal jalona el borde meridional del anticlinal, y al Sur de ella estos conglomerados están en posición vertical. El oligoceno avanza sobre su extremidad oriental, ocultando su prolongación. Pero este oligoceno está levantado y trastornado, así como atravesado por varias intrusiones de keuper diapírico, y se ve que los movimientos sávicos han actuado con intensidad en esta zona, reforzando el relieve creado por los movimientos pirenaicos.

El más importante de estos diapiros es el de Montmagastre. Las capas oligocenas se acercan a él con pendientes suaves, empujándose brusca y rápidamente al contacto con las margas trastor-

nadísimas del keuper, que han arrastrado retazos de calizas campanienses y garumnenses. Características análogas tiene el cercano diapiro de Artesa de Segre.

La prolongación occidental de San Mamet, al otro lado del Pallaresa, tiene análogas características, pero el anticlinal es aún más rebajado. Su vergencia es indiferente. En el Segre se puede apreciar la presencia de las margas santonienses bajo las calizas campanienses. Al Sur de Ager, la bóveda campaniense está rota en su flanco meridional por una falla, a lo largo de la cual limita con el triás de Avellanes. Algo más al Oeste (al Sur de Corsá) integran también en el flanco meridional las capas eocenas, e incluso oligocenas, limitadas al Sur por la falla, a lo largo de la cual limitan con el keuper. El anticlinal es muy rebajado. El Noguera Ribagorzana entalla no obstante en él, poniendo de manifiesto en la charnela la presencia del liásico bajo las margas y calizas senonenses.

Se prolonga aún esta estructura hacia el Oeste, internándose en la provincia de Huesca.

El margen cretáceo entre el Flamisell y el Ribagorzana.—El margen cretáceo desde el Pallaresa hasta el Flamisell, está constituido por el cabalgamiento que limita septentrionalmente la serie de Prada-San Juan. Esta cabalgadura se prolonga hacia el Oeste, hasta el Ribagorzana, delimitando al Norte la Sierra de San Gervás, pero ya no constituye la margen de la masa cretácea, sino que al Norte de aquella persiste ésta en una zona de compleja tectónica, constituida por varias unidades independientes, que han sido descritas y figuradas, con detalle, por Misch.

Al Norte de la Sierra de San Gervás y de su prolongación en la vecina provincia de Huesca, está la violenta eyección triásica de Aulet (Huesca), que se continúa hacia el Este, ininterrumpidamente y con anchuras variables, por el Norte de San Gervás hasta la amplia mancha de keuper de Senterada, cortada por los dos ríos Mañanet y Flamisell. Esta faja es el afloramiento meridional de una amplia mancha de keuper que llega hasta el borde de la zona paleo-triásica, trastornada por los movimientos mesoalpinos; sobre él flotan extensas unidades mesozoicas, separadas entre sí por estrechas bandas de keuper inyectivo. Carecen estas manchas de directrices tectónicas unitarias y su tectónica es la tectónica de despegues.

SIERRA DE
MONCLÚSKEUPER DE
SENTERADASIERRA DE
SAN MAMETDIAPIROS DE
MONTMAGAS-
TRE Y ARTESA
DE SEGRE

SIERRA DE
PIÑANA

La unidad más oriental constituye la Sierra de Piñana. Su parte más occidental presenta, en forma sorprendente, dado el tipo eyectivo, estructura anticlinal, aunque es un efecto superpuesto por plegamientos posteriores, como indica la inclinación que presentan en el NE. los conglomerados superiores. Toda su margen meridional está constituida por unidades pequeñas y accesorias, arrancadas a la masa principal de Piñana por los movimientos del keuper, y que ahora flotan sobre él. En ellas aparece incluso el cretáceo superior. Al Oeste linda la gran unidad de Piñana con la salida eyectiva del keuper de Viu. Aquella tiene allí disposición tabular y está muy tendida, limitando con el keuper por una fractura vertical. Al Norte limita también la Sierra de Piñana, por una línea casi vertical, con el keuper (a la altura de Vilella). Entre Iglesias y Viu, los conglomerados superiores ocultan una gran parte de esta unidad, y al NO. de ellas cabalga, mediante una empinada superficie, sobre la escama de Gotarta.

UNIDAD
TECTÓNICA DE
FALLADA

Al Oeste del macizo de Piñana, y al otro lado de la salida del keuper de Viu, se encuentra la gran unidad de Fallada, que se continúa al otro lado del Ribagorzana por la Sierra de San Salvador. Al Sur limita por una empinada fractura con la salida eyectiva de Aulet, y consiste en un sinclinal vergente al Sur, cuyo flanco Norte, ligeramente desplomado, contiene aún toda la serie cretácea. Presenta, además, otros repliegues accesorios, sobre todo hacia el NE. Todas estas estructuras son cortadas por el keuper de Viu, y no se continúan al otro lado de éste, es decir, en la unidad de Piñana. Por su borde Norte, la base del macizo de Fallada es visible, pues el keuper sale normalmente bajo el liásico y éste bajo las calizas urgo-aptenses, pero todo el macizo está ligeramente cabalgado, mediante una superficie de fractura muy poco desplomada al Sur, por otra unidad cretácea situada más al Norte, la de Buira. Al otro lado del Ribagorzana, la unidad de Fallada se interna en la provincia de Huesca.

UNIDAD
TECTÓNICA DE
BUIRA

La unidad de Buira presenta, al Sur, el frente de un pliegue survergente, y al Norte una unidad tabular nordvergente y que se repite por cabalgamiento. Presenta, pues, doble vergencia. Al Sur cabalga, mediante un accidente muy empinado, la unidad de Fallada; al Norte descansa en parte sobre el keuper, en parte sobre otra pequeña unidad que a su vez cabalga, tendidamente, sobre el macizo de Gotarta y llega incluso a apoyarse sobre el paleozoico.

Flota ésta casi enteramente sobre el keuper, que por un lado es prolongación de la mancha de Viu y por otro de la de Pont de Suert.

La edad de los plegamientos de esta zona sería, según Misch, casi exclusivamente pirenaica, con ligeros rejuvenecimientos post-oligocenos, que sólo localmente, y debido precisamente a circunstancias locales, alcanzan alguna mayor intensidad.

EDAD DE LOS
PLEGAMIENTOS

BANDA PALEO-TRIÁSICA ENTRE LA ZONA AXIAL PALEOZOICA Y LA ZONA DE DOMINIO MESOZOICO

El margen mesozoico, en su zona de contacto con el paleozoico axial, al Oeste del Segre.—La margen mesozoica del Norte está constituida en general por un gran accidente tectónico, casi siempre de gran inclinación, una superficie de despegue, a lo largo de la cual toda la masa cretácea se ha movido hacia el Norte, resbalando sobre las capas más antiguas, pero la escala del movimiento es muy reducida y no puede hablarse, en absoluto, de un manto de cobijadura, como opinaban Jacob, Astre y Ciry, sino a lo más de un cabalgamiento marginal, que ha venido a desfigurar el primitivo carácter del contacto que, según Misch (84, pág. 81), puede describirse como un pliegue monoclinial con descenso al Sur.

MARGEN NÓR-
DICO DE LA
GRAN MASA
MESOZOICA

El margen de la zona axial paleozoica está constituido a su vez por un pliegue monoclinial, por el cual la serie paleozoica se hunde rápidamente hacia el Sur. En la parte oriental muestra una cierta tendencia de movimiento hacia el Norte (zona de Aguiró); la parte occidental muestra una vergencia clara y continua hacia el Sur.

Entre ambos márgenes, cretácea y axial, se desarrolla la banda paleo-triásica, que ha sido muy minuciosamente descrita y detallada por Misch.

Desde el Segre, hacia el Oeste, la masa cretácea, constituida por las calizas argo-aptenses de Prada-Arés, presenta cerca de su margen un sinclinal vergente al Norte, y dotado de gran inclinación, y está limitada septentrionalmente por una fractura de gran inclinación (al Sur), e incluso vertical, a lo largo de la cual el jurásico, y sobre todo el triásico, han sido estrujados con gran frecuencia. Como consecuencia, el cretáceo descansa a menudo sobre el paleozoico.

BORDE NORTE
DE LAS SIERRAS
DE CABÓ
Y ARÉS

ESCAMA DE
COMA DE TO O
DE CASTELLÁS

«NAPPES DES
NOGUERAS»
DE DALLONI

ESCAMA DE
USEU

ACCIDENTE
DE PUJOL

El elemento tectónico más importante de la banda paleo-triásica es la escama de Coma de To (o Castellás) que se desarrolla desde el Segre (Bellpuig) hasta el Flamisell. Al Este del Pallaresa es netamente vergente al Norte, cabalgando al permotriás autóctono de la zona axial por una superficie, bastante inclinada en el Pallaresa, y algo más tendida al Este y Oeste de este río. Toda esta escama de la Coma de To fué considerada por Dalloni como un manto de cobijadura («Nappe des Nogueras»), pero según Misch, muestra al Sur un enraizamiento normal bajo el permotriás, si bien está a veces vertical e incluso volcado, y éste, a su vez, está enraizado bajo el triás. El paleozoico de Coma de To constituye, por consiguiente, el núcleo de un anticlinal autóctono, cuyo flanco meridional muestra parcialmente una vergencia al Sur, mientras que su masa está empujada al Norte. Es decir, muestra una vergencia bilateral aunque asimétrica.

Por el SE. esta unidad está cabalgada por el urgo-aptense de Prada-San Juan (hasta La Guardia). En La Guardia, el keuper ha roto hacia el Norte arrastrando un isleo cobijante liásico-cretáceo, que descansa sobre el paleozoico mediante las margas del keuper con una tendida superficie de despegue.

Al Oeste de La Guardia-Tahús, una escama de menores dimensiones se intercala entre la de Coma de To (o Castellás) y el borde cretáceo. Es la de Useu, también netamente enraizada, e igualmente de vergencia bilateral. Su margen Norte cabalga por una tendida superficie al margen meridional de la escama de Castellás (Coma de To, de Misch). Hay un momento (al Norte de Tahús) en que esta cobijadura desaparece transitoriamente y allí el permotriás intermedio tiene contactos normales con ambas escamas (de Useu y de Coma de To); su disposición es naturalmente sinclinal, aunque compleja. El margen meridional de Useu está cabalgado al Sur por el urgo-aptense de Cabó-Arés.

Más al Oeste hay un accidente tectónico, que ya fué denominado por Jacob y Astre como el «accidente de Pujol». Es un anticlinal autóctono, perfectamente enraizado, con paleozoico en su charnela. Esta muestra una débil vergencia al Norte. Es decir, la raíz, la base del anticlinal, casi vertical, se inclina ligeramente al Sur, pero toda la parte alta, constituida por permotriás, se ha volcado al Norte, y ahora yace como un manto sobre el keuper, que muestra grandes trastornos.



El Noguera Ribagorzana y calizas cretáceas de la Sierra de San Gervás.

Fot. L. M. Vidal

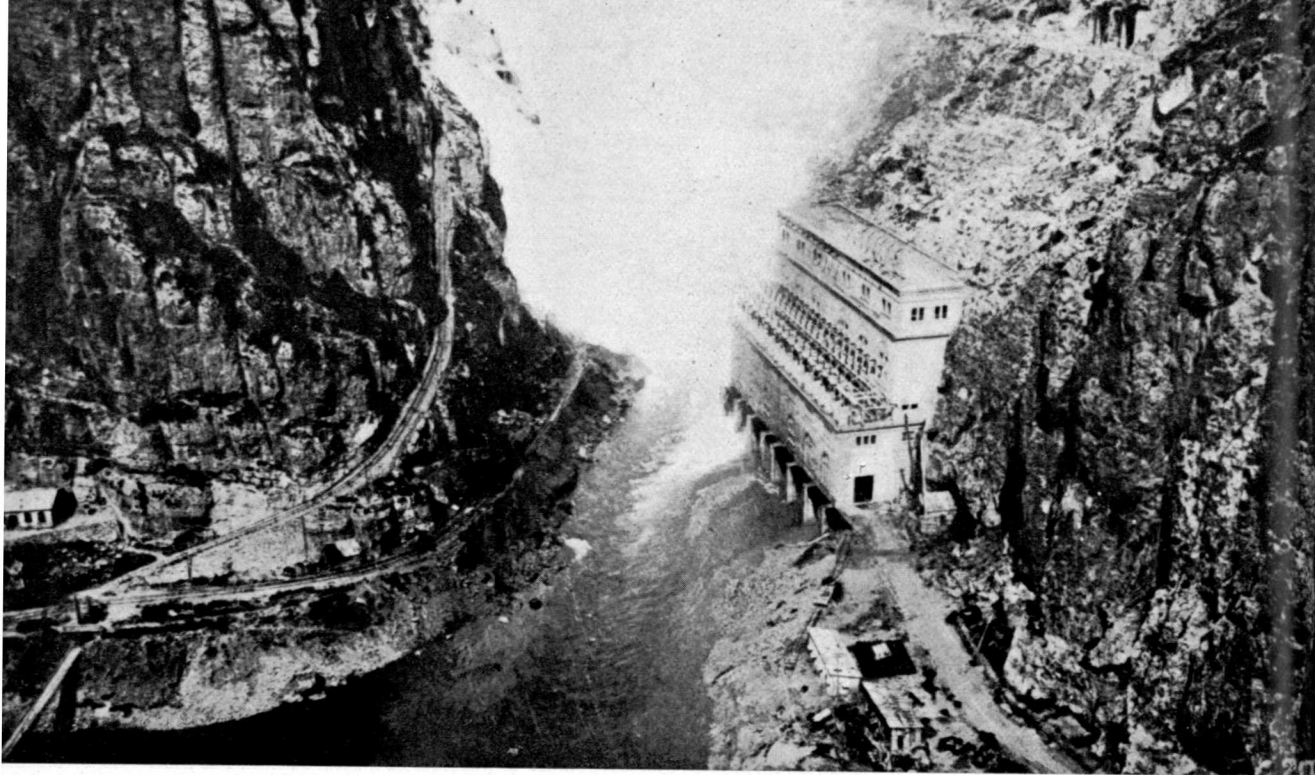
MACIZOS SECUNDARIOS DE LA BANDA CENTRAL



Paso de Collagats. Discordancia entre las calizas senonenses y las pudingas terciarias, en las estribaciones occidentales de la Sierra del Boumort.

Fot. L. M. Vidal





Salto de Camarasa. Presa y central.

Fot. Riegos y Fuerzas del Ebro

MACIZO SECUNDARIO DE LA SIERRA DE ALÓS

Embalse de Camarasa, en las calizas liásicas y senonenses.

Fot. Riegos y Fuerzas del Ebro



Al Norte de este keuper existe un agudo anticlinal (de Bretuy) de doble vergencia, pero incompleto hacia el Este, es decir, hacia el Pallaresa, donde sólo existe el flanco septentrional volcado al Norte. En cambio, hacia el Oeste, se va completando e incluso aparece el paleozoico en la charnela (Bretuy), pero este paleozoico está arrancado de su raíz y aparece como flotante («Klippe autóctono», de Lotze) sobre el permo-trías. Entre este anticlinal y la escama de Coma de To queda pellizcado el sinclinal de Belastuy, volcado al Sur y cobijado al Norte por aquélla.

ANTICLINAL
DE BRETUYSINCLINAL DE
BELASTUY

Hacia el Oeste, todos estos accidentes están parcial o totalmente recubiertos por las masas transgresivas de conglomerados superiores de Pobleta de Bellvehí.

CONGLOMERADOS
SUPERIORES DE
POBLETA DE
BELLVEHÍ

Hemos de advertir, que sólo damos aquí los rasgos más generales de elementos tectónicos, que en detalle son mucho más complejos. Misch, de cuyo trabajo entresacamos estas descripciones, los estudia minuciosamente, mostrándolos con una serie de clarísimos y expresivos croquis.

La escama de Castellás (o de Coma de To) se resuelve en su zona Norte y a ambos lados del Segre en una serie de accidentes (a la altura de Malmercat).

Uno de los más complicados es la escama de Arcalis, constituida por un anticlinal volcado al Norte y cuya vergencia es siempre neta en esa dirección. Se inicia en Malmercat, cabalgando allí empinadamente un sinclinal, denominado por Misch sinclinal de Escós. Este cabalgamiento termina a la altura de Arcalis. En Baró, el anticlinal está apenas desplomado al Norte y muestra al paleozoico de su charnela, pero hacia el Oeste se vuelca y desaparece el flanco meridional, así como el núcleo de permo-trías, y queda únicamente visible el flanco septentrional o yacente. Como muestra espesores excepcionales del permo-trías, hay que suponer que está afectado de repliegues accesorios. Sigue descansando sobre la prolongación del sinclinal de Escós, que al Oeste de Baró encierra en su fondo el keuper, y que curiosamente muestra entonces vergencia Sur. Aun más al Oeste está casi estrangulado, por cerrarse sobre su fondo ambos flancos del permo-trías, y prosiguiendo en aquella dirección muestra ya una vergencia normal al Norte. Al mismo tiempo aparecen fracturas cabalgantes, inclinadas al Norte, que lo limitan al Norte y al Sur. Una de éstas constituye el límite septentrional de la escama de Arcalis. Ambas son

ESCAMA DE
ARCALIS

muy empinadas. La margen meridional está cabalgada de Este a Oeste por la escama de Coma de To. En la parte oriental el cabalgamiento es tendido, y se va empinando hacia el Oeste, donde no sólo el flanco meridional de la escama de Arcalis, sino gran parte del flanco septentrional y el núcleo, desaparecen bajo ella. La escama de Arcalis termina al Este del Flamisell y cerca del río.

ESCAMA DE
MENCUY

Al NE. de ésta existe otra nueva escama, más sencilla, y que se desgaja del paleozoico axial mediante una fractura; es la que Misch denomina escama de Mencuy. Está constituida por una unidad estratigráfica normal compuesta de permo-trías y paleozoico, que se vuelca al Sur sobre el sinclinal de Escós. Al Norte cabalga por una empinada fractura vergente al Norte, sobre la serie axial (igualmente constituida por permo-trías y paleozoico). Sigue mostrando la doble vergencia característica de casi todos los accidentes de esta zona. Más al Oeste, la serie no está ya volcada al Sur, sino que surge normalmente bajo el sinclinal de Escós.

Al Oeste de Mencuy aparece bajo la primera escama otra de idénticas características, y al mismo tiempo que se extingue aquélla ésta va reemplazándola. Es empinadamente vergente al Norte, pero hacia el Oeste muestra de nuevo doble vergencia, repitiendo las características orientales de la primitiva escama de Mencuy. Acaba cerca y al Este del Flamisell.

FOSA DE SORT

El paleozoico axial está cortado por un importante accidente transversal, la fosa de Sort, debida a plegamientos cruzados que se notan por el cambio de dirección de las capas. El keuper rellena en la depresión de Sort una fosa tectónica limitada por dos largas fracturas del paleozoico. El permo-trías de Rialp, interpretado por Jacob y Astre como una ventana tectónica es, en opinión de Schmidt (93), autóctono, y constituye un pellizco cogido por un repliegue de las capas paleozoicas de su cobertura normal.

VENTANA
DE RIALP

SIERRA DE
STA. COLOMA

Mientras que al Este de Flamisell tenemos una serie de elementos de doble vergencia, pero evidentemente enraizados, al Oeste de dicho río la doble vergencia se extrema de tal modo que los flancos se unen por la base, estrangulando la raíz, y la escama aparece como un isleo desgajado de su raíz y flotante (isleo autóctono de Lotze). Esta constitución presenta la Sierra de Santa Coloma. Por el Este aun está enraizada, y bajo el keuper,

sobre el que flota aquélla, salen en serie normal el muschelkalk, permo-trías y paleozoico, que cabalga agudamente el triás de la serie axial. Hacia el Oeste, una fractura Sur vergente, rompe este enraizamiento y al acentuarse tanto la vergencia al Norte septentrional como la vergencia al Sur meridional, la Sierra de Santa Coloma se desgaja de su yacente y flota sobre el keuper axial como un isleo. Los conglomerados superiores discordantes de Pobleta llegan a la Sierra de Santa Coloma, haciendo puente sobre toda clase de accidentes tectónicos y cambios de formaciones.

Al Sur de la Sierra de Santa Coloma, aparece bajo estos conglomerados oligocenos un nuevo elemento tectónico, la escama de Vilella. Es, sin duda, resultado de la evolución del anticlinal de Bretuy, en forma idéntica a como lo hace hacia el Oeste la Sierra de Santa Coloma, perdiendo conexión con sus raíces hasta desgajarse completamente y flotar sobre el keuper.

Al Oeste de este keuper, y como continuación de la de Vilella, aparece la escama de Iglesias. Esta es muy interesante, pues su serie comporta no sólo el paleozoico y el permo-trías, sino el resto de la serie triásica, liásica y aun algo de la cretácea. Descansa sobre el keuper al Norte y Sur, por cabalgamientos de vergencias opuestas, así como por el Este. Por el Oeste, en cambio, los conglomerados superiores anegan esta escama, sustrayendo a la observación su conexión con la masa cretácea de la Sierra de Piñana, cuyo conocimiento sería de gran interés.

ESCAMA DE
IGLESIAS

Al Norte de estas unidades, el margen de la zona axial es normal y muy empinado; las capas buzan al Sur con gran pendiente. Una fractura de gran inclinación, que va desde el Flamisell hasta cerca de Erill-Castell ocasiona una repetición en esta serie. Es el accidente que Misch denomina fractura de Aguiró.

FRACTURA DE
AGUIRÓ

Entre el Mañanet y el Noguera Ribagorzana, la zona axial paleozoica se aproxima mucho al margen cretáceo, de modo que la zona paleotriásica, de intenso plegamiento pirenaico, es muy estrecha. Mientras que en el corte del Noguera Pallaresa encontramos en ella, de Norte a Sur, cinco o seis elementos tectónicos, algunos de ellos muy amplios e importantes, aquí uno sólo ha recibido todos los empujes. Es el macizo de Gotarta, de muy compleja estructura, constituido por la serie paleozoico-permo-trías. Meridionalmente está cabalgado por el conjunto secundario que ha avanzado al Norte. El cabalgamiento es empinado en la zona orien-

MACIZO DE
GOTARTA

tal, muy tendido en la central (Sur de Malpás), de modo que las calizas aptenses rebasan el permo-trías y llegan a descansar sobre el paleozoico; más al Oeste retroceden, y el cabalgamiento, siempre muy tendido, se hace sobre el keuper de la serie de Gotarta (al SE. de Pont de Suert). Esta flota al Oeste sobre el keuper, que constituye el núcleo de un abovedamiento cruzado de débil flecha (keuper de Pont de Suert). Es de notar que este keuper forma parte normal, en el Ribagorzana, tanto de la serie paleozoica, en la que descansa sobre el permo-trías, como de la serie secundaria, bajo cuyo liásico desaparece. La porción oriental del Gotarta está constituida por la parte frontal y flanco yacente de un pliegue volcado al Sur y tajado al Norte por un cabalgamiento vergente al Norte. Tenemos siempre, pues, la doble vergencia, que aquí es tan acentuada que ha tajado las raíces, y todo el macizo flota sobre el keuper como un isleo autóctono.

Este cabalgamiento, a veces sencillo, es otras veces complejo y se repite, de modo que al Este del barranco de Peranera el paleozoico cabalga hacia el Norte el permo-trías, y éste, a su vez, el keuper.

El isleo de Sentis se desgaja de la escama de Gotarta al NE. y repite su estructura como un pliegue volcado y tendido, que tiene paleozoico en su núcleo y cobija al keuper. Aquí hay elementos de ambos flancos, sobre todo del yacente; falta en cambio la zona frontal. El de Castellás, completamente aislado, consiste en permo-trías, al parecer totalmente desgajado de la raíz, que descansa enteramente sobre el keuper. Al Oeste del barranco de Peranera, otro isleo permo-triásico, cabalgado por la escama de Gotarta, reproduce casi exactamente la disposición del de Castellás.

La margen occidental del Gotarta está constituida por una serie paleozoica-permo-triásica, volcada ligeramente al SO. y flotante sobre el keuper, pero los contactos son tan normales y concordantes, que tanto se puede pensar en un sobreplegamiento como en una cabalgadura, al menos en el borde SO. En cambio por el NO. el cabalgamiento es neto, tendido y de gran escala. Se puede separar muy claramente en este macizo del Gotarta un sobreplegamiento al Sur, donde enraizaría, y un cabalgamiento de gran profundidad y muy tendido, al Norte, formando un isleo cobijante y autóctono.

KEUPER DE
PONT DE
SUERT

SIGUE EL
MACIZO DE
GOTARTA

ISLEO DE
SENTIS

ISLEO DE
CASTELLÁS

SIGUE EL
MACIZO DE
GOTARTA

Entre el Noguera de Tor y el Ribagorzana, no queda otra huella del macizo de Gotarta que un pequeño isleo de permo-trías flotante sobre el keuper.

El macizo de Gotarta es, pues, autóctono y su disposición, parecida a la de un manto, es debida a la acción extremada de las vergencias opuestas, mostrando un movimiento al Sur, al mismo tiempo que una intensa vergencia al Norte. No se puede admitir tampoco, para este macizo, la idea de las cobijaduras de los Nogueras de los geólogos franceses, ni en la interpretación de Dalloni ni en la de Jacob. El borde axial, entre el Mañanet y el Ribagorzana, presenta el mismo doblamiento al Sur, con capas que buzan en esta dirección con gran inclinación («flexura»). El accidente de Aguiró se prolonga hasta cerca de Erill-Castell, originando, como hacia el Este, una repetición.

El Montsech de Tost y zona contigua. — El Montsech de Tost constituye la extinción, al Este del Segre, de la banda paleo-permo-triásica de que nos acabamos de ocupar. Es un isleo en cuya composición entra el paleozoico, y que se apoya en casi todo su perímetro sobre el keuper. Esta mancha de keuper es la que, pasando al otro lado del Segre, rodea también el margen oriental del macizo paleozoico de Castellás o de la Coma de To, y sobre él descansan diversos retazos liásicos, restos respetados por la erosión. Al Este del Segre se encuentra este Montsech de Tost, descrito con detalle por Dalloni, por Astre y, luego, por Ashauer. En esta unidad, el paleozoico, soportando la serie mesozoica, descansa sobre un elemento de esta misma serie mesozoica; los geólogos franceses compañeros de Astre, consecuentes con su teoría de la serie sur-pirenaica, suponían que ambas series mesozoicas eran distintas.

Pero puede apreciarse cómo el permo-triásico de Coll de Arnat, que en el Coll yace normal sobre el paleozoico y buza con gran inclinación al SO., se coloca bajo la aldea en posición vertical y luego se hunde (Can Soldat) bajo el paleozoico en posición ligeramente volcada. Las series mesozoicas cabalgadas y las apoyadas se entremezclan en el borde oriental del Montsech de Tost. La base de la cobijadura mesozoica muestra intensas laminaciones en su base. La estructura resulta, por la perforación efectuada por el núcleo paleozoico de la charnela, de un pliegue en rodilla, y su

MARGEN DEL PA-
LEOZOICO AXIAL

ACCIDENTE DE
AGUIRÓ-
ERILL-CASTELL

MONTSECH DE
TOST

consecutivo arrastre sobre el flanco yacente. Más al Este aparece ya la Sierra del Cadí.

El Montsech de Tost constituye, pues, la última representación al Este del tipo de accidente representado por la Coma de To, y la Sierra del Cadí presenta ya una discontinuidad tectónica rotunda.

Consideraciones tectónicas sobre esta banda paleo-permo-triásica.— El estilo tectónico que domina es el de la doble vergencia. Toda la tectónica es, según Misch, ante-oligocena, pues el oligoceno apenas está afectado por algunas fracturillas. Pero, a nuestro juicio, pudiera ser intra-oligocena, ya que los depósitos oligocenos de esta zona corresponden, si acaso, a las últimas etapas de esta época. Ashauer consideraba como miocenos a sus contemporáneos. Estos, que hemos denominado conglomerados superiores, son indudablemente posteriores a la última fase tectónica violenta. Esta fase es, o bien intra-oligocena, y no clasificada por Stille, o sálica. En este caso los conglomerados son ya miocenos. Puesto que no hay argumentos paleontológicos, este argumento tectónico puede, en el ínterim, ser considerado como suficiente.

Volviendo a la exposición de Misch, y puesto que no hay pruebas de movimientos más antiguos, los plegamientos son de edad pirenaica. Ambas vergencias son de la misma edad, pero los fenómenos que las originan no son absolutamente sincrónicos. Primero tiene lugar el plegamiento meridional, y simultáneamente o a continuación el plegamiento nórdico, y poco, pero algo después, la imbricación al Norte. Es decir, la imbricación releva al plegamiento, y la vergencia Norte a la Sur, pero en un período geológico tan breve que no pueden considerarse sino como fenómenos simultáneos, es decir, de la misma fase de plegamiento.

El funcionamiento mecánico de la doble vergencia es posible gracias a las propiedades plásticas del keuper, que ha permitido los despegues con su gran movilidad.

ESTRUCTURAS ALPINAS DEL ALTO SEGRE

La estructura de los materiales secundarios en el alto Segre es francamente tabular, lo que parece indicar que el plegamiento

pirenaico ha tenido sobre esta zona un efecto reducido, y sólo al Sur de la línea de cumbres del Cadí, se acusa en toda su potencia en las estructuras que ya hemos visto.

Los pliegues y escamas del paleozoico del valle del Segre, entre Seo y Bellver, ya hemos visto que se consideran por Solé y Llopis (97) debidos a la tectónica herciniana, pero aquéllos están afectados por una serie de fracturas verticales de tipo germánico, que vienen a complicar en gran manera las estructuras hercinianas.

Estas fallas son evidentemente de tipo alpino, pues afectan también a los materiales secundarios e incluso a los terciarios.

Siguiendo a estos autores, se puede considerar dividida la zona en tres porciones: una central, que denominan campo de fracturas de Toloriu, y dos cubetas neogenas laterales, de Bellver y Seo.

Campo de fracturas de Toloriu.— Ocupa una zona hundida comprendida entre la línea Martinet-Vilech, el barranco del Cadí y el Segre, y limitada por dos fallas verticales, que en muchos sitios ponen en contacto el granito con los diversos materiales paleozoicos no metamorfizados. Estas dos fracturas tienen sensiblemente dirección OSO.-ENE., la septentrional siguiendo la línea tectónica del Segre por San Vicente y el Roc de l'Aguila, y la meridional por la alineación San Cristóbal-Hostalnou.

En la zona de Palalliu, Toloriu y Bar, casi todos los contactos son por fractura, existiendo un campo de pequeñas fallas aberrantes.

Todas estas fracturas tienen una dirección que discrepa de las de la cubeta de Bellver, orientadas regularmente Este-Oeste.

En cuanto a las cubetas neogenas, según Boissevain, son de edad neo-alpina, por lo que nos ocuparemos de ellas más adelante.

LA TEORIA DE LA SERIE SUR-PIRENAICA EMPUJADA AL NORTE O DEL MANTO DE CORRIMIENTO DE JACOB-ASTRE-FALLOT Y CIRY

Hemos adoptado, en nuestra exposición, aquella explicación de la estructura de los Pirineos meridionales que está de acuerdo con nuestras propias opiniones. Por otra parte, no sólo es la explicación clásica y tradicional, mantenida en España con extraordinaria

EDAD DE LOS
CONGLOMERADOS
SUPERIORES

SUCESIÓN
DE LOS PLEGAMIENTOS

brillantez por Vidal, sino que constituye también el meollo del minucioso estudio que con un solo pensamiento y criterio unitario establecieron Misch y Ashauer, los geólogos que más recientemente han ofrecido un mapa minucioso, detallado y, en conjunto, muy exacto. Sus conclusiones, datando de 1934, han sido confirmadas por los estudios de Solé, Llopis y los nuestros propios. Dalloni rechaza también la idea de una serie sur-pirenaica llevada de Sur a Norte, aunque en su teoría del «Manto de los Nogueras» estableció para la zona paleozoica-permo-triásica unos principios distintos a los que luego sustentó Misch.

ORIGEN DE LA
«SERIE SUR-
PIRENAICA»
COMO CONCEP-
TO TECTÓNICO

La teoría de la «Serie sur-pirenaica» tiene una gestación larga y compleja, que alcanzó su máximo desarrollo cuando Jacob, Ciry, Astre y Fallot (55) la expusieron, como una explicación sistemática de la estructura del Pirineo meridional, al XIV Congreso Geológico Internacional, celebrado en Madrid en 1926. Bastaría la mención de los nombres de la ilustre pléyade de geólogos que sustentaron dicha tesis para comprender que su estudio ha de ser objeto, bien merecido, de atento examen y consideración.

En breves líneas, el desarrollo de esta idea fué el siguiente: Jacob y Fallot opinaron en 1914 (51) que la serie comprendida entre el Segre y el Pallaresa constituía un manto de corrimiento, «Manto de los Montsechs», arrastrado hacia el Norte. Este manto surge bajo las pudingas post-pirenaicas, discordantes, de la depresión del Ebro. Descansa sobre las formaciones nummulíticas autóctonas, compuestas en gran parte por pudingas, que forman parte del revestimiento normal de la zona axial.

Esta idea fué combatida, en correspondencia particular por Vidal, y públicamente por Dalloni.

En 1922 se propusieron Jacob y Fallot, con la colaboración de Astre y Ciry, asentar más firmemente sus teorías, iniciando una campaña de trabajos de campo. Astre y Fallot emprendieron el estudio de los problemas al Este del Segre. Reconociendo que el Cadí constituía el recubrimiento normal de la zona axial, se dedicaron al estudio de la zona meridional, sobre todo en sus terminaciones oriental y occidental. Jacob y Ciry emprenden el reconocimiento al Oeste del Segre, desde este río hasta el Cinca.

Mientras tanto, la teoría del «Manto del Montsech» recibió un duro golpe. Lugeon y Oulianoff, que estaban estudiando simultáneamente problemas geológicos en relación con el emplazamiento

de la presa de Camarasa, demostraron en 1924 (64) que algunas pudingas atribuidas por Astre y Jacob al nummulítico, y que creyeron ver pasar de uno al otro lado del Montsech, bajo él, eran en realidad discordantes sobre aquella serie y de edad post-pirenaica. Además, la región estudiada por ellos incluía magníficos pliegues volcados al Sur, y volvieron a la idea clásica de un «volcamiento al Sur de la cobertura sedimentaria de los Pirineos», de acuerdo con los cortes dados por Vidal y por Dalloni. Fallot había acompañado a Lugeon y Oulianoff en parte de estos reconocimientos, y él y Jacob hubieron de rendirse a la evidencia de los hechos, lo que hicieron, no obstante, con reservas, razonando que si bien indudablemente la vertiente meridional pirenaica está afectada de numerosos pliegues volcados al Sur, no queda más remedio, si se estudia el borde septentrional, que despegar toda la serie con movimiento hacia el Norte. Así pues, los trabajos de Jacob, Astre, Fallot y Ciry se encaminaron al estudio del borde septentrional, y sobre todo al de la serie paleozoico-permo-triásica comprendida entre la gran masa mesozoica media y el macizo paleozoico axial. Esta zona había sido interpretada por Dalloni como constituyendo el «Manto de los Nogueras», el cual, procedente de la masa paleozoica axial, y desgajada de ella, había resbalado hacia el Sur y descansaba sobre el permo-triás (Dalloni la consideraba como constituida por paleozoico solamente). Es la que, como hemos expuesto con cierto detalle, interpretó Misch como una serie de «isleos autóctonos», más o menos desgajados de su raíz y afectados de doble vergencia. La interpretación de Dalloni fué rechazada por Jacob y Ciry.

El conjunto de formaciones presentes, que admitieron los cuatro geólogos franceses, guiados por Jacob es, en líneas fundamentales, la que hemos establecido nosotros, si bien las consideramos a todas ellas procedentes de un mismo surco, y la diferencia que presentan las atribuimos a su diferente posición, central o marginal, en el mismo, estimando que todas ellas son autóctonas y conservan su posición relativa original, alterada por plegamientos y cabalgamientos que originan pequeñas cobijaduras, pero nunca verdaderos arrastres en masa.

Fallot y Astre apreciaron igualmente la diferencia existente entre las series del Cadí y Pedraforca. Esta es más completa que aquélla, por contar con el liásico, parte del jurásico y el urgo-aptén-

ELEMENTOS
ESTRATIGRÁ-
FICOS

se. Pero la interpretaron de otro modo. La primera constituye la cobertura normal del paleozoico axial pirenaico y es por consiguiente autóctona. La segunda es, según ellos, alóctona y ha sido transportada de Sur a Norte. Jacob y Ciry extienden esta interpretación para la prolongación de Pedraforca, al otro lado (Oeste) del Segre, y denominan al conjunto «Manto Sur-Pirenaico», arrastrado de Sur a Norte.

Donde hay diferencias de apreciación de orden estratigráfico más marcadas es en el estudio de las pudingas terciarias. Nos parece que descuidaron este punto, tan importante en la interpretación pirenaica. En efecto, las masas de conglomerados superiores del oligoceno, que yacen discordantes, tanto sobre las masas secundarias como sobre las paleozoicas, nos parecen a nosotros más bien post-oligocenas que oligocenas. Esto será más o menos discutible. Pero ellos dicen: «son post-pirenaicas y los geólogos las sitúan en el oligoceno, pero a decir verdad, en algunos sitios su base puede ser datada y debe referirse al bartoniense». Se refieren taxativamente a la base de los conglomerados del Bou Mort, que en Sosís contienen lignitos y en cuyas capas encontraron fósiles que atribuyen al bartoniense. Yace este bartoniense discordante sobre las margas senonenses. Este hecho data, según ellos, la discordancia principal, debida a los movimientos pirenaicos, y sería antebartoniense. Aun existen (siempre según Jacob y Astre) otras pudingas que preceden a la discordancia (Astre las señala en el Cadi), y que serían contemporáneas de las de Palassou.

Pero en Oliana se ve muy claramente la sucesión de los diferentes conglomerados del oligoceno. Sobre el bartoniense fosilífero yacen casi concordantes las potentes masas de conglomerados grises basales del oligoceno. Sobre ellos descansa la facies normal, a la que pasan gradual y lateralmente. Sobre ésta descansan, en discordancia más o menos marcada, pero gradual y progresiva, los conglomerados altos. Además existen, más modernos que todos éstos, los conglomerados superiores que son progresivamente discordantes, como todo el conjunto, y fosilizan su relieve.

La observación de la secuencia oligocena es, a nuestro juicio, deficiente y los lleva a conclusiones falsas, respecto a la edad de los plegamientos. Más adelante exponemos nosotros, con algún detalle, este complejo problema de los conglomerados. En su discusión se engloban tanto las circunstancias de Sosís como las de

Oliana, San Lorenzo e incluso otras regiones pirenaicas, y procuramos mostrar cuan peligrosas son en estas zonas las generalizaciones a partir de circunstancias locales.

Dejando la serie estratigráfica, y volviendo a las interpretaciones tectónicas, consideremos primero las que dan a la margen de la zona axial. Tiene ésta un recubrimiento permo-triásico, muy discordante en general, pero autóctono y normal, que se completa con el triás. Hacia el Ribagorzana la margen paleozoica está afectada de violentos pliegues acostados hacia el Sur, que conservan en sus núcleos pellizcos de permo-triás. El mismo borde está constituido por el permo-triás, casi vertical, pero inclinado al Sur. Pero sobre él se vuelca, en forma de pliegue, la margen paleozoica. Es decir, constituye ésta un inmenso pliegue, cuya base o raíz está aún casi vertical en su flanco meridional, pero cuya parte alta se vuelca al Sur, de modo que todo el frente yace sobre el triás superior (keuper) del flanco meridional. Este frente o charnela está desgajado de su raíz, y yace como isleos flotantes aislados de la masa paleozoica principal. Este carácter tiene el isleo de Gotarta (entre Iguerri y Pont de Suert) (*). El permo-triás de Erill-Castell yace casi vertical, y corresponde a la raíz de este pliegue volcado. Su frente yace, desgajado, más al Sur, formando parte del mismo macizo del Gotarta (en Malpás), y está cobijado al Sur por el «Manto sur-pirenaico». A la altura de Sentis no quedan restos de este frente que reaparece en la Sierra de Santa Coloma (al Sur de Castellvell), donde se reproducen aquellas circunstancias. El permo-triás marginal, raíz del flanco Sur, está vertical. El frente del anticlinal yace al Sur, constituyendo la Sierra de Santa Coloma.

En esta zona se aprecia la dualidad del paleozoico de la banda paleo-permo-triásica, que tan importante papel desempeña en la teoría de Jacob. Existe allí un paleozoico proveniente de la zona axial (Sierra de Santa Coloma), que descansa alóctonamente sobre otro paleozoico autóctono enraizado (al Sur de Buirá y Santa Coloma), el cual está cabalgado por el manto sur-pirenaico, constituyendo la Sierra de Piñana (en Sarroca). Los conglomerados superiores descansan sobre los tres elementos, paleozoico axial

(*) Esta evolución tectónica puede seguirse en los mapas y en una serie de cortes geológicos muy bien trazados y muy lógica y magníficamente coordinados, que ilustran el trabajo de los cuatro geólogos.

MARGEN DE LA ZONA AXIAL

MACIZO DE GOTARTA-ERILL-CASTELL

SIERRA DE STA. COLOMA

DUALIDAD DEL PALEOZOICO

SIERRA DE PIÑANA

cobijante, paleozoico autóctono y manto sur-pirenaico. Esta cobijadura del paleozoico autóctono por el axial termina por el Este a la altura de Castell, repitiéndose en un pequeño isleo al Este de Flamisell (a la altura de Andis).

TRIÁSICO
DE SORT

El pliegue ha ido retrocediendo hacia el Norte, de modo que bajo él se va constituyendo un sinclinal completamente aplastado y casi horizontal, en que bajo el paleozoico, y con gran profundidad hacia el Norte, existen pellizcados el permo-trías y el triás. El Pallaresa, al entallar profundamente en esta masa paleozoica, los pone de manifiesto en el valle de Sort, y la mancha permo-triásica de Rialp corresponde a la cola de este sinclinal, puesta de manifiesto por una ventana de erosión en el paleozoico. Al Este de Pallaresa desaparece este pliegue. El borde axial está constituido por el permo-trías y triásico, que buzan con uniformidad y regularidad y con pendiente no muy grande al Sur, y cabalgado por la serie paleozoico-permo-triásica de la zona media. Ambos son ahora autóctonos. La línea de cabalgamiento corre a lo largo de Soriguera, Col del Cantó, Guils y Berén. La zona intermedia presenta sobre todo vergencia al Norte, con imbricaciones, de las cuales una de ellas, muy importante por su larga corrida, separa al Norte el conjunto de Coma de To-Castellás, y al Sur el de la escama de Useu. Así pues, el conjunto de Coma de To-Castellás constituye una masa principalmente paleozoica, más o menos violentamente replegada, y sus accidentes presentan vergencia al Norte.

PERMOTRIÁS
DE RIALP

MACIZOS DE
COMA DE TO Y
DE CASTELLÁS

ANTICLINAL
DE PUJOL Y
KEUPER DE
GERRI

En el Pallaresa, la Sierra de Pujol constituye un anticlinal de núcleo paleozoico evidentemente enraizado y autóctono con flancos de permo-trías. Está cabalgado por el manto sur-pirenaico, que lo rebasa, de modo que la mancha de keuper de Gerri es alóctona y corresponde a la base de aquél. Las Sierras de Boumort, Cadí y Arés, constituyendo el margen septentrional del macizo mesozoico, o sea del manto sur pirenaico corrido al Norte, cobijan mediante su propio keuper el macizo de Useu. La terminación oriental de la zona paleozoico-permo-triásica intermedia y autóctona, la constituye el Montsech de Tost, objeto ya de estudio por Astre y Fallot.

Consideran que este macizo está pellizcado entre la serie del Cadí, a la que cobija, y la de Pedraforca (manto sur-pirenaico), por la que está cobijado.

Hay que reconocer que la exposición que dan Jacob y Ciry a esta banda intermedia está perfectamente coordinada, y es una explicación sistemática muy digna de consideración. Pero se trata de una zona que no conocemos y sobre la que no tenemos criterio propio. Ante este hecho hemos preferido el análisis de Misch por ser más moderno y más detallado, tanto más cuanto que Misch conoce el criterio de Jacob y Ciry, lo critica y lo rebate. No obstante, tienen algunos puntos en común.

Jacob considera, en resumen, que el paleozoico de la banda intermedia tiene dos orígenes. La mayor parte es autóctono y enraizado. Otra parte es cobijante, pero no viene de lejos; son retazos del flanco yacente del gran pliegue marginal de la zona axial, que volcado, viene desde más al Este del Ribagorzana hasta el Pallaresa. Por este carácter autóctono tiene gran coincidencia la interpretación de Jacob con la de Misch, aunque difieren mucho en los detalles, puesto que mientras Misch admite la doble vergencia, los cortes de Jacob presentan una neta vergencia al Norte. Más alejada de ambos está la teoría del «Manto de los Nogueras», de Ciry, para el que todo el conjunto de la zona intermedia sería alóctono, desgajado de la zona axial y resbalado hacia el Sur.

La Sierra del Cadí constituye, para Fallot y Astre, como para todos los geólogos que han estudiado el país, la cobertura normal. Su terminación occidental está constituida por las calizas de *Alveolinas*. Estas cierran en periclinal, anegándose al SO. bajo el keuper y desapareciendo al Oeste, bajo el macizo del Montsech de Tost, cabalgado a su vez, como el Cadí, por la serie de Pedraforca.

Esta serie de Pedraforca es, según ellos, alóctona. Su extremidad oriental flota enteramente sobre la del Cadí (en Falgás y Pobla de Lillet), lo que fué documentadamente rebatido por Ashauer. La descomponen en tres partes. La masa tabular del Montaut, poco plegada, que alcanza desde Castellás hasta Cañelles. El anticlinal de Port del Compte, cuyo flanco meridional constituye la Sierra de Odén y cuya prolongación SO. es la Sierra del Turp. Y una estrecha faja intermedia de imbricaciones de vergencia Sur.

El Montsech de Tost desempeña un importante papel en su interpretación de esta zona. Es el obstáculo que al dificultar el avance hacia el Norte del manto sur-pirenaico (serie de Pedraforca), ha originado estas imbricaciones y sus vergencias anómalas al Sur.

RESUMEN
PARCIAL

LA SIERRA
DEL CADÍ

EL MACIZO DE
PEDRAFORCA

CONSIDERACIONES
OPUESTAS

Los estudios realizados por Ashauer, Birot, Llopis y por nosotros, han suministrado hechos más que suficientes para anular esta teoría de una serie de Pedraforca arrastrada al Norte.

La continuación de la serie de Pedraforca al Oeste del Segre la representan por una serie de cortes, pero adolecen de un defecto capital. Atribuyen todas las calizas que coronan la Sierra de Aubens al aptense (o al menos al cretáceo inferior), siendo así que representan una serie muy potente y completa de cretáceo superior, documentada con abundantísimos datos paleontológicos. La consecuencia de este error es considerable en el trazado de los cortes, y da lugar a su falsa interpretación.

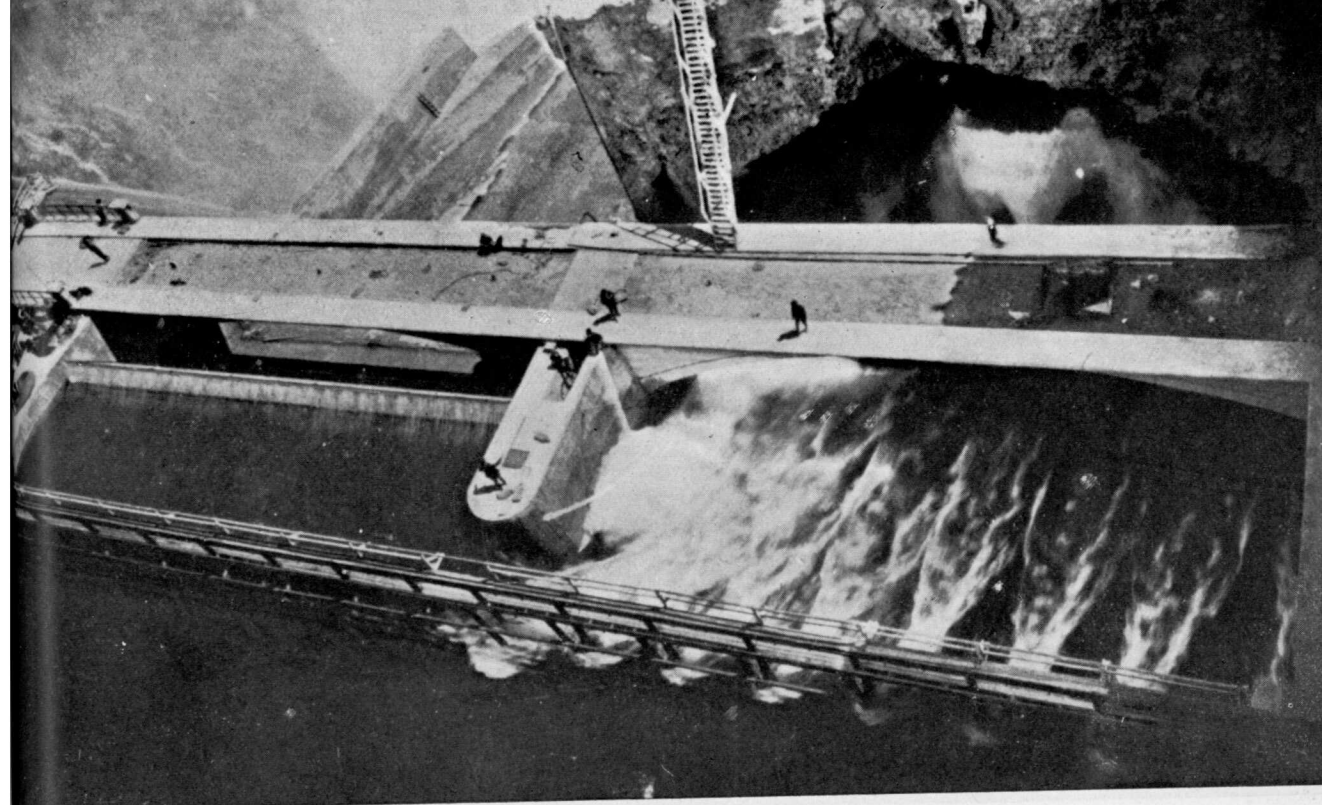
Quede, pues, bien sentado que, en las teorías de Jacob, Astre, Fallot y Ciry, lo que no parece admisible es la idea de un manto sur-pirenaico arrastrado al Norte. La interpretación de la zona paleo-permo-triásica no nos repugna en nada fundamental y, desde luego, tiene mucha menor trascendencia. Además, no vemos que implique la existencia del manto sur-pirenaico.

Subrayan ellos la independencia entre la zona axial y la serie sur-pirenaica, manifestada porque ningún pliegue de ésta muestra en su charnela formaciones anteriores al triás, y porque los de la zona paleozoica (todo ello refiriéndose sólo a la zona central) nunca muestran en las margas formaciones más modernas que el keuper. Misch lo explica, a nuestro juicio, lógica y satisfactoriamente, por los importantísimos despegues que han tenido que ocurrir en el potente y plástico keuper, pero sin necesidad de recurrir a arrastres lejanos.

Los límites que establecen para el manto sur-pirenaico son, al Oeste, el Col de Sahún o Plan de Gistain (ya en la provincia de Huesca), es decir, hasta el Cinca, más allá el recubrimiento secundario es ya autóctono. Al Este, Poble de Lillet y el torrente de Casa Ardericó y, al SE., Berga. La margen meridional está casi siempre oculta bajo las formaciones discordantes post-pirenaicas.

Resumiendo en pocas palabras, la concepción general que constituye la armazón de esta interpretación, es la siguiente: todo el país que separa al macizo central francés de la depresión del Ebro está afectado, incluso en profundidad, por movimientos pirenaicos, regidos, como sostuvo Bertrand (22, 23), por un desplazamiento general al Norte.

En los Pirineos centrales y orientales el accidente principal



Salto de Camarasa. Compuertas automáticas.

Fot. Riegos y Fuerzas del Ebro

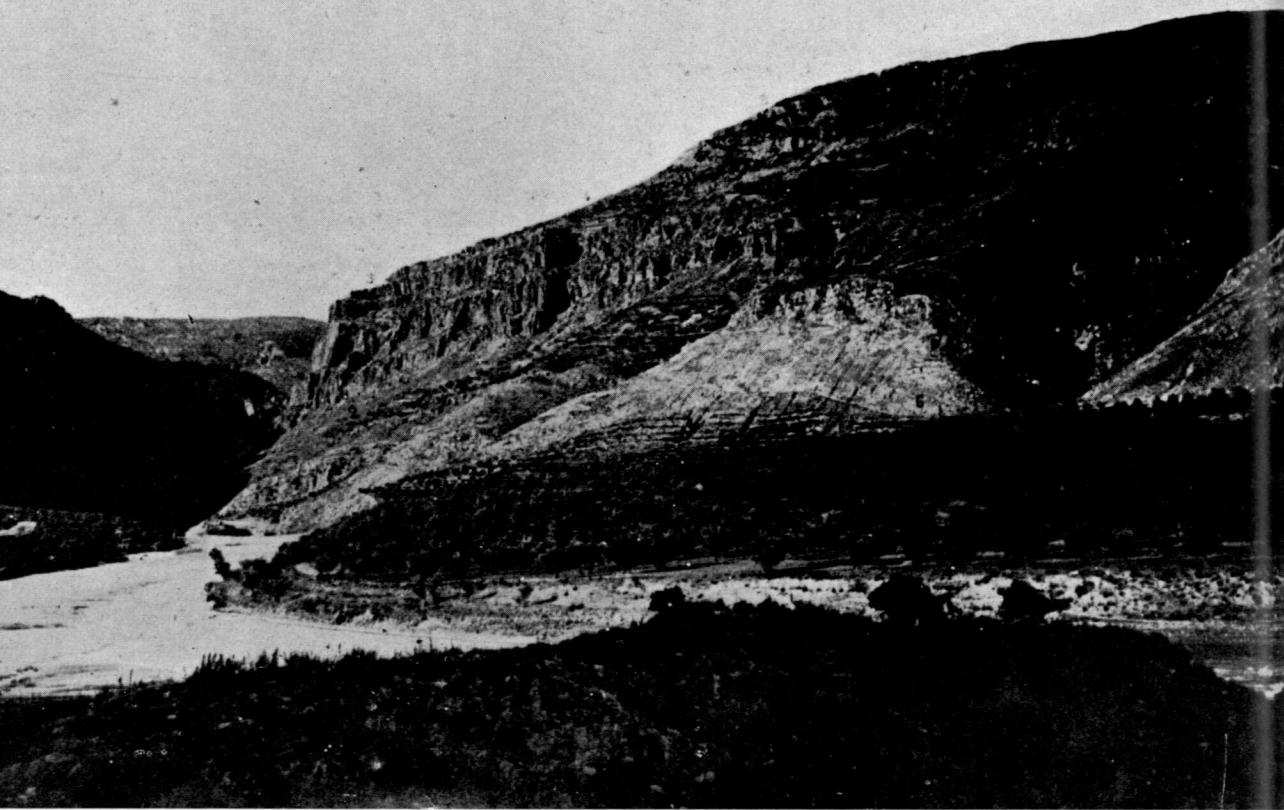
APROVECHAMIENTOS HIDRAULICOS DEL SEGRE .



Salto de Camarasa. Canal de descarga.

Fot. Riegos y Fuerzas del Ebro

RESUMEN
GENERAL



Liásico y cretáceo del monte de San Jorge, en Camarasa.

Fot. L. M. Vidal

ZONA SECUNDARIA DE LA PARTE OCCIDENTAL

Senonense y garumnense al Norte de Abella, con la Sierra de Carreu.

Fot. L. M. Vidal



corresponde a la zona axial, la cual constituye un amplio manto anticlinal («un pliegue de fondo», según la idea de Argand), que erosionado hoy hasta el material herciniano, lo muestra en una gran cicatriz de más de 50 kilómetros de anchura transversal. Este pliegue de fondo rompe al Norte, desgajándose varias grandes escamas que avanzan en esa dirección, adentrándose en el país surpirenaico francés.

En su vertiente meridional, este pliegue de fondo axial muestra un revestimiento post-herciniano incompleto y discontinuo, en que faltan el liásico, jurásico y cretáceo inferior (series del Cadí, Monte Perdido y Gavarnie).

Los fondos y cobertura del flanco meridional axial no están totalmente «muertos» tectónicamente. Al Este muestran pequeños cabalgamientos al Norte (Amelie les Bains, etc.). En la provincia de Lérida ofrecen verdaderos pliegues acostados al Sur, pero que no parecerían afectar las zonas profundas, puesto que no ponen de manifiesto los batolitos graníticos.

No faltan, por consiguiente, en la margen axial, los accidentes al Sur, pero hay en cambio un macizo desplazado al Norte y recortado en escamas, que ponen de manifiesto la violencia y dirección de los empujes. Este macizo se encapucha al Este, quedando pellizcado entre las series del Cadí y Pedraforca y, al Oeste, bajo el pliegue meridional axial, y constituye la explicación de la existencia de pliegues volcados al Sur, no obstante que el movimiento general esté dirigido al Norte.

La serie surpirenaica, como unidad estratigráfica opuesta al recubrimiento normal, está despegada y empujada hacia el Norte. El despegue se ha efectuado al nivel del triás. Reemplaza este concepto de la serie «surpirenaica» al antiguo del «manto del Montsech».

La serie surpirenaica, aparte de su despegue y de los pliegues que denuncian su movimiento al Norte, está afectada de numerosos repliegues dirigidos hacia el Sur, independientes de los de la zona axial y su revestimiento. Son pliegues de cobertura y resultan como consecuencia del movimiento hacia el Norte, cuando éste encuentra algún obstáculo que lo frena o detiene.

Si al Sur de las zonas estudiadas aquí se generalizaren, como pretenden los geólogos, los movimientos al Sur, se podría pensar en el movimiento hacia el Norte de un traspaís hundido, pero por

ahora parece más oportuno seguirse apoyando en una combinación de pliegues de fondo y resbalamiento de cobertura.

Esto es en resumen lo que opinaron dichos ilustres geólogos franceses, como resultado de sus reconocimientos sur-pirenaicos.

BANDA DE LAS SIERRAS MARGINALES

Al Sur de San Mamet y de su prolongación occidental de Monclús, existe una zona de complicada tectónica que se extiende desde Artesa de Segre hasta Boix y Tragó, adentrándose luego en la provincia de Huesca.

Las causas originarias de esta compleja tectónica son las siguientes: el espesor de la serie sedimentaria post-triásica es reducida, mucho más reducida que al Norte. Por consiguiente, la cobertura del keuper es mucho más ligera, y la intervención de las plásticas margas del keuper en la tectónica es, como consecuencia, importantísima. Ha habido un despegue sobre el bunt, aun más marcado que en las zonas del centro de la depresión sur-pirenaica. A los empujes tectónicos, la débil cobertura se ha cuarteado y ahora toda ella «flota» sobre el keuper. Es muy aproximada, aunque no exactamente, la disposición eyectiva de Stille, con amplios sinclinales y estrechos anticlinales; pero, en este caso, originada y condicionada por la presencia del keuper. Los elementos están aislados unos de otros por fracturas, a lo largo de las cuales salen sus margas. Concausas de esta tectónica son: la dirección cruzada de los empujes pirenaicos y la acumulación a sus efectos, los de los empujes sávicos.

Los movimientos pirenaicos ofrecen aquí, debido con toda seguridad a la ligereza de la cobertura y presencia del keuper, gran variedad de directrices anormales, con marcadas componentes Norte y Sur. El hecho de la disposición discordante del oligoceno sobre un relieve reciente (depresión de Rubió y otras), son testimonios de la actuación de movimientos pirenaicos. El cabalgamiento del oligoceno, y sus violentos trastornos en las márgenes, lo son de los movimientos post-oligocenos, que aquí alcanzan gran intensidad. En esta región, como en las zonas más orientales, los plegamientos sávicos rebasan el ámbito de los pirenaicos.

Esta compleja zona ha sido detalladamente estudiada por Misch,

y es forzoso recurrir a sus esquemas y descripciones, que no tienen espacio en esta nuestra, de rasgos más generales, si se quieren precisar los detalles.

La depresión oligocena de Rubió está limitada al Este por un agudo pliegue anticlinal, cuyo flanco oriental lo constituye la Solana de Montsonis, que es un breve y tendido sinclinal. Por el Oeste, otro agudo pliegue fallado, lo separa de un tendido sinclinal o cubeta, cuyas márgenes se alzan bruscamente, y que está separada de otra análoga por intermedio de un agudo anticlinal vergente al Este. La segunda cubeta es también amplia y tendida por el Sur; hacia el Norte se estrecha, rebasando el Segre en dirección al San Mamet. Ambas cubetas constituyen la Sierra Carbonera, al NE. de Camarasa. Un nuevo anticlinal, que coincide con el Segre inmediatamente debajo de su confluencia con el Pallaresa, separa la Sierra Carbonera de la de Montroig, situada al Oeste del Segre, y constituida como una unidad tabular. Los flancos de todas ellas están constituidos por el lías, por intermedio del cual flotan sobre el keuper. El fondo está relleno y constituido por las calizas campanienses. Todos estos accidentes tectónicos tienen una directriz NNE.-SSO., rebasan el Segre y se estrellan contra el San Mamet a lo largo de la falla que limita a esta sierra meridionalmente. Estas directrices anormales corresponden aquí a los plegamientos pirenaicos. Los sávicos han originado la violenta eyección triásica de Alós, que ha levantado violentamente los conglomerados oligocenos y constituye el borde Norte de la depresión de Rubió. Tanto ésta como las Sierras Carboneras cabalgan la gran masa oligocena y meridional a ellas, de la depresión al Ebro. La cabalgadura es compleja, y el borde del macizo cabalgante es unas veces sencillo (como al Sur de la cuenca de Rubió), pero al Sur de las Sierras Carboneras está constituido por un agudo anticlinal y un sinclinal, quedando, a veces, este último oculto en la cobijadura, como por ejemplo en Camarasa. Ambos están volcados al Sur. La inclinación del plano de cabalgamiento es de unos 65-75°.

Mientras que este cabalgamiento forma el contacto de las sierras marginales con el oligoceno de la depresión del Ebro al Este de Camarasa, al Oeste de esta localidad la zona al Sur del cabalgamiento presenta nuevas depresiones oligocenas entre sedimentos mesozoicos de complicada tectónica, y el contacto con el oli-

SOLANA DE
MONTSONIS

SIERRA
CARBONERA



SIERRA
DE MONTRIG

PRACTURA
MARGINAL
DEL
SAN MAMET

TRIÁS
DE ALÓS

MARGEN
DE LA
DEPRESIÓN
DEL EBRO

CABALGA-
MIENTO DE
CAMARASA

MOVIMIENTOS
TECTÓNICOS

MOVIMIENTOS
PIRENAICOS

MOVIMIENTOS
SÁVICOS

goceno de la depresión del Ebro, tan pronto se hace por otras cabalgaduras más meridionales como por superposición normal del oligoceno sobre el mesozoico, según que predominen las características sávicas o las pirenaicas.

MONTE
SAN SALVADOR

DEPRESIÓN
OLIGOCENA
DE TORRE
DEL RICH

SIERRA DE
SAN LORENZO

En el bloque meridional cabalgado por las Sierras de Montroig y Carbonera y frente a Camarasa, al otro lado del Segre, está el monte de San Salvador, de fractura sinclinal, coronado por calizas de *Alveolinas* y cuyos bordes están bastante levantados. Su parte occidental limita por el keuper de su base con el oligoceno de una irregular depresión, cuyo borde está levantado hasta la vertical. La margen Norte de la mancha oligocena de Torre del Rich está cabalgada por la unidad tabular liásico-cretácea de la Sierra de Montroig, siendo la superficie de cobijamiento muy tendida. Bajo el oligoceno de la depresión de Torre del Rich, surgen normalmente las calizas de *Alveolinas*, cuyo frente constituyen la Sierra de San Lorenzo, y cabalgan mediante un tendido despegue, al liásico y al keuper, por intermedio del cual todo el conjunto cabalga, a su vez, al Sur, sobre el oligoceno de la depresión del Ebro (al Norte de Gerp), constituyendo dicho doble cabalgamiento el borde meridional de las sierras marginales en esta zona.

SIERRA
DE MONTERÓ

MARGEN
NÓRDICO DE
LA DEPRESIÓN
DEL EBRO

TRÍAS DE
AVELLANES

El keuper, al pie de la Sierra de San Lorenzo, forma parte del mismo complejo y agudo anticlinal que limita por el Oeste de la Sierra de San Salvador. Al SE. de este anticlinal queda la Sierra de Monteró (al Sur de Camarasa), en que sobre un sinclinal secundario se deposita discordante una unidad tabular sub-horizontal de conglomerados oligocenos. La Sierra de Monteró cabalga, por intermedio del keuper, sobre el que flota, al oligoceno de la depresión del Ebro, llevado a la posición vertical. Digamos de paso que el oligoceno se hunde siempre con inclinaciones grandes bajo las cobijaduras secundarias en todo el margen Norte de la depresión del Ebro, siempre que esté constituida por cabalgamientos. Donde los plegamientos sávicos no han actuado el oligoceno descansa discordante, pero normal, sobre el eoceno o el secundario, e incluso sobre el triás.

El pueblo de Avellanes está situado en una extensa mancha triásica, en una gran erupción de keuper, que desborda sobre las zonas contiguas. El triás de la mancha de Avellanes descansa sobre la Sierra de Montroig, constituyendo su borde Norte. Por el Sur ha cuarteado todo el basamento secundario de la depresión

oligocena de Torre del Rich, insertándose entre las juntas de la complicada estructura de menudas dovelas que resulta. Por el Sur levanta el margen de la cubeta de Qs, aislando de su masa un agudo y menudo sinclinal cretáceo de dirección Norte-Sur. En parte está el keuper recubierto por sedimentos oligocenos transgresivos, pero que han sido luego plegados en la fase sávic. El triás de Avellanes levanta igualmente, en Tartareu, el borde marginal de la mancha oligocena de Auberola. La margen Norte del triás de Avellanes lo constituye una fractura vertical, por la que queda en contacto con las calizas campanienses de la Sierra de Monclús-Santa Liña.

El interior de la zona triásica de Avellanes está en parte apenas plegado, y en parte lo está intensamente. Falta uniformidad de directrices. Constituye un área de intenso alzamiento y una divisoria tectónica, ya que los elementos al Este de ella no corresponden en absoluto, tectónicamente, a los del Oeste.

Al Oeste del triás de la mancha de Avellanes la unidad más importante es la cubeta de Os, que flota sobre el keuper; sus flancos son liásico-campanienses, y en su centro reposan el garumnense y las calizas de *Alveolinas*. El contacto con el keuper de Avellanes se hace mediante la gran fractura mencionada. Su borde meridional es un pliegue-falla cabalgante sobre un oligoceno levantado. El flanco meridional se conserva a todo lo largo de la cobijadura y el keuper asoma en la charnela desmantelada. Por el Oeste flota sobre el triásico de la mancha de Boix. Al NO., Norte y NE. cabalga sobre el oligoceno de la depresión de Tragó. El cabalgamiento verge al Norte.

Este oligoceno de Tragó buza regionalmente al Sur y forma parte de la serie normal de un anticlinal bastante aplastado y simétrico. Bajo el oligoceno sale el eoceno (caliza de *Alveolinas*), el garumnense y las calizas campanienses, que cierran el anticlinal. Este está desmantelado por su charnela (al Norte de Tragó) y cortado además perpendicularmente por el Noguera, aflorando en la cicatriz el liásico y el keuper. Un sinclinal separa este anticlinal, que se adentra en la provincia de Huesca, del que ya hemos estudiado antes y que es prolongación de la Sierra de San Mamet.

La depresión oligocena de Tragó cierra periclinalmente en forma de cubeta hacia el Oeste, ya en la provincia de Huesca, pero en la de Lérida su flanco meridional está casi todo él cabalgado por el

CUBETA
DE OS

DEPRESIÓN
OLIGOCENA
DE TRAGÓ

SIGUE LA
CUBETA DE OS

sinclinal de Os, que avanza sobre el eje de aquélla, llegando a apoyarse en su flanco Norte. La cubeta de Os cabalga sobre toda la zona situada al Sur de ella, la cual muestra, con sorprendente claridad, la superposición de los plegamientos pirenaicos y de los post-oligocenos, habiendo actuado ambos con intensidad, de lo que resulta una gran complicación tectónica. No podemos seguir aquí los detalles de su estructura, que se encuentran expresados en la publicación de Misch, con unos cortes muy bien trazados y muy claros. Es una estructura complejamente imbricada, donde se suceden de Norte a Sur los anticlinales y sinclinales. Predominan las vergencias al Sur, tanto en los pliegues como en los cabalgamientos, pero algunos de éstos buzanan meridionalmente.

El contacto meridional de esta zona secundaria con el oligoceno de la cuenca del Ebro es, en casi toda la línea, tectónicamente normal. Conglomerados oligocenos se apoyan discordantemente sobre todos los elementos de la serie secundaria, incluso sobre el keuper. Su borde SE. (frente a Castelló de Farfaña) constituye una excepción. Allí el macizo secundario cabalga al oligoceno y éste está muy inclinado. Existe además un isleo cobijante constituido por la serie campaniense-eoceno, que descansa sobre el keuper con ausencia del lías. Al Norte de Ibars una digitación oligocena avanza discordantemente, adentrándose sobre el secundario-eoceno plegados. Otra mancha de conglomerados oligocenos discordantes se sobrepone también más al Norte, y es cabalgada por el margen meridional de la cubeta de Os. De aquí se deduce claramente la intervención de las dos fases, pirenaica y sávida.

PLIEGUES DEL OLIGOCENO

Dentro de la gran extensión que ocupa en la provincia de Lérida el oligoceno de la cuenca del Ebro, aparecen una serie de anticlinales de características especiales y de mucho interés por su relación con las cuencas potásicas de Barcelona, cuyo estudio y descripción han sido realizados, en trabajos importantes, por don Agustín Marín (72, 73, 74 y 75), que tan a fondo ha estudiado las zonas potásicas de Cataluña.

De estos trabajos hemos obtenido los datos necesarios, com-

MARGEN
NÓRDICO DE
LA DEPRESIÓN
DEL EBRO

plementados con los de la hoja de Bellvís (98), la de Balaguer (78) y nuestras observaciones personales.

Al Sur del eoceno de San Lorenzo de Morunys, el oligoceno, después de los trastornos violentos producidos por el avance hacia el Sur de las sierras secundarias, se dispone en un corto y suave sinclinal, al que sigue un anticlinal de curvatura muy regular y también suave, cuyo eje, algo sinuoso, corta los ríos Cardoner y Aiguadora.

Su dirección es, aproximadamente, de E.-O., con una ligera inclinación hacia el SE.; por el Este sale de la provincia por las proximidades de Tantallatje, al Norte de Navés y, por el Oeste, se pierde bajo los conglomerados transgresivos, al Norte de Lladurs.

Las dos ramas son semejantes, con buzamientos que no suelen exceder de 20°; la Norte es más corta, porque pronto viene influida por los plegamientos bruscos, pero la Sur va perdiendo buzamiento lentamente y queda limitada por una estructura sinclinal muy suave, cuyo eje pasa próximo a Oliús y Navés.

Estos pliegues, situados al borde de la cuenca, nada tienen de anormal en su tectónica, pero más al Sur aparecen unos anticlinales, ya dentro de la zona salina y yesosa, en los que la intervención de esta masa plástica les da unas características especiales.

En efecto, las presiones tangenciales, al transmitirse a estas masas, hacen que los yesos emerjan a la superficie, atravesando las capas superiores de una forma que recuerda a los pliegues diapíricos. Los yesos y margas yesosas afloran en fajas de muchos kilómetros de longitud y hasta tres kilómetros de anchura, con infinitos pliegues y circunvoluciones en todas direcciones, y sólo en las proximidades de los bordes se disponen los estratos yesosos en posición más regular.

Las areniscas y margas superiores, en el contacto con los yesos, se levantan bruscamente, alcanzando frecuentemente buzamientos de 60° y hasta de 90°. Al alejarse de los ejes, las capas se tienden, primero más rápidamente y luego suavemente.

En las zonas en las que no llegan a aflorar los yesos, los anticlinales no presentan tampoco una marcha normal, pues suelen presentar una o varias roturas y cambios bruscos de buzamiento en el eje, apareciendo las capas frecuentemente verticales o con buzamientos muy fuertes.

Se trata, pues, de pliegues de cobertura, que deben afectar poco al substratum eoceno y que presentan incurvaciones caprichosas, que no concuerdan con las direcciones medias de los grandes plegamientos, así como frecuentes ramificaciones.

Uno de los principales anticlinales de este tipo en la provincia es el que, procedente de Suria y Balsareny, entra en la provincia en dirección SO., por el Sur de Molsora, se curva suavemente hacia el NO., pasa al Sur de Torá y Sanahuja y se vuelve a curvar en sentido inverso, pasando al Norte de Cubells, para estrellarse al Oeste en el secundario de la región de Camarasa. Al entrar en la provincia se inicia la aparición de los yesos en el núcleo y se conserva ya en casi todo su recorrido.

En Torá confluye con este anticlinal, por el Norte, otro que procede de Cardona entra en la provincia en dirección SO., pasa al Sur de Pinós y se incurva hacia el Oeste, hasta la confluencia en Torá.

Siguiendo hacia el Oeste el anticlinal Molsora-Cubells, entre Biosca y Sanahuja, confluye otro pequeño, suave y corto, que pasa por San Pedro de Saserra, en dirección SO.

Por Vilanova de la Aguda pasa un nuevo anticlinal, con la misma dirección que el anterior y núcleo yesoso en parte de su recorrido, que también se une con el de Cubells cerca de Oliola.

Finalmente, al NO. de Pons, pasa otro anticlinal de corto recorrido, procedente de Tiurana y de dirección semejante a la de los anteriores, con los que se une.

Es curiosa la zona de yesos de Oliola, pues en ella han quedado flotando masas de areniscas superiores, las cuales permiten adivinar, al NO. y SE. del pueblo, la marcha independiente y paralela de los anticlinales de Pons, Vilanova y Cubells.

Además de esta serie de anticlinales, existe más al Sur otro, también con núcleo yesoso, que se extiende en dirección NO. por la Sierra de Almenara, al Norte del pueblo de este nombre, Bellmunt y Asentiu, cruza el Segre por Gerp, al Norte de Balaguer y continúa hacia el Oeste por Castelló de Farfana y Alguerri, saliendo de la provincia en dirección NO. por cerca de Alfarma, hacia Barbastro.

LAS CUENCAS NEOGENAS

Los sedimentos neogenos de las cuencas de Seo de Urgel y Bellver buzan con bastante regularidad de 5° a 15° al Sur, limitados por todos lados por el paleozoico, y los contactos, muchas veces casi verticales, siguen líneas de fallas rectas, que delimitan estas cuencas. Esta disposición puede verse principalmente en el borde meridional de la cuenca de Bellver (Torrente de Pi), así como también a lo largo de la carretera entre Seo de Urgel y Castellciutat.

Estas fallas a veces penetran en los bordes de la cuenca y afectan a los estratos paleozoicos y secundarios (Pedra, Riu).

En el conjunto mioceno-plioceno no se observa ninguna discordancia.

En consecuencia, se ha admitido casi unánimemente, que estas cuencas representan diferentes dovelas hundidas, delimitadas por fallas, no siempre muy claras, que se han interpretado como hundimientos pre o intra-miocenos, los cuales han dado lugar a cubetas posteriormente rellenas con los materiales miocenos y pliocenos.

Boissevain, siguiendo las ideas de Penck, sostiene que el hundimiento de la cuenca no puede ser anterior a los depósitos, porque no es fácil admitir un lago de paredes verticales sin que la erosión las suavice, y porque los lechos de lignito no pueden suponerse debidos a acarreo depositados en un lago por los torrentes afluentes, sino que estos niveles carbonosos se producen en el aterramiento de cantidades grandes de vegetales *in situ*, o sea en zonas pantanosas. Además, según la interpretación clásica, los depósitos deberían ser más detríticos en la base que en los niveles altos, y sucede todo lo contrario.

Por lo tanto, hay que admitir que el proceso ha sido el siguiente:

Posteriormente a los movimientos de la fase sálica sucedió un período de calma, y los sedimentos sarmatienses y pontienses se depositaron en una llanura pantanosa de pendientes suaves, con abundante vegetación y situada en un Pirineo en régimen próximo a la penillanura, con montaña de relieves poco pronunciados. El fondo de esta cuenca debía estar a altura superior a la actual de La Seo-Bellver.

Durante la sedimentación de estos estratos se produjo una fase de descompresión neo-alpina, que dió lugar al hundimiento de las dovelas correspondientes a las cuencas neogenas de Seo y Bellver, delimitadas por diferentes fallas rectilíneas de tensión, bien simples o más frecuentemente múltiples y escalonadas.

Este hundimiento, seguramente relacionado con el del macizo catalano-balear, debió producirse de una manera continua hasta el siciliense inclusive, pues existe concordancia entre los estratos pontienses, pliocenos y cuaternarios que se fueron depositando a medida que se iba produciendo el hundimiento.

Este fenómeno, según Boissevain, fué ininterrumpido y acelerado, dando lugar así a una erosión cada vez más intensa de las laderas y depositándose sedimentos cada vez más acusadamente detríticos, hasta llegar a ser conglomerados al fin del plioceno y en el cuaternario.

Los movimientos epirogénicos se han seguido produciendo también dentro del cuaternario, como lo prueba la ligera inclinación que presentan algunas terrazas en el alto Segre, cerca del límite de la provincia.

Como dato curioso referente a movimientos actuales recordemos el acusado por Thos y Codina, según el cual los habitantes del pueblo de Cotorriu, en el plazo de 20 años, llegaron a ver por completo el campanario de Lles, del que antes sólo veían la cruz.

Para su mayor detalle en el estudio de las cuencas neogenas y del cuaternario, remitimos a los trabajos citados de Boissevain (25) y Solé y Llopis (97).

RESUMEN GENERAL DE CARACTERÍSTICAS PALEO-GEOGRÁFICAS Y TECTÓNICAS DE LAS EPOCAS POST-PALEOZOICAS

CRITERIO
ADOPTADO

Vamos a resumir las consideraciones hechas antes, con mayor extensión, sobre la historia paleogeográfica y tectónica de la provincia de Lérida, durante los tiempos post-paleozoicos. Seguiremos para ello, sobre todo, los criterios expuestos por Misch y Ashauer, no sólo por ser los más modernos, sino sobre todo porque son los geólogos que con un criterio uniforme han examinado la zona con más detalle. Además, en las zonas que conocemos nosotros, si bien algunas veces discrepamos en el detalle, estamos de acuerdo

con sus conclusiones en líneas generales, y es interesante señalar que hemos llegado a esta coincidencia independientemente, es decir, sin apoyarnos sobre sus observaciones o consideraciones. Modificamos, por otra parte, aquellas conclusiones con las que no estamos conformes, adaptando el conjunto a nuestro criterio. Otras opiniones parciales y contradictorias, han sido expuestas en la exposición más detallada que precede. En este resumen se hace necesario, para crear una imagen de conjunto, adoptar un criterio único, al que, por otra parte, se han adherido la mayor parte de los geólogos modernos.

La prehistoria del ámbito pirenaico, es decir, su preparación para crear las condiciones que hicieron posibles los plegamientos alpinos, comienza relativamente tarde, ya que durante mucho tiempo después del paleozoico, el espacio pirenaico no presenta ninguna peculiaridad que le ponga en oposición a los extra-pirenaicos. Sedimentaria y tectónicamente, funciona exactamente igual que éstos; no está diferenciado, salvo en su yacente, que presenta aquella diferenciación creada por los movimientos hercynianos.

No hay depresión especial pirenaica durante el triás, ni tampoco en el jurásico. Los ámbitos pirenaico e ibérico se confunden. El mar liásico invade una extensa región de características uniformes, cuyo hundimiento es extremadamente lento; su margen septentrional está en el Macizo Central francés y, el meridional, en la Meseta castellana. La primera diferenciación se verifica al final del dogger cuyas potencias son, además, mayores. Tiene lugar entonces una emersión, que afecta no solamente a la zona pirenaica, sino también a algunas de las extra-pirenaicas, por ejemplo parte de las ibéricas, mientras que en otras continúa la sedimentación. Esta emersión es debida a débiles fases austricas. Tras un largo período de régimen continental salobre, se reanuda de nuevo en el aptense, el hundimiento y sedimentación, en régimen francamente marino. La erosión ha hecho desaparecer, mientras tanto, diversos niveles jurásicos, incluso hasta el permo-triás o el paleozoico, de modo que el liás es, en muchos sitios, el que recibe directamente los sedimentos aptenses. Sólo a partir del aptense, y como puede deducirse por el estudio y comparación de sus facies y espesores en los ámbitos pirenaicos y extrapirenaicos, es cuando se aprecia la iniciación de un geosinclinal pirenaico netamente marino. Y,

AUSENCIA DE
DIFERENCIA-
CIONES PIRE-
NAICAS, DESDE
EL PALEOZOICO
AL APTENSE

CREACIÓN DE
CARACTERÍS-
TICAS PIRE-
NAICAS A PAR-
TIR DEL
APTENSE

entonces, es también cuando empieza a manifestarse la presencia de un macizo continental, en el lugar de la actual depresión del Ebro.

En la zona pirenaica más oriental, los débiles movimientos precretáceos originan, por primera vez en la historia post-paleozoica, la aparición de un zócalo cristalino axial. Pero en la parte media no existe en la zona axial una barrera o umbral permanente, sino una abierta y amplia conexión entre ambas depresiones marinas pirenaicas, septentrional y meridional.

La margen meridional del surco pirenaico hacia el macizo del Ebro, es neta durante todo el cretáceo.

En el ámbito pirenaico meridional, aun no existe durante el cretáceo inferior un surco unitario, ya que está compartimentado por umbrales en los que se afinan, o faltan, los sedimentos marinos. Uno de ellos, por el Este, casi llega a penetrar en la provincia de Lérida, es el del Ampurdán; otro, por el Oeste, es el macizo Aragonés.

Es preciso esperar hasta el cretáceo superior para encontrar un surco unitario de sedimentación marina en el ámbito sur-pirenaico. Queda entonces anegado por los mares el umbral aragonés, que separaba dos surcos accesorios, uno oriental (en la provincia de Lérida) y otro occidental. Este último empieza a hundirse geosinclinalmente durante el maestrichtiense, que es cuando el mar cretáceo alcanza mayor extensión. La zona de máximas profundidades sinclinales se desplaza durante el tránsito de cretáceo inferior a superior, desde la altura de Tremp-Organá, que tenía durante el cretáceo inferior, a la más meridional de Tremp-Aubens, que tiene durante el maestrichtiense. Es decir, se traslada hacia el antepaís. El final del maestrichtiense denota, con su facies ya regresiva, el anuncio de la retirada de los mares, después de un período álgido de extensión marina.

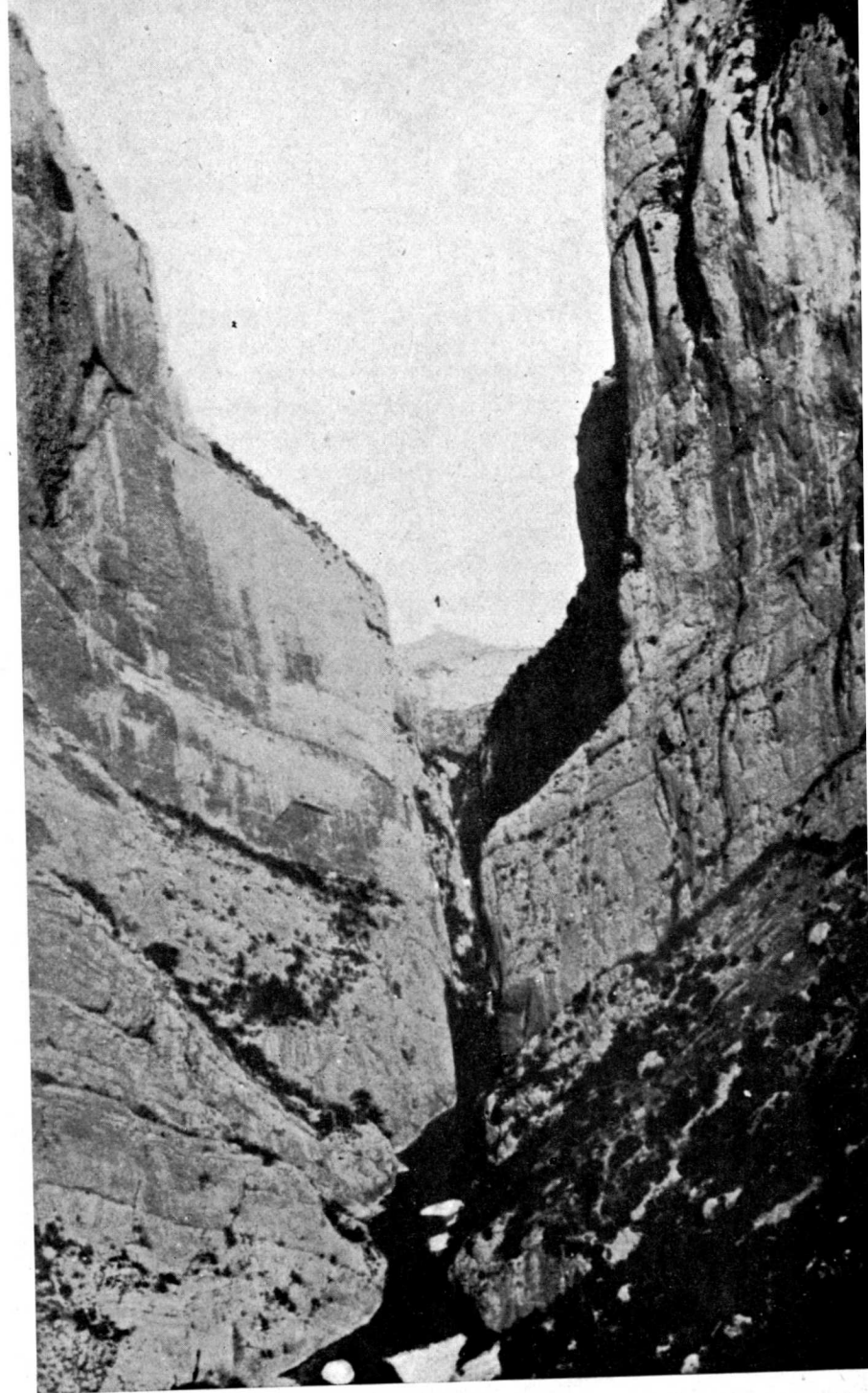
La regresión de finales del cretáceo no parece debida a movimientos orogénicos. A principios del terciario, la transgresión eocena recupera para los mares el terreno perdido. Durante el eoceno hay de nuevo un sinclinal pirenaico de tipo alpino y régimen marino. Su margen Norte está bien delimitado. Durante el maestrichtiense, el umbral axial pirenaico se ha ido elevando, y durante el eoceno se produce un intenso alzamiento, que también afecta a su zona central, acompañado de violentas denudaciones. Al Sur

COMPARTI-
MENTACIÓN
DEL SURCO
PIRENAICO

UNIFICACIÓN
DEL SURCO EN
EL CRETÁCEO
SUPERIOR

TRASLACIÓN
MERIDIONAL
DEL EJE DEL
SURCO

ALZAMIENTO
GENERAL DEL
UMBRAL
AXIAL, DURAN-
TE EL EOCENO



Calizas senonenses del Paso de Bonremey (Montsech), en el Ribagorzana.

Fot. L. M. Vidal

ESTRECHOS EN LOS MACIZOS SECUNDARIOS



Paso de Terradets, en el Pallaresa.



Fot. L. M. Vidal

avanza el mar eoceno, ganando terreno sobre el macizo del Ebro, pero aun existe una costa en esa dirección. El eje de máximas profundidades se traslada hacia el Sur, también durante el eoceno y se sitúa, quizás, a la altura de Oliana. De nuevo se ha desplazado hacia el antepaís. Durante el eoceno superior tiene lugar una regresión y el mar eoceno se retira del antecurso. El período de transición eoceno-oligoceno es escenario de los primeros plegamientos de gran escala, es decir, de los de fase pirenaica. Estos son más intensos en las zonas interiores, mientras que continúan en los antesurcos durante el oligoceno, el hundimiento y la sedimentación, en régimen lagunar-continental. Estos antesurcos se pliegan por primera vez, al menos violentamente, a finales del oligoceno, es decir, con fase sálica.

Respecto a la actuación de las dos fases alpinas, pirenaica y sálica, hay discrepancia de criterios. Ashauer, basándose en observaciones que afectan a la zona oriental de la provincia, dice que los plegamientos pirenaicos sólo afectan a las zonas interiores. Los sálicos, a las zonas de antesurcos. Estos plegamientos sálicos son, por lo menos, tan intensos e importantes como los pirenaicos y, en las zonas externas, mucho más importantes. Es decir, Ashauer acentúa la importancia de los plegamientos sálicos. Misch, por el contrario, les resta importancia. Sus observaciones afectan a la zona occidental de la provincia. Según él, la fase pirenaica constituye, indiscutiblemente, la fase principal, que afecta tanto a la zona interna como a las marginales o de antesurcos. Los plegamientos sálicos han actuado apenas en aquélla, y en ésta se han superpuesto a los pirenaicos, anulando sus efectos, pero nunca son más importantes, ni tan universalmente operantes.

Nosotros nos inclinamos a la idea de Ashauer. A nuestro juicio, se ha menospreciado, en general, la importancia de la intervención sálica en los plegamientos del Pirineo. Nuestros estudios en la zona cantábrica nos han demostrado que allí el eoceno y oligoceno son en muchas zonas prácticamente concordantes y la separación es, a veces, difícil de establecer. Los plegamientos pirenaicos han situado los pliegues, pero éstos no muestran vergencia. Son prácticamente simétricos. Las fases violentas de roturas y cabalgamiento son, a nuestro juicio, sálicas. Más al Este, en Navarra, en la zona al Sur de Pamplona, el oligoceno es discordante sobre el eoceno, pero esta discordancia es sólo apreciable en gran-

NUEVA TRAS-
LACIÓN AL
SUR DEL EJE
DEL SURCO,
DURANTE EL
EOCENO

PLEGAMIENTOS
PIRENAICOS
Y SÁVICOS

¿PREDOMINIO
DE LA FASE
PIRENAICA
O DE LA
SÁLICA?

EDAD DE LOS
CONGLOMERADOS
LOS SUPERIORES
RES EN RELACIÓN
CIÓN CON LA
FASE SÁLICA

des rasgos por los diferentes yacientes y no se puede medir. Más al NE., los pliegues pueden haberse marcado pirenaicamente, pero su rotura es indudablemente sálica, como muestran sobre todo las Sierras de Alaiz y Leyre. Asimismo quedó establecido por Selzer. En cambio, Selzer coincide con Misch en señalar la débil intensidad de las fases sálicas en Huesca (*). Nosotros creemos que al menos en las zonas de Aubens, Coscollet, Turp, Peramola y Oliana, los pliegues se han elevado pirenaicamente, pero sus fracturas y cabalgamientos, muy violentos, son netamente sálicos y cruzados con los pirenaicos. Esto es aún más evidente en la zona de Cambrils y San Lorenzo de Morunys, como establecieron, además, Ashauer y Birot. En la zona de San Lorenzo-Cambrils, establece Ashauer que hay concordancia completa entre el eoceno y el oligoceno y que los plegamientos no han ocurrido con anterioridad al oligoceno inferior. Más al Norte hay discordancia, pero es pequeña, y el plegamiento principal es post-oligoceno. En el Ampurdán reina una concordancia completa entre el ludiense y el oligoceno. Según Ashauer, en las zonas orientales, los plegamientos sálicos predominan. Lo mismo nos pareció ver a nosotros en la provincia de Gerona.

En la zona de Cambrils-San Lorenzo no es posible separar ambas fases. Los plegamientos, continuos durante el oligoceno, las han enlazado ininterrumpidamente, ni tampoco es la única zona donde esto ocurre.

Ashauer consideró que los conglomerados de «El Cudo», que son posteriores a la segunda fase violenta, puesto que rellenan el relieve de erosión sálica, y son discordantes, eran miocenos.

EDAD DE LOS
CONGLOMERADOS
SUPERIORES EN
RELACIÓN CON LA
FASE SÁLICA

(*) Al ocuparnos recientemente en la traducción del trabajo de Selzer sobre el Pirineo aragonés hemos podido reflexionar sobre sus conclusiones. No conocemos toda la zona por él estudiada, pero sospechamos que si hubiéramos de analizar sus observaciones con los criterios aquí establecidos, su terciario joven, de edad miocena, habríamos de incluirlo en el oligoceno. Entonces las discordancias de la parte alta de su mioceno serían intraoligocenas. Los Mallos de Riglos corresponderían quizás a nuestros conglomerados altos. Se podrían establecer probablemente discordancias progresivas. En una palabra, se reproducirían con fidelidad las características de la provincia de Lérida. Pero de todo esto nos ocuparemos con detalle en la explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca, cuyo estudio y preparación tenemos entre manos actualmente.

No obstante, como el mapa de Misch es la contribución más importante a este nuestro, no podemos romper con su criterio.

Misch considera como oligocenos todos los conglomerados, y al verlos rebasar los pliegues más modernos, apoyándose sobre ellos, tiende a atribuir a éstos edad pirenaica, salvo cuando claramente afectan los plegamientos a la base oligocena. Sólo en último extremo acepta la edad sálica.

Por consiguiente, y al menos en la parte oriental, ofrecen los Pirineos, como hizo notar Stille, un magnífico ejemplo del desplazamiento de los plegamientos, con las zonas internas afectadas ya por fases pirenaicas, mientras que en las zonas externas de antifosas, los grandes plegamientos y cabalgamientos son de fase sálica.

Las inmensas masas de conglomerados que aparecen con frecuencia interrumpiendo la continuidad de las fajas secundarias y eocenas plantean problemas muy complejos, y su comprensión sólo empieza a vislumbrarse cuando se enfoca el problema en grandes rasgos, que abarcan toda la cadena pirenaica.

Precisamente la confusión resulta de que el estudio pirenaico se ha compuesto como un mosaico de diversos estudios más o menos locales. Pero este problema varía rapidísimamente de características, debido a que tanto las de la sedimentación, desde el eoceno superior hasta el mioceno, como las edades de los plegamientos alpinos, son muy inconsistentes a lo largo y ancho del Pirineo, variando rápidamente de unas a otras zonas.

Los geólogos que las han examinado independientemente, han llegado a conclusiones distintas, y lo curioso es que, en cierto modo, todas son verdaderas, o al menos justificadas.

Nuestros trabajos geológicos nos han puesto en condiciones de estudiar estos problemas todo a lo largo del Pirineo, hasta sus últimas estribaciones cantábricas, y el problema de los conglomerados se nos ha ido presentando con todas sus desconcertantes variaciones locales, pero se llega, estadísticamente, a obtener una idea de conjunto, que vamos a tratar de exponer y resumir, con la mayor sencillez y claridad que nos permita su complejidad.

Hemos llegado a la conclusión de que si bien se llega a situar el problema en sus términos exactos, las soluciones locales son muy difíciles, y en muchos casos imposibles de establecer, y debido a dos causas fundamentales: la escasez de fósiles y la inconsis-

EL PROBLEMA
DE LOS CON-
GLOMERADOS

tencia de la edad de los plegamientos dentro de las masas de conglomerados.

Desde finales del eoceno hasta quizás entrado ya el mioceno, todo el ámbito pirenaico está sometido a un régimen de gran inestabilidad sedimentaria y tectónica. Nunca se puede predecir, por el estudio de una zona, lo que puede ocurrir en la contigua.

Los primeros plegamientos puramente pirenaicos (dejamos atrás las fases prepirenaicas que originan discordancias y conglomerados entre el cretáceo y el eoceno) ocasionan que en muchas zonas ya el bartoniense esté representado por sedimentos continentales, y estos sedimentos pueden ser masas de conglomerados, así, por ejemplo, al NE. de San Lorenzo de Morunys el bartoniense está representado por masas de conglomerados que se continúan sin solución en el oligoceno, con la facies que pudiéramos llamar típica oligocena. En la contigua provincia de Huesca son muchísimas las zonas en que ya parte del luteciense está representado por conglomerados de facies oligocena, y el hecho es incontrovertible, porque existen pequeñas cuñas marinas con abundantísimos *Nummulites*. De no ser por este hecho se podrían atribuir al oligoceno.

En muchos trabajos hemos insistido que en Huesca, Navarra y Cantabria el tránsito eoceno-oligoceno se verifica de forma insensible y confusa por unas ambiguas facies lacustres (¿ludiense?). La intervención de la base pirenaica es pequeña. Las discordancias sólo son observables en grandes rasgos.

Dentro mismo del oligoceno, y sobre todo en su base, abundan las facies flysch, que si en general tienen un tono más rojizo que las numulíticas de color gris, el criterio de separación es tan poco consistente y tan personal que resulta bastante arbitrario.

Las características facies rojas del oligoceno típico, que constituyen la masa de los sedimentos de la cuenca del Ebro, pasan marginalmente a conglomerados, pero no siempre. En todos los bordes de la cuenca del Ebro, *pueden* pasar a conglomerados o conservar su carácter margoso arenoso y su color rojo. En una palabra, el oligoceno marginal puede estar *totalmente* representado por ingentes conglomerados en masa o presentar intercalaciones de la típica facies roja de espesores sumamente variables. Los conglomerados provienen, apenas es preciso mencionarlo, de las márgenes mesozoico-eocenas de la cuenca, y a veces del paleozoico.

Datar estos conglomerados en ninguna de sus partes es por

ahora imposible. Parecen ser totalmente estériles. Es un problema que en la mayor parte de las zonas, si no en todas, quedará sin solución.

Advirtamos que siendo tan variable la composición de las márgenes de la cuenca, el carácter de los cantos no aporta solución; una misma masa de conglomerados presenta lateralmente composiciones muy variables. Hay zonas en que más del 50 % del canto proviene del paleozoico, que lateralmente pasan a otras de canto exclusivamente mesozoico. De haber una mayor uniformidad en las fases de plegamiento pudiera haber una solución tectónica, o al menos consideraciones de inclinación o de espesores, quizás arrojaran alguna luz.

Pero los plegamientos que empiezan a hacerse notar a finales del eoceno pueden actuar en cualquier momento del oligoceno, o a finales de él. No es presumible, al menos con los conocimientos actuales, en qué época ni con qué intensidad han actuado en determinada zona, si hemos de juzgar sólo por lo que ocurre en las contiguas.

Ciñéndonos más exactamente a las circunstancias de la provincia de Lérida, y este razonamiento se puede hacer extensivo a otras zonas del Pirineo o aun de la Ibérica, tenemos:

1.º Que ingentes masas de conglomerados que por su falta de marcada estratificación se pueden denominar como conglomerados en masa, pueden en algunas zonas representar desde el luteciense superior hasta quizás el mioceno, sin que sea posible en muchos casos separar en ellos tramos o determinar su edad.

2.º Que los plegamientos han podido actuar sobre ellos en cualquier época desde finales del eoceno hasta finales del oligoceno.

3.º Que estas masas de conglomerados presentan, a veces, tramos intermedios de las facies rojas oligocenas.

4.º Que hacia el centro de la depresión estas masas de conglomerados pasan a sedimentos más finos, en general de carácter continental, pero a veces marino, en el caso del eoceno, cuya edad varía del eoceno medio hasta el oligoceno más alto. El tránsito se hace de la manera más irregular, tanto vertical como lateralmente.

5.º Que las discordancias progresivas permiten que una misma masa de conglomerados tenga las capas de su base con inclina-

ciones muy grandes e incluso verticales o volcadas, y que en cambio sus capas altas estén perfectamente horizontales, rebasando por encima las basales con la máxima discordancia. Igualmente la parte basal puede presentar pliegues, incluso pliegues violentos pasados en puente, por las capas superiores horizontales.

6.º Que conglomerados en masa en apariencia perfectamente horizontales y que parecerían corresponder al oligoceno superior o quizás al mioceno, tienen sus bordes bruscamente levantados, llegando a veces a la máxima inclinación en su contacto con poderosas sierras mesozoicas (por ejemplo los conglomerados situados entre las Sierras de Peramola y Aubens). De todos estos hechos se desprende la dificultad, al parecer insuperable, de establecer una equivalencia y una cronología y edad para las masas de conglomerados marginales.

Ha de añadirse un nuevo hecho; los plegamientos intra-oligocenos han hecho surgir nuevas sierras en épocas distintas, y estas sierras han originado masas de conglomerados de análogas características a las más antiguas o más recientes (sierras marginales). La relación cronológica de unas masas con otras es por ahora, a falta de datos paleontológicos, imposible de establecer.

Así pues, no es de extrañar la serie de criterios dispares que han surgido al estudiar diversos geólogos zonas de distintas características. Nosotros mismos nos hemos visto obligados muchas veces a rectificar nuestras conclusiones, incluso después de publicadas.

Advertimos al lector que estos diversos criterios subsisten en este mapa y en esta explicación, ya que para aunarlos sería preciso renunciar a los detalles locales y reunir en un solo color todas las zonas, abundantísimas, afectadas por esta cuestión polémica. No le extrañen, por consiguiente, las contradicciones, y sálvelas mentalmente por medio de esta aclaración, sabiendo que se trata de un complejísimo problema que por ahora no tiene solución.

Las grandes cuencas terciarias se han formado, como indican no sólo los estudios pirenaicos, sino sobre todo los ibéricos (Richter y Teichmüller), sobre antiguas zonas de umbral. Estos, por hundimiento, se han convertido en antepaíses y los plegamientos dirigidos hacia ellos han originado, además, el replegamiento marginal de las depresiones terciarias. La vergencia Sur de los Pirineos meridionales es un volcamiento hacia la depresión. La posición de

estos antepaíses o antiguos umbrales hundidos se manifiesta por la desaparición de la violencia en la tectónica oligocena. Las vergencias hacia el Norte de la margen septentrional contra el umbral de los Pirineos, de carácter más local, son resultado del plegamiento contra un país en alzamiento durante las primeras épocas terciarias. El mioceno está ligeramente ondulado.

El dispositivo de plegamientos creados por estas fases mesoalpinas es complejo y variado. Precisamente alcanza en la provincia de Lérida su mayor profundidad, con 75 kilómetros desde la margen axial paleozoica hasta la de extinción de los plegamientos en la depresión oligocena.

También hay una característica peculiar en esta zona. El Pirineo meridional oriental presenta sólo vergencias al Sur. Pero en la zona del Llobregat empieza a iniciarse, en la margen nórdica, la aparición de vergencias al Norte que, en la zona del Segre, alcanzan la misma intensidad que la vergencia al Sur del borde meridional. Ambas han de interpretarse como plegamientos contra las márgenes de antepaíses.

En esta amplia banda de manifestaciones orogénicas mesoalpinas, pueden diferenciarse varias fajas de distintas características e importancia.

La más importante por su amplitud, así como por contener la divisoria tectónica general, es la banda mesozoica central; en esquema presenta un eje sinclinal axial de dirección O.-E., que viene a coincidir con el del primitivo surco durante el cretáceo inferior. Este sinclinal está limitado al Sur por un anticlinorio de neta vergencia al Sur. Presenta abundantes cabalgamientos. Su línea meridional está constituida por las Sierras de Odén, Cambrils, Peramola, San Mamet y Monclús. Más al interior quedan los Montsechs, Aubens-Turp, Orgañá, etc.; tanto aquella como éstas son escamas de la estructura imbricada que constituye el anticlinorio meridional.

Al Norte del sinclinal está limitado por una zona de plegamientos marginales de vergencia al Norte. Su margen está constituido por las Sierras del Cadí, Prada-San Juan, Cabó, Boumort y San Gervás. Las vergencias Norte, aunque no son tan marcadas ni tan intensas como las vergencias Sur del margen meridional son, no obstante, bastante netas.

La banda central presenta, pues, la doble vergencia, pero ésta

BANDA
MESOZOICA
CENTRAL.
DIVISORIA
TECTÓNICA

RELACION
ENTRE LAS
DEPRESIONES
Y LOS ANTI-
GUOS MACI-
ZOS. LAS
VERGENCIAS

no es simétrica, siendo mucho más marcada la vergencia Sur del margen meridional que la Norte del septentrional. El eje de esta doble vergencia es la divisoria tectónica general. Su plegamiento es pirenaico, señalándose entonces todos los pliegues con gran relieve. Algunas zonas presentan violento rejuvenecimiento sávicico, que han originado cabalgamientos.

Al Norte de ella existe otra banda mucho más estrecha, en que participan el paleozoico, permotriás y triásico.

Presenta igualmente doble vergencia, pero distinto carácter según las zonas. En el Segre y hasta el Flamisell, presenta pliegues y escamas autóctonas. En la zona de los Nogueras, y en sus estructuras, forman parte el Montsech de Tost, Castellás, Coma de To, etc. Entre el Flamisell y el Mañanet, y por acentuamiento de la doble vergencia, tenemos el tránsito de la estructura anterior, a la que se presenta entre el Mañanet y el Ribagorzana, en que los macizos son arrancados de su raíz por estrangulamiento debido a aquel fenómeno, y flotan sobre aquélla en su vertical, de modo que son «isleos autóctonos» simulando mantos cobijantes. La doble vergencia de toda esta banda se manifiesta en plegamientos y cabalgamientos hacia ambos lados. La vergencia al Norte no sólo no está subordinada a la meridional, sino que predomina cuando la vergencia es doble, y es la única cuando la meridional no existe.

Hay, pues, predominio de movimiento al Norte. Ambas vergencias son contemporáneas y de edad pirenaica. Sus fases sávicicas se notan apenas por débiles ondulaciones. Esta banda está, por consiguiente, plegada al Norte contra la zona axial, es decir, contra el umbral pirenaico.

La estructura del margen meridional del paleozoico pirenaico axial es compleja. Puede simplificarse en estas líneas generales. La parte oriental está afectada de potentes plegamientos marginales, algunos de vergencia Sur, que han pellizcado diversos retazos mesozoicos y terciarios. La parte occidental tiene una estructura de pliegue monoclinial («flexura») más o menos desplomado al Sur, así es que, en general, presenta vergencia Sur, siendo su violencia variable y decreciendo de Este a Oeste.

En el eje de la depresión central coinciden la divisoria tectónica con la máxima profundidad sedimentaria en el secundario. Ambas circunstancias han debido contribuir a expulsar el keuper del centro, acumulándolo en las márgenes. Este fenómeno está magnifi-

BANDA
PALEO-PERMO-
TRIÁSICA

BORDE
MERIDIONAL
DEL PALEO-
ZOICO AXIAL

MECANISMO
TECTÓNICO
GENERAL
EN RELACIÓN
CON EL
KEUPER

camente señalado en la región cantábrica, donde el keuper sale diapíricamente en las zonas marginales de la fosa sedimentaria, y también aquí donde el fenómeno está facilitado por tratarse de una serie de mucha mayor ligereza de los sedimentos, y se ha manifestado en forma de tectónica inyectiva.

Esta tectónica, debida a la gran movilidad del keuper, ha originado no solamente la doble vergencia de la banda paleozoica marginal, sino también de una pequeña área cretácea al NO. de la banda mesozoica central. Allí hay una serie de bloques cretáceos separados por fajas de keuper de variadas direcciones. Aquéllos constituyen, entre otras, las Sierras de Palomera, Fallada y Piñana. Cada elemento tiene su propia estructura tectónica y todo ello está condicionado por la gran movilidad del keuper. La vergencia no es unitaria. Sólo el plegamiento puro es vergente al Sur, pero al Norte hay estructuras imbricadas vergentes en esa dirección. De todos modos son, en general, confusas. Su edad de plegamiento es casi exclusivamente pirenaica.

Parecidas características presenta la faja, mucho más importante, de las sierras marginales que corresponden a la acumulación de keuper salino, al Sur de la banda central mesozoica. Se extienden al Sur de San Mamet y Monclús. Forman parte de esta zona las Sierras de Solana, Carbonera, Montroig, Os, San Miguel y Piñana. La acumulación del keuper salino, y su gran movilidad, ha dado origen a una tectónica eyectiva de amplios sinclinales, separados por estrechos anticlinales, muy agudos, que dan salida al keuper. Los despegues han producido un intenso plegamiento disarmonico; aquéllos se debieron producir en la superficie del bunt, ya que en los anticlinales nunca aflora nada más antiguo que el muschelkalk. Su estructura carece de unidad y uniformidad. Al Este hay plegamientos intensos de edad pirenaica, pero cruzados con su dirección general, ya que son de vergencia Este. Esta se extingue hacia el Sur. En Camarasa se inicia el pliegue longitudinal (E.-O.), o sea pirenaico-normal, que impera luego hacia el Oeste.

Se extinguen estos accidentes en el «horst» de Avellanes, existente ya entonces, es decir, pirenaico. Según Misch, los plegamientos postoligocenos sólo han actuado con cierta intensidad en la zona meridional de esta banda. Dan lugar a amplios pliegues y cabalgamientos sur-vergentes, que en parte se cruzan y en parte

BANDA DE LAS
SIERRAS
MARGINALES

se suman a los ejes antiguos o pirenaicos. Muestran mayor unanimidad y uniformidad. La margen meridional de las Sierras era ya margen sedimentaria de la gran depresión oligocena. Con los plegamientos sávicos este margen sedimentario es, también, afectado, y presenta, como era de esperar, su vergencia hacia la depresión. Esta depresión es una antigua zona de umbral, luego hundida, que actúa después como antepaís. En su ámbito se produce la antefosa, en la cual se originan luego los anticlinales de núcleo yesoso, pliegues anticlinales de cobertura.

CONSIDERACIONES
GENERALES

Podemos concluir, con Misch, que tanto el tipo estructural como las vergencias, en toda esta zona pirenaica, son menos uniformes, menos unitarias que lo que suelen serlo las unidades tectónicas del plegamiento alpino. Las diferentes zonas presentan muy distintos estilos tectónicos, y dentro de éstas cambian también el sentido de las directrices. Manifestaciones disarmónicas y reacciones debidas a la gran movilidad del keuper juegan un importante papel, no conocido en los sistemas plegados. Pero junto a ellos encontramos magníficas formas estructurales, netamente alpinas, tales como magníficos pliegues y cabalgaduras de gran estilo, si bien su escala y grado de complicación no alcanzan nunca la de los mantos de corrimiento alpinos.

La diversidad de las vergencias, o sea su bilateralidad, resulta del intenso movimiento al Norte de la margen Norte; pero esta zona de vergencia septentrional se divide a su vez en un sistema movido hacia el Sur. En conjunto general predomina la vergencia Sur. No se puede dejar de reconocer que nos encontramos con la rama meridional, perfectamente desarrollada, de una orogenia pirenaica bilateral. Este estado de cosas se manifiesta, además, en el hecho de que el antepaís contra el que se dirige el plegamiento (macizo del Ebro), tras la fase pirenaica, se hunde (durante el oligoceno y mioceno) como una gran antefosa, a la que fases más modernas (sávicas) añaden al Sur nuevos plegamientos sur-vergentes, por consiguiente migrantes hacia la antefosa.



*Conglomerados superiores oligocenos de San Honorato, en el Saltán de Gramaneras.
Al fondo, Pico del Coscollet, en la Sierra de Aubens, y Sierra del Turp.*

Fot. J. M. Rios

AREA DE LAS SIERRAS DE COSCOLLET Y OLIANA



El oligoceno de Valldany y, al Sur, anticlinal de Oliana, con los conglomerados basales del oligoceno.

Fot. J. M. Rios





Margas lutecienses de Oliana. Al fondo, bartoniense y conglomerados de base del oligoceno.

Fot. J. M. Rios

AREA EOCENO-OLIGOCENA DE OLIANA-SAN LORENZO

Sinclinal oligoceno de la Sierra de Busa. Santuario del Hort y, en primer término, los conglomerados superiores oligocenos.

Fot. J. M. Rios



V

ESPECIES NUEVAS ILERDENSES

Como hemos visto en la parte estratigráfica la provincia de Lérida es rica en fósiles de casi todos los terrenos, pero especialmente de la serie liás-cretáceo-eoceno, lo que ha dado lugar a que de antiguo se hayan ocupado los geólogos del estudio de los yacimientos fosilíferos conocidos, apareciendo muy pronto publicaciones paleontológicas en las que se describen especies nuevas encontradas en la provincia.

Las primeras entre estas publicaciones las debemos al insigne geólogo L. M. Vidal, el cual las describe y figura en su estudio sobre el garumnense, publicado en 1874 (102).

A partir de esta fecha son abundantes los trabajos paleontológicos aparecidos que se ocupan de la provincia o de Cataluña en general, debidos a especialistas nacionales y extranjeros, en los que aparecen multitud de especies nuevas de casi todas las edades, encontradas en la provincia de Lérida, pero especialmente de los terrenos cretáceo y eoceno, que son los más fosilíferos.

Como la cantidad de especies nuevas aparecidas hasta la fecha es considerable, nos ha parecido de interés reunir la lista de todas las conocidas por nosotros, con su localidad, terreno y publicación en donde se encuentran descritas.

Para esta recopilación nos ha servido como base la lista de especies nuevas del cretáceo, de Bataller (19), así como muchas indicaciones que ha tenido la gentileza de hacernos este ilustre geólogo.

Las especies y variedades nuevas halladas en la provincia de Lérida, de cuya existencia tenemos conocimiento, son las siguientes:

Gotlandiense

- Orthis canaliculata*, Linds. var. *minima*, Vidal, 1914.—«Nota paleontológica sobre el Silúrico superior del Pirineo Catalán».—Mem. R. Acad. C. y A. Barcelona. Vol. XI, n.º 19, página 308, lám. I, fig. 1-4. Castells.
- Cardiola bressoni*, Vidal, 1914.—Ibid., pág. 312, lám. 2, figs. 5-7. Castells.
- Panenka bergeroni*, Vidal, 1914.—Ibid., pág. 311, lám. 2, figs. 2-3. Castells.
- Paracardium bertrandi*, Vidal, 1914.—Ibid., pág. 311, lám. 3, figuras 1-3. Castells.
- Hyolites nicklesi*, Vidal, 1914.—Ibid., pág. 309, lám. 1, figs. 10-14. Castells.
- Platyceras zeilleri*, Vidal, 1914.—Ibid., pág. 309, lám. I, figs. 6-9. Castells.
- Encrinurus rialpensis*, v. Gaertner, 1930.—«Obersilurische Faunen aus den spanischen Pirenäen». —Traducción de Faura en el But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Vol. XXXV, pág. 110, fig. 2, 1935. Rialp.
- Phacops fecundus*, Barr. var. *minor*, v. Gaertner, 1930.—Ibid., página 110, fig. 3. Montardit.

Triásico

- Encrinurus monetensis*, Lambert, 1927.—«Revision des Echinides fossiles de la Catalogne».—Mem. Museo C. N. Barcelona, pág. 8, lám. I, figs. 6-7. Mas-Monet (Coll de Jou). Muschelkalk.
- Anaulocidaris faurai*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 7, lám. I, figuras 1-5. Mas-Monet (Coll de Jou). Muschelkalk.

Liasico

- Terebratula jauberti*, Desl. var. *leymeriei*, Dubar, 1931.—«Brachiopodes liasiques de Catalogne et des reg. vois.».—But.

- Inst. Cat. d'Hist. Nat. Tomo XXXI, pág. 148, lám. IV, figuras 2 y 4. Camarasa. Toarciense.
- Terebratula jauberti*, Desl. var. *pirenaica*, Dubar, 1931.—Ibid., página 151, lám. IV, figs. 9, 10 y 14. Camarasa. Toarciense.
- Pleuromya marini*, Bataller, 1934.—«Notes paleontologiques».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Vol. XXXIV, pág. 46. Camarasa. Toarciense.

Portlandés

- Meyasaurus faurae*, Vidal, 1915.—«Nota sobre el Jurásico superior de la prov. de Lérida».—Bol. Inst. Geológico de España. Tomo XXXVI, pág. 41, lám. III, fig. I y lámina IV. Santa María de Meyá.
- Alligatorium depereti*, Vidal, 1915.—Ibid., pág. 45, láms. V y VI, figs. 8, 9 y 10. Sta. María de Meyá.
- Palaeobatrachus gaudryi*, Vidal, 1902.—«Nota sobre la presencia del tramo Kimmeridgiense en el Montsech».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. Barcelona. Tomo IV, pág. 263, figuras 1 y 2. Sta. María de Meyá.
- Undina leridae*, Sauvage, 1903.—«Noticia sobre los peces de la caliza litográfica de la provincia de Lérida».—Mem. Real Acad. Cien. y Art. Barcelona. Vol. IV, n.º 35, página 37, lámina 1, fig. 2; lám. 4, fig. 6. Sta. María de Meyá.
- Lepidotus ilergetis*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 8, lám. 1, fig. 3. Santa María de Meyá.
- Propterus vidali*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 9, lám. 2, fig. 1. Sta. María de Meyá.
- Caturus tarraconensis*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 11, lám. 4, figura 1. Santa María de Meyá.
- Megalurus woodwardi*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 12, lám. 4, figura 2. Sta. María de Meyá.
- Megalurus sauvagei*, Vidal, 1915.—«Nota sobre el jurásico superior de la provincia de Lérida».—Bol. Inst. Geol. España. Tomo XXXVI, pág. 40, fig. 7. Santa María de Meyá.
- Aethalion vidali*, Sauvage, 1903.—«Noticia sobre los peces de la caliza litográfica de la provincia de Lérida».—Mem. Real

- Acad. de Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. IV, n.º 35, página 13, lám. 2, fig. 2. Santa María de Meyá.
- Aethalion gigas*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 14, lám. 3, fig. 2. Santa María de Meyá.
- Vidalia catalaunica*, Sauvage, 1903.—Ibid., pág. 15; lám. I, fig. 4; lám. 4, fig. 3. Santa María de Meyá.
- Hibodus woodwardi*, Vidal, 1915.—«Nota sobre el Jurásico superior de la provincia de Lérida».—Bol. Inst. Geológico de España. Tomo XXXVI, pág. 34, lám. II, figs. 4-6. Santa María de Meyá.
- Palaeontina vidali*, Meunier, 1902.—«Un nuevo cicadido del Kimmeridgiense en el Montsech».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Tomo IV, n.º 18, pág. 269, figs. 3 a 5. Santa María de Meyá.
- Ephialtites jurassicus*, Meunier, 1903.—«Nuevas contr. a la fauna de los himenópteros fos.»—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. IV, n.º 34, figs. 1-2. Santa María de Meyá.
- Artitocoblatta colominasi*, Meunier, 1914.—«Une blattide et une larve d'Odonates du Kimmeridgien de la Sierra del Montsech, Lérida».—Mem. Real Acad. de Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XI, n.º 9, pág. 125, lám. I. Santa María de Meyá.
- Palaeoeschna vidali*, Meunier, 1914.—Ibid., página 125, lámina II. Santa María de Meyá.
- Pityophyllum flexile*, Zeiller, 1902.—«Sobre algunas impresiones vegetales del Kimmeridgiense de Sta. María de Meyá».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Tomo IV, n.º 26, pág. 348, lám. I, fig. 1 B. Santa María de Meyá.
- Pseudoasterophyllites vidali*, Zeiller, 1902.—Ibid., pág. 389, lám. II, figs. 1 a 4. Santa María de Meyá.

Cretáceo

- Archaeolithothamnium batalleri*, Lemoine, 1928.—«Corallinacées fossiles de Catalogne et Valence».—Bull. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Tomo XXVIII, pág. 93, figs. 1-3. Orgañá. Maestrichtiense.

- Lithophyllum catalaunicum*, Lemoine, 1928.—Ibid., pág. 99, figura 12. Gosol. Maestrichtiense.
- Lithophyllum striatum*, Lemoine, 1928.—Ibid., pág. 100, fig. 13. Gosol, Orgañá. Maestrichtiense.
- Chara malladae*, (Vidal, sp.), Bataller, 1945 (En prensa).—Isona. Garumnense.
- Vidalina hispanica*, Schlumberger, 1899.—«Note sur quelques foraminifères nouv. ou peu connus du Cret. d'Esp.»—Bull. Soc. Géol. France. 3.ª serie, tomo XXVII, pág. 459; lámina VIII, fig. 6; lám. IX, figs. 12-13. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Lacazina elongata*, Munier-Chalmas, 1899.—Ibid., pág. 457, lámina VIII, fig. 3; lám. X, figs. 15-18; lám. XI, fig. 19. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Orbitolina mamillata*, d'Archiac, var. *subaperta*, Astre, 1929.—«Sur les pet. Orbitolines plates du som. d. marn. d. Santa Fe de Orgañá».—Bull. Soc. Géol. France. 4.ª serie, tomo XXIX, pág. 306. Santa Fe de Orgañá. Albense.
- Fascispira coloni*, A. Silvestri, 1939.—«Illustrazione di specie carac. del Cret. sup.»—Bull. Soc. Geol. Italiana. Vol. LVIII, página 225, I a m. 12, Roma. Isona. Garumnense.
- Meandropsina vidali*, Schlumberger, 1898.—«Note sur le genre *Meandropsina*, Mun.-Chalm.»—Bull. Soc. Géol. France. 3.ª serie, tomo XXVI, pág. 33. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Dictyopsella chalmasi*, Schlumberger, 1899.—«Note sur quelques foram. nouv. ou peu connus du Cret. d'Espagne».—Bull. Soc. Géol. France. 3.ª serie, tomo XXVII, pág. 463, lámina VIII, fig. 4. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Dictyopsella kiliani*, Munier-Chalmas, 1899.—Ibid., pág. 462, lámina VIII, figs. 5-7; lám. XI, fig. 20. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Siderolites vidali*, H. Douvillé, 1906.—«Evolution et enchainement des foraminifères».—Bull. Soc. Géol. France. 4.ª serie, tomo VI, pág. 598, lám. XVIII, fig. 9. Pobra de Segur. Maestrichtiense.
- Monolepioorbis sanctae-pelagiae*, Astre, 1928.—«Sur *Monolepidorbis* foram. voisin des Linderines et des Orbitoides».—Bull. Soc. Géol. France. 4.ª serie, tomo XXVII, pág. 388,

- fig. 1; lám. XX, figs. 1-12. Sierra del Turp, Orgañá. Campaniense.
- Nonionina cretacea*, Schlumberger, 1899. — «Note sur quelques foram. nouveau ou peu connus du Cret. d'Espagne». — Bull. Soc. Géol. France. 3.^a serie, tomo XXVII, pág. 460, lám. VIII, fig. 1; lám. XI, figs. 21-22. Tragó de Noguera. Santoniense.
- Xylospongia tarraconensis*, Herenger, 1942. — «Cont. a l'ét. d'spongiaires d'Jurassique et d'Cret. d'Catalogne». — Trav. Lab. Géol. Faculté Sc. Univ. Grenoble. Valldarques. Santoniense.
- Phymatella gigantea*, Herenger, 1946. — (En prensa). Torallola. Maestrichtiense.
- Heterocoenia garumnica*, Vidal, 1921. — «Contr. a la pal. del Cret. de Cataluña». — Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 89, lám. 8, figs. 6-7. Isona (Lérida). Garumnense.
- Maeandrastraea mirallesi*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, número 1.103, pág. 40, fig. 11. La Llobera (Vilanova de Meyá). Santoniense.
- Heliastraea vidali*, Mallada, 1892. — Nomen nudum. «Cat. general de las especies fósiles encontradas en España». — Bol. Com. Mapa Geológico de España. Tomo XVIII. Toralla. Maestrichtiense.
- Calamophyllia marini*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, número 1.103, pág. 40, figs. 5-6. Isona. Garumnense.
- Calamophyllia vidali*, Mallada, 1892. — Nomen nudum. «Catálogo general de las especies fósiles de España». — Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XVIII. Isona. Garumnense.
- Rhabdophyllia vidali*, Mallada, 1892. — Nomen nudum. «Catálogo general de las especies fósiles de España». — Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XVIII. Sensuy. Maestrichtiense.
- Valloria egozcuei*, Vidal, 1874. — «Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña». — Página 247, lám. 7, fig. 44. Isona. Garumnense.
- Anisoria linarii*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los

- políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, n.º 1.103, página 42, fig. 17-19. Torallola, Poble de Segur. Maestrichtiense.
- Anisoria vidali*, Mallada, 1917. — Vidal (L. M.): «Nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña». — Congreso de Sevilla, pág. 5, lám. 1, figs. 1-4; lám. 2, fig. 6. Isona. Garumnense.
- Cycloseris crespelli*, Bataller, 1945. — «Seg. supl. a la fauna coral. del Cretáceo de Cataluña». — An. Esc. Per. Agr. Vol. V, pág. 344. Rubies. Santoniense.
- Leptophyllia almerai*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, n.º 1.103, pág. 42, figs. 11-13. Torallola, Poble de Segur. Maestrichtiense.
- Leptophyllia astrei*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, n.º 1.103, pág. 40, figs. 7-9. Isona. Garumnense.
- Leptophyllia vidali*, Bataller, 1937. — «La fauna coralina de cretácico de Cataluña i regions limitrofes». — 1.º suplement. Arxius de l'Escola S. d'Agricultura. Vol. III, pág. 306. Isona. Garumnense.
- Synastraea garumnica*, Vidal, 1921. — «Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña». — Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 92, lám. 8, figs. 11-12. Isona. Garumnense.
- Maeandraraea sampelayoi*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, n.º 1.103, pág. 42, figs. 14-15. Torallola, Poble de Segur. Maestrichtiense.
- Dendrophyllia darderi*, Bataller, 1936. — «Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña». — Ibérica, n.º 1.103, pág. 42, figs. 20-22. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense superior.
- Trochosmilia guerini*, Bataller, 1936. — Ibid., pág. 44, figs. 23-27. Isona. Garumnense.
- Trochosmilia manduleyi*, Bataller, 1936. — Ibid., pág. 44, figs. 28-32. Isona. Garumnense.
- Trochosmilia marini*, Bataller, 1936. — Ibid., pág. 44, figs. 33-37. Isona. Garumnense.

- Trochosmia osensis*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 90, lám. 3, figs. 4-6. Os de Balaguer. Santoniense.
- Diploctenium falloti*, Bataller, 1936.—«Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña».—Ibérica, n.º 1.103, pág. 45, figs. 45-47. Rubies, Montsech. Santoniense.
- Placosmia bofilli*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 90, lám. 4, figs. 6-7. Montsech de Ager. Santoniense.
- Placosmia vidali*, Mallada, 1921.—Vidal. Ibid., pág. 9, lám. 4, figs. 12-14; lám. 7, figs. 1-5. Montsech de Ager. Santoniense.
- Phyllosmia catalaunica*, Bataller, 1936.—«Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña».—Ibérica, número 1.103, pág. 45, figs. 40-44. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Phyllosmia marini*, Bataller, 1943.—«Segundo supl. a la fauna coral. del Cretáceo de Cataluña».—An. Esc. Per. Agr. Barcelona, 1945, pág. 362. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Flabellosmia santasusanai*, Bataller, 1936.—«Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña».—Ibérica, número 1.103, pág. 45. Montsech de Rubies. Santoniense.
- Enallohelia malladai*, Bataller, 1936.—Ibid., pág. 46. Torallola. Maestrichtiense.
- Enallohelia vidali*, Mallada, 1890.—Nomen nudum.—Sensuy. Maestrichtiense.
- Columnastraea leymeriei*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Pág. 246, lám. 7, fig. 45. Isona. Garumnense.
- Stylophora garumnica*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 92, lám. 8, figs. 8 y 10. Isona. Garumnense.
- Polytremacis bofilli*, Bataller, 1936.—«Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña».—Ibérica, n.º 1.103, pág. 46, fig. 48. Torallola. Maestrichtiense.

- Chaetetes montsecanus*, Bataller, 1945.—«Segundo supl. a la fauna coral. del Cretáceo de Cataluña».—An. Esc. Per. Agrícolas. Barcelona. Vol. V, pág. 366, figs. 1-4. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Dorocidaris faurai*, Lambert, 1927.—«Rev. des échinides foss. de la Catalogne».—Mem. Mus. C. N. Barcelona. Vol. I, página 22, lám. I, figs. 39-41. Aramunt. Santoniense.
- Porosoma faurai*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 31, lám. II, figs. 17-20. Montsech de Rubies. Santoniense.
- Micropsis leridensis*, Cotteau, 1882.—«Echinides nouv. ou peu connus».—Bull. Soc. Zool. France. Tomo VII, pág. 12, lám. II, figs. 8-10. Montsech. Santoniense.
- Rachiosoma rubiesensis*, Lambert, 1927.—«Rev. des échinides foss. de la Catalogne».—Mem. Mus. C. N. Barcelona. Vol. I, pág. 33, lám. II, figs. 21-24. Montsech de Rubies. Santoniense.
- Phymosoma hexaporum*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 35, lám. II, figs. 25-27. Sapeira. Maestrichtiense.
- Phymosoma montsechense*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 34, lám. II, figs. 11-13. Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Codiopsis douvillei*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 95, lám. 2, fig. 5; lám. 4, figura 9. Clot d'Olsi, Montsech de Ager. Santoniense.
- Conulus haugi*, Lambert, 1927.—«Rev. des échinides foss. de la Catalogne».—Mem. Mus. C. N. Barcelona. Vol. I, pág. 37, lám. II, fig. 29. Montesquiu. Campaniense.
- Botriopygus dallonii*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 38, lám. III, figuras 5-7. Montesquiu. Santoniense.
- Fauraster priscus*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 40, lám. III, figuras 1-4. Orrit. Maestrichtiense.
- Holaster hermitei*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 98, lám. 2, fig. 3; lámina 4, fig. 8. Santa Fe de Orgañá. Santoniense.
- Spatagoides nicklesi*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 96, lám. 2, fig. 1; lám. 3, fig. 1. Gosol. Campaniense.
- Offaster dallonii*, Lambert, 1927.—«Rev. des échinides foss. de la

- Catalogne».—Mem. Mus. C. N. Barcelona. Vol. I, pág. 43, lám. III, figs. 12-15. Sapeira. Maestrichtiense.
- Hemiasper faurai*, Lambert, 1927.—Ibid., pág. 50, lám. III, figuras 19-20. Montsech de Rubies. Santoniense.
- Terebratula arnaudi*, Coquand, var. *striata*, Vidal, 1921.—«Segunda nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Tomo XXI, pág. 56. Mas de Gasol, Montsech. Santoniense.
- Crassatella modregoi*, Bataller, 1945.—En prensa. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Chama gasoli*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema cretáceo de los Pirineos de Cataluña. Cámidos y Rudistos».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, pág. 257, lám. 7, fig. 7. Montsech. Santoniense.
- Chama tartareui*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 107, lám. 4, fig. 3. Río Farfañá, Tartareu. Maestrichtiense.
- Apricardia sicoris*, Astre, 1932.—«Les faunes de Pachyodontes de la prov. catal. entre Segre et Freser».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. Tomo LXIV, pág. 81, figs. 10-11. Querforadat a Cava. Maestrichtiense.
- Pseudotoucasia catalaunica*, Astre, 1932.—Ibid., pág. 46, fig. 2, lám. I, fig. 1. Canelles. Aptense.
- Monopleura montsecana*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, lám. 4, fig. 4. Mas de Gasol, Montsech. Santoniense.
- Monopleura minuta*, Vidal, 1878.—Ibid., pág. 257, lám. 3, fig. 5. Montsech de Ager. Santoniense.
- Gyropleura tartareui*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 107, lám. 4, figs. 1-2. Tartareu. Maestrichtiense.
- Polyconites verneuili*, Bayle, var. *compressa*, Astre, 1932.—«Les faunes de Pachyodontes de la prov. catal. entre Segre et Freser».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. Tomo LXIV, pág. 51, fig. 7. Canelles. Aptense.
- Mitrocoprina vidali*, Douvillé, 1904.—«Sur quelques Rudistes a

- Canau».—Bull. Soc. Géol. France. 4.^a serie, tomo IV, pág. 825, lám. XIII, figs. 1-5. Pobla de Segur. Maestrichtiense.
- Hippurites (Orbignya) castroi*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 245, lám. 6, figs. 35-38. Isona. Garumnense.
- Hippurites (Orbignya) heberti*, Mun.-Chal., var. *vidali*, Matheron in Douvillé, 1892.—«Et. sur les Rudistes».—Mem. Soc. Géol. France Paleont. Tomo V, mem. 6, página 177, lámina XXVII, figs. 1-4. Montsech. Campeniense.
- Hippurites (Orbignya) maestrei*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, pág. 257, lám. 1, figs. 5-7. Montsech. Santoniense.
- Hippurites (Orbignya) microstylus*, Douvillé, 1895.—«Et. sur les Rudistes».—Mem. Soc. Géol. France, n.º 6, pág. 183, lám. XXVIII, figs. 7-8. Las Colladas de Bastús. Santoniense.
- Hippurites (Orbignya) montsecanus*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, pág. 98, lám. 1, figs. 1-4. Montsech de Ager. Coniaciense.
- Hippurites (Orbignya) praecesor*, Douvillé, 1895.—«Et. sur les Rudistes».—Mem. Soc. Géol. France, Paleont. Tomo V, Mem. 6, pág. 185, lám. XXVI, figs. 11-12. Colladas de Bastús. Santoniense inferior.
- Hippurites (Orbignya) praemoulini*, Douvillé, 1895.—Ibid., página 156, lám. XXI, figs. 5-6. Montsech. Coniaciense inferior.
- Hippurites (Orbignya) resectus*, DeFrance, var. *incisa*, Douvillé, 1895.—Ibid., lámina XXV, figuras 4-7. Espluga de Serra. Coniaciense.
- Hippurites (Orbignya) serratus*, Douvillé, 1895.—Ibid., pág. 178, lám. XXVII, fig. 5. Montsech. Maestrichtiense.
- Agria laciniata*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, pág. 106, lám. 6, fig. 4. Montsech. Santoniense.

- Agria moroi*, Vidal, 1878.—Ibid., pág. 103, lám. 5, figs. 3-4. Moró. Garumnense.
- Agria osensis*, Vidal, 1878.—Ibid., pág. 103, lám. 7, figs. 1-2. Tartareu. Santoniense.
- Biradiolites collsensis*, Astre, 1932.—«Les faunes de Pachyodontes de la prov. catalana entre Segre et Freser».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. Tomo LXIV, pág. 100, lám. VII, figura 2; lám. 8, fig. 1. Serra dels Colls, Tuixent. Maestrichtiense.
- Biradiolites ibericus*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, pág. 105, lám. 6, fig. 1. Montsech. Santoniense.
- Biradiolites osensis*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 107, lám. 2, fig. 6; lám. 4, figs. 10-11. Os de Balaguer. Maestrichtiense.
- Radiolites alsinanus*, Astre, 1932.—«Les faunes de Pachyodontes de la prov. catalana entre Segre et Freser».—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. Tomo LXIV, pág. 92, lám. III, fig. 1. Alsina. Maestrichtiense.
- Radiolites jovis*, Astre, 1932.—Ibid., pág. 94, lám. III, fig. 2; láminas IV y V. Coll de Jou, San Llorens de Morunys. Maestrichtiense.
- Radiolites similivalvis*, Astre, 1932.—Ibid., pág. 95, lám. VI, figuras 1-2; lám. VII, fig. 1. Sur de Port del Compte, Tuixent. Maestrichtiense.
- Sphaerulites posae*, Vidal, 1878.—«Nota acerca del sistema Cretáceo de los Pirineos de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo IV, página 111. Freixonerres, Isona. Garumnense.
- Cyrena eximia*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 244, lám. 4, fig. 24. Isona. Garumnense.
- Cyrena laletana*, Vidal, 1874.—Ibid., pág. 242, lám. 4, fig. 22; lám. 7, figs. 37-40. Isona. Garumnense.
- Cyrena parthenia*, Vidal, 1874.—Ibid., pág. 243, lám. 7, fig. 41. Isona a San Salvador. Garumnense.

- Gervillia montsecana*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 105, lám. 5, figs. 5-7. Clot d'Olsi, Montsech de Ager. Santoniense.
- Perna montsecana*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 104, lám. 5, figs. 8-9. Clot d'Olsi, Montsech de Ager. Santoniense.
- Lima catalaunica*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 105, lám. 5, figura 4. Montsech, Gabarra. Santoniense.
- Vulsellá montsecana*, Vidal, 1921.—«Segunda nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Tomo XXI, pág. 60, lám. II, figs. 10-12. Clot d'Olsi, Montsech de Ager. Santoniense.
- Pecten catalaunicus*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. R. Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 105, lám. 2, fig. 4; lám. 4, figs. 4-5. Gosol. Campaniense.
- Ostrea elhuyari*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 105, lám. 8, figs. 13-19. Isona. Garumnense.
- Corsania douvillei*, Vidal, 1917.—«Nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña».—As. Esp. Prog. Cienc. Tomo V, pág. 15, lám. 4, figs. 5-8. Corsá. Urgo-aptense.
- Liotia sensuyi*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 99, lám. 6, figs. 2-3. Sensuy. Maestrichtiense.
- Delphinula guerini*, Bataller, 1945.—En prensa. La Llobera, Vilanova de Meyá. Santoniense.
- Trochus convallii*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 239, lám. 5, fig. 28. Isona. Garumnense.
- Trochus maestrichtensis*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Mem. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona. Vol. XVII, página 100, lám. I bis, figs. 29-30. Sensuy. Maestrichtiense.
- Trochus sensuyi*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 100, lám. 6, figs. 19-20. Sensuy. Maestrichtiense.
- Margarita montsecana*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 100, lám. 6, figuras 12-14. Sensuy. Maestrichtiense.

- Clanculus ilterdensis*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 101, lám. 6, figuras 5-7. Sensuy. Maestrichtiense.
- Ataphrus cossmanni*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 100, lám. 6, figuras 17-18. Sensuy. Maestrichtiense.
- Neritopsis ilterdensis*, Vidal, 1921.—Ibid., pág. 101, lám. 6, figuras 8-9. Toralla. Maestrichtiense.
- Nerita corsana*, Vidal, 1921.—En prensa. Corsá. Aptense.
- Nerita malladae*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 237, lám. 3, fig. 17. Isona. Garumnense.
- Semisolarium vidali*, Cossman, 1915.—«Memoria Real Academia Cienc. y Art. de Barcelona».—3.^a época, Vol. XVII, página 102, lámina I, figuras 12-16, 1921. Sensuy. Maestrichtiense.
- Hipponix sensuyi*, Vidal, 1921.—«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña».—Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XVII, pág. 102, lám. I bis, figs. 31-32. Sensuy. Maestrichtiense.
- Natica placida*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 237, lám. 2, fig. 13. Isona. Garumnense.
- Vycaria lujani*, Verneuil, var. *ribagorzana*, Vidal, 1917.—«Nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña».—As. Esp. Prog. Ciencias. Tomo V, pág. 13, lám. 2, figs. 4-5. Montsech. Urgo-aptense.
- Trajanella doncieuxi*, Vidal, 1917.—Ibid., pág. 11. lám. 4, figs. 3-4. Sensuy. Maestrichtiense.
- Melanopsis crastina*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 235, lám. 2, fig. 12; lám. 5, figs. 32-34. Isona. Garumnense.
- Melanopsis vacua*, Vidal, 1874.—Ibid., pág. 236, lám. 3, fig. 15. Isona. Garumnense.
- Dejanira astrei*, Bataller, 1934.—Nomen nudum. Torallola. Maestrichtiense.
- Pyrgulifera dives*, Vidal, 1874.—«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña».—Boletín Com. Mapa



Pobla de Segur, en el cretáceo y, al fondo, la pudinga terciaria.

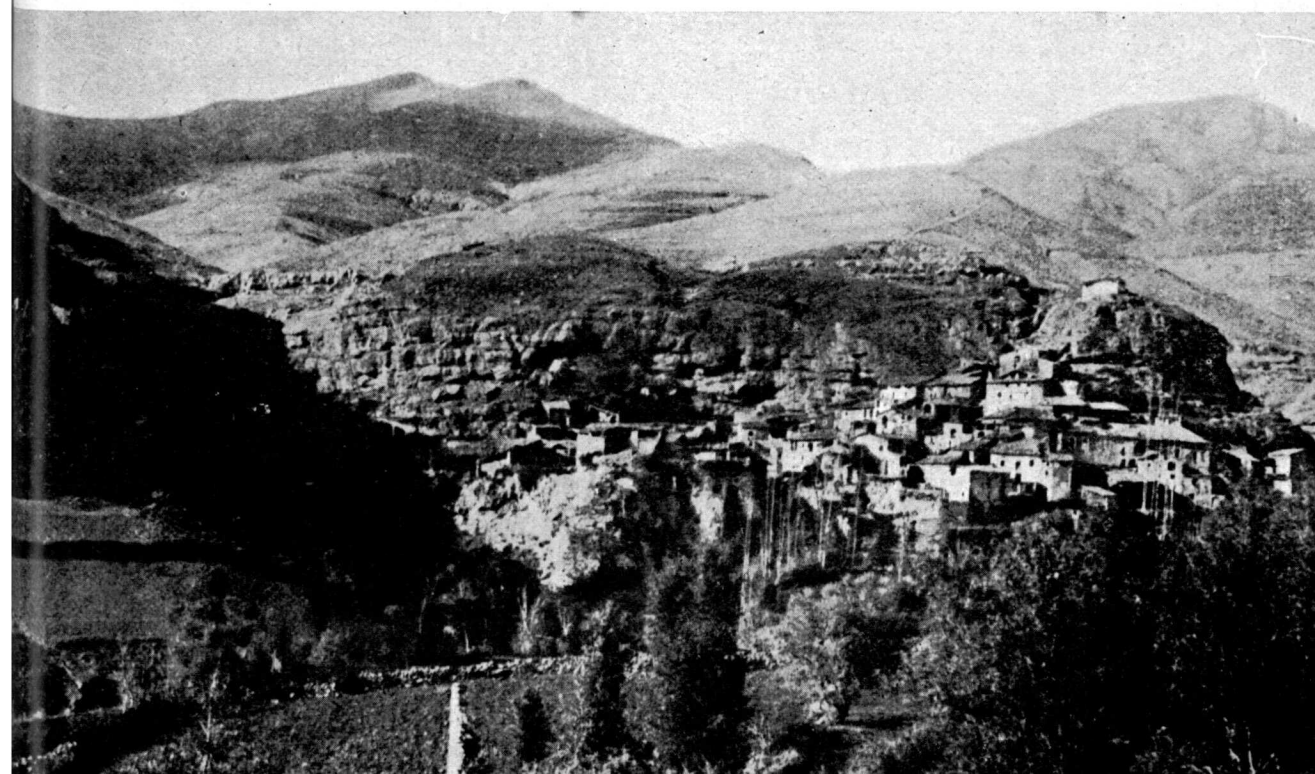
Fot. L. M. Vidal

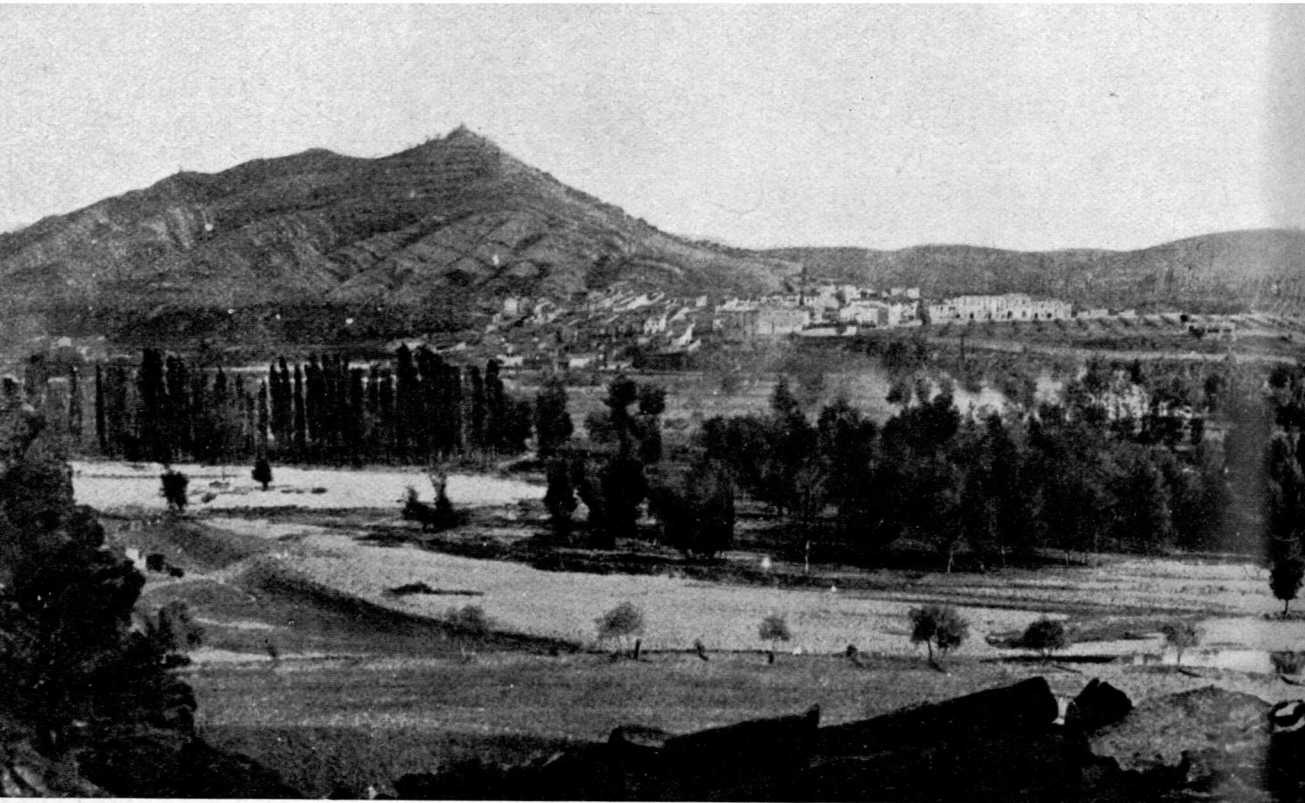
CONTACTOS DEL SECUNDARIO CON EL OLIGOCENO



Ribert. Pudingas del oligoceno de la Sierra de San Salvador.

Fot. L. M. Vidal





Artesa de Segre, en el oligoceno.

Fot. L. M. Vidal

EL OLIGOCENO DE LA DEPRESION DEL EBRO

Tárrega. Canteras de calizas fosilíferas, en el oligoceno.

Fot. J. R. Bataller



- Geol. de España. Tomo I, pág. 233, lám. 2, fig. 8; lám. 5, fig. 25. Isona. Garumnense.
- Pyrgulifera heptagona*, Vidal, 1874. —Ibid., pág. 234, lám. 2, fig. 9; lám. 5, fig. 31. Isona. Garumnense.
- Pyrgulifera ilerdensis*, Vidal, 1874. —Ibid., pág. 232, lám. 2, fig. 6; lám. 5, fig. 29. Isona. Garumnense.
- Pyrgulifera saginata*, Vidal, 1874. —Ibid., pág. 231, lám. 1, fig. 5; lám. 5, fig. 30. Isona. Garumnense.
- Pyrgulifera posae*, Vidal, 1921. —En prensa. Isona. Garumnense.
- Nerineaournieri*, Vidal, 1917. —«Nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña». —As. Esp. Progr. Cienc. Tomo V, pág. 12, lám. 4, figs. 1-2. Sensuy. Maestrichtiense.
- Pyrazus choffati*, Vidal, 1917. —Ibid., pág. 9, lám. 2, figuras 1-3; lám. 3, fig. 1. Sensuy, Toralla. Maestrichtiense.
- Cerithium isonae*, Vidal, 1874. —«Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña». —Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo I, pág. 241, lám. 3, fig. 21. Isona. Garumnense.
- Cerithium navasi*, Vidal, 1917. —«Nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña». —As. Esp. Progr. Cienc. Tomo V, pág. 8, lám. 3, fig. 5. Sensuy. Maestrichtiense.
- Campanile carezi*, Vidal, 1917. —Ibid., página 7, lámina 3, figura 6. Sensuy. Maestrichtiense.
- Campanile cossmanni*, Vidal, 1917. —Ibid., pág. 6, lám. 3, figs. 2-4. Sensuy. Maestrichtiense.
- Bithium sensuyi*, Vidal, 1921. —«Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña». —Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Cataluña. Vol. XVII, pág. 102, lámina 6, figura 4. Sensuy. Maestrichtiense.
- Aporrhais ilerdensis*, Vidal, 1921. —Ibid., pág. 102, lám. 6, fig. 1. Sensuy. Maestrichtiense.
- Actaeonella agricolai*, Vidal, 1921. —Ibid., pág. 103, lám. 7, figuras 14-16. Isona. Garumnense.
- Globiconcha montsecana*, Vidal, 1921. —Ibid., pág. 103, lám. 6, figs. 10-11. Montsech de Meyá. Santoniense.
- Pupa isonae*, Vidal, 1921. —Ibid., pág. 104, lám. 7, figs. 8-11. Isona. Garumnense.
- Lychnus dallonii*, Repelin et Parent, 1920. —«Monographie du genre *Lychnus*». —Mem. Soc. Géol. France. Paleonto-

logie, n.º 53, pág. 15, lám. II, figs. 7-9. Talarn. Garumnense.

Cancrinoxantus pyrenaicus, van Straelen, 1930.—«Contr. a l'étude des Crustacés décapodes de la Catalogne».—Géol. de la Médit. Occ. Vol. III, 3.ª part., n.º 25, lám. I, fig. 2, 1934. Orgañá. Campaniense.

Eoceno

Archaeolithothamnium lugeoni, Pfender, 1926.—«Sur les organismes du Num. de la coll. de S. Salvador près Camarasa».—Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVI, página 324, láminas IX y XIII. Camarasa. Luteciense.

Archaeolithothamnium oulianovi, Pfender, 1926.—Ibid., pág. 325, lám. X. Camarasa. Luteciense.

Solenomeris douvillei, Pfender, 1926.—Ibid., pág. 328, lám. XII. Camarasa. Luteciense. •

Lithothamnium camarasae, Pfender, 1926.—Ibid., pág. 325, láminas XI y XIV. Camarasa. Luteciense.

Lithothamnium bofilli, Lemoine, 1928.—«Corallinacées foss. de Cat. et de Valence».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Tomo XXVIII, pág. 96, figs. 5-7. San Lorenzo de Morunys. Luteciense.

Lithothamnium faurai, Lemoine, 1928.—Ibid., pág. 97, fig. 8. San Lorenzo de Morunys. Luteciense.

Discocyclusina olianae, Almela y Ríos, 1942.—«Una nueva especie de *Discocyclusina* del Eoceno Catalán».—Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España, n.º 10, pág. 57, figs. 1-4. Oliana. Bartoriense.

Stylocoenia san migueli, Solé, 1940.—«Fauna coralina del Eoceno catalán».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. XXVI, pág. 381, lám. X, fig. 44. Mur (cuenca de Tremp). Luteciense.

Conoclypus dallonii, Lambert, 1933.—«Supplement a la Revision des Echinides fossiles de la Catalogne».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Vol. XXXIII, pág. 183, fig. 2. Guardia. Luteciense.

Fistulana chiae, Vidal, 1882.—«Nota sobre el género *Fistulana*

(Bruguère) y descripción de una especie nueva del grupo numulítico».—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Tomo I, 2.ª época, pág. 177. San Lorenzo de Morunys. Luteciense.

Cistella batalleri, Abrard, ?—San Lorenzo de Morunys.—Luteciense.

Cardita agerensis, Vidal, 1920.—«Nota sobre tres especies nuevas y dos poco conocidas del eocénico del Pirineo catalán».—But. Inst. Cat. d'Hist. Nat. Junio, 1920, pág. 2, figs. 7-9. Ager. Luteciense.

Corbula vidali, Cossmann, 1897.—«Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo Catalán».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 167, lám. VI, figs. 10-11; lámina VIII, fig. 39. Ager. Luteciense.

Venericardia junctinoda, Cossmann, 1897.—Ibid., pág. 170, lámina VI, figs. 12-14. Ager. Luteciense.

Arcoperna vicina, Cossmann, 1897.—Ibid., pág. 170, lám. VII, fig. 8; lám. X, fig. 5. San Adrián (cuenca de Tremp). Luteciense.

Limatula chonioides, Cossmann, 1897.—Ibid., pág. 172, lám. VII, fig. 9; lám. X, fig. 3. San Adrián (cuenca de Tremp). Luteciense.

Lima catalauniae, Cossmann, 1897.—Ibid., pág. 172, lám. VI, figuras 1-2; lám. VII, figs. 1-2. Cisquer. Luteciense.

Ostrea vidali, Cossmann, 1897.—Ibid., pág. 174, lám. VI, figs. 6-9. Cisquer. Luteciense.

Pycnodonta peraubensis, Cossmann, 1906.—«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán».—Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, pág. 150, lám. C, figs. 31-33. Perauba. Luteciense.

Ampullina vidali, Cossmann, 1897.—«Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo catalán».—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 176, lám. VIII, figs. 23-24. Ager. Luteciense.

Faunus (Melanatria) almerae, Vidal in Cossmann, 1897.—Ibid., página 176, lám. IX, figs. 3-6. Puigcercós. Eoceno inferior.

Melania vidali, Cossmann, 1897.—Ibid., lámina VIII, figuras 32-35; lámina X, figuras 8-9. Puigcercós. Eoceno inferior.

- Turritella figolina*, Carez, 1881. —«Etud. Nord. Esp.», página 311, lám. IV, figs. 5 y 7. Figols de Tremp. Luteciense.
- Turritella ataciana*, d'Orb, var. *peraubensis*, Cossmann, 1906. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, lám. C, figs. 28-30. Perauba. Luteciense.
- Nerita vidali*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 149. lám. A, figs. 10-13. Perauba. Luteciense.
- Cerithium pseudotiara*, Cossmann, 1897. —«Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 182, lám. VIII, figuras 12-14. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Bezançonía pyrenaica*, Cossmann, 1897. —Ibid., pág. 183, lám. VIII, figs. 15-16. Santa María de Meyá. Luteciense.
- Batillaria puigcercosensis*, Cossmann, 1897. —Ibid., página 185, lám. VIII, figs. 1-4. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Batillaria supracincta*, Cossmann, 1906. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, pág. 141, lám. B, figs. 4-5. Perauba. Luteciense.
- Potamides inaequirugatus*, Cossmann, 1897. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Boletín Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 186, lám. VIII, figs. 5-7. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Potamides palensis*, Rou, var. *crebiornata*, Cossmann, 1897. —Ibid., pág. 186, lám. VIII, figs. 8-9. Ager. Luteciense.
- Potamides montsecanus*, Vidal in Cossmann, 1897. —Ibid., página 187, lám. IX, figs. 18-20. Vilanova de Meyá. Luteciense.
- Potamides vidali*, Cossmann, 1897. —Ibid., pág. 188, lám. VIII, figuras 28-31; lámina X, figuras 11-12. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Potamides imbricatarius*, Cossmann, 1897. —Ibid., pág. 188, lámina VIII, figs. 25-27; lám. X, figs. 14-15. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Potamides tactospira*, Cossmann, 1906. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, pág. 140, lám. B, figs. 1-3. Perauba. Luteciense.
- Tympanotonus hypermeces*, Cossmann, 1897. —«Estudio de algu-

- nos moluscos eocenos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 189, lám. IX, figs. 21-23. Puigcercós. Eoceno inferior.
- Tympanotonus orengae*, Vidal in Cossmann, 1897. —Ibid., pág. 190, lám. IX, figs. 15-17. Vilanova de Meyá. Luteciense.
- Tympanotonus peraubensis*, Cossmann, 1906. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, pág. 140, lám. A, fig. 15; lám. C, figs. 18-22. Perauba. Luteciense.
- Cypraeovula funiculifera*, Cossmann, 1897. —«Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, pág. 191, lám. IX, figs. 1-2. San Lorenzo de Morunys. Luteciense.
- Parvisipho (Andonia) hispanicus*, Cossmann, 1906. —«Estudio de algunos moluscos eocenos del Pirineo catalán». —Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo XXVIII, pág. 136, lám. A, figs. 3-5. Perauba. Luteciense.
- Murex cortazari*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 137, lám. A, figuras 6-8. Perauba. Luteciense.
- Sycum pyrenaicum*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 137, lám. B, figs. 14-15. Perauba. Luteciense.
- Diastoma hispanicum*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 142, lám. C, figs. 15-17. Perauba. Luteciense.
- Diastoma aciculatum*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 143, lám. A, fig. 9. Perauba. Luteciense.
- Benoistia bofilli*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 143, lám. A, fig. 14; lám. C, figs. 23-27. Perauba. Luteciense.
- Benoistia pyramidatum*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 144, lám. C, figs. 8-11. Perauba. Luteciense.
- Benoistia vidali*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 145, lám. B, figuras 6-8. Perauba. Luteciense.
- Goniobasis? vidali*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 146, lám. B, figs. 11-13. Perauba. Luteciense.
- Melanopsis malladae*, Cossmann, 1906. —Ibid., pág. 149, lám. C, figs. 5-7. Perauba. Luteciense.
- Faunus (Melanatria) almerae*, Vidal in Cossmann, 1897. —«Estudio de algunos moluscos eocénicos del Pirineo catalán». —Bol. Mapa Geol. de España. Tomo XXIII, página 176, lám. IX, figs. 3-6. Puigcercós. Eoceno inferior.

Oligoceno

- Trionyx marini*, Sampelayo y Bataller, 1944.—«*Trionyx marini*, tortuga nueva del oligoceno leridano». —Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. Min. de España. N.º 13. Almatret.
- Hispanochampsa mülleri*, Kälin, 1936.—«*Hispanochampsa mülleri*, nov. gen. nov. sp. ein neuer Crocodilide aus dem unteren Oligocaen von Tárrega». —Abhandl. der Schweiz. Palaeont. Gesellsch. Band. 58. Basel. Tárrega.
- Brachyodus cluai*, Depéret, 1906.—«Los vertebrados del Oligoceno inf. de Tárrega». —Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona. Vol. V, n.º 21, pág. 402, láms. 1 a 3 y 4, fig. 1. Tárrega.
- Plesictis filholi*, Depéret, 1906.—Ibid., pág. 421, lám. 4, fig. 5. Tárrega.
- Therydomys siderolithicus*, Pict, raza *major*, Depéret, 1906.—Ibid., pág. 419, lám. 4, fig. 6. Tárrega.

Mioceno

- Abies saportana*, Rérolle, 1884.—«Etudes sur les végétaux fossiles de la Cerdagne». —Rev. Sc. Nat. Montpellier. Núm. 3. Tomo VIII, pág. 18, lám. III, fig. 3-4. Bellver. Pontiense.
- Potamogeton orbiculare*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 21, lám. III, fig. 7. Bellver. Pontiense.
- Betula speciosa*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 23, lám. IV, figura 1-3. Bellver. Pontiense.
- Alnus occidentalis*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 27, lám. IV, fig. 4-8. Bellver. Pontiense.
- Fagus pliocenica*, Sap., var. *ceretana*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 33, lám. V, fig. 1-7. Bellver. Pontiense.
- Quercus denticulata*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 42, lám. IX, fig. 4. Bellver. Pontiense.
- Quercus hispanica*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 43, lám. VI, figuras 1-11. Bellver. Pontiense.

- Zelkova subkeaki*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 57, lám. IX, fig. 12-14. Bellver. Pontiense.
- Buxus sempervirens*, L., var. *ceretana*, Rérolle, 1884.—Ibid., página 64, lám. X, figs. 7-8. Bellver. Pontiense.
- Tilia vidali*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 68, lám. X, fig. 11; lám. XI, fig. 1-2. Bellver. Pontiense.
- Acer pyrenaicum*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 73, lám. XII, fig. 2-6. Bellver. Pontiense.
- Acer magnini*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 76, lám. XIII, fig. 1-3. Bellver. Pontiense.
- Acer subrecognitum*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 77, lám. XIII, fig. 4. Bellver. Pontiense.
- Trapa ceretana*, Rérolle, 1884.—Ibid., pág. 84, lám. XIV, fig. 11. Bellver. Pontiense.
- Castor vidali*, Bat., Vill., Crus., 1946.—En prensa. Seo de Urgel. Pontiense.

MINERIA, CANTERAS Y AGUAS MINERALES

Se conoce gran variedad de minerales, procedentes en su mayoría del Pirineo de la provincia, y a esto es debido que en unos tiempos u otros se haya intentado la explotación de bastantes minas de diversas substancias, la mayoría de las cuales se han abandonado en un plazo más o menos largo. No nos ocuparemos aquí de las especies minerales, con o sin posible interés industrial, encontradas en la provincia, para cuyo estudio puede recurrirse a la obra de Calderón o a la de Tomás (100). Sólo daremos una breve reseña de los criaderos minerales que por su importancia tenemos noticia de que son o han sido objeto, en alguna ocasión, de labores de reconocimiento o explotación.

Amianto.—Existen distintas localidades en las que aparece esta substancia, y en Guardia de Ares se han realizado algunos trabajos de explotación y extraído pequeñas cantidades. El amianto aparece en el keuper, en las inmediaciones del pueblo, en un asomo de ofitas; es de color blanco o blanco verdoso.

También se han realizado trabajos de reconocimiento, ya dentro del paleozoico, en Llesuy y Llavorsi, en unas manifestaciones de este mineral, que en Llesuy aparece en las calizas.

Todas estas labores se empezaron con grandes esperanzas, pero en la actualidad están paradas.

Cobre.—También son abundantes las manifestaciones cuprífe-

ras, especialmente de calcopirita, y algunas de ellas son objeto de investigación.

En el macizo granítico de Lles-Aristot, en el valle de Mora, a cinco kilómetros de Martinet, existen unos filones de cuarzo con calcopiritas, que fueron objeto de investigación por medio de un pozo y galerías, pero hace mucho tiempo que se abandonaron los trabajos.

En el término municipal de Os de Civis, en las pizarras gotlandienses, se encuentran bastantes filones de cuarzo y siderosa, con calcopirita en una zona y cobre gris en otra. Estas minas están en período de reconocimiento intenso, y se han obtenido preciosas muestras de estas dos especies minerales.

Plomo.—La galena aparece en buenos filones en el granito anfibólico de Ciera y Vilaller. Se trata de una galena antimonial argentífera, que viene acompañada en los filones por baritina y blenda, y es objeto de una activa preparación, habiéndose comenzado ya la explotación y montado un lavadero.

Zinc.—En el Valle de Arán se han explotado varias minas de blenda en el Planell de Liet, término de Vilach. La más importante de ellas, en el paraje citado, se encuentra a una altura de 2.400 metros, y tiene filones-capas que arman en las pizarras silurianas.

En término de Bosost se explotó también blenda con galena de grano fino que impregna una caliza metamórfica.

Aluminio.—Existen abundantes manifestaciones bauxíticas extendidas por las Sierras de San Marc (Peramola) y Port del Compte, que han sido objeto de ligeros reconocimientos, pero no se ha llegado a iniciar explotación seria, por tratarse unas veces de manifestaciones exiguas y otras por encontrarse en zonas de difícil acceso y ocasionar muchos gastos de transporte. Actualmente se ha comenzado la explotación de las bauxitas de San Marc.

Esta formación laterítica jalona el contacto del liásico con el cretáceo superior, a lo largo de la cobijadura del secundario sobre el terciario de Oliana y la Sierra de Odén.

Los puntos en donde se han encontrado bauxitas son: Peramola, Aliña, Alsina, Osera, Fornols, Tuxent y Collado de Port del Compte. Para el detalle de estos criaderos véase Bataller (18).

Manganeso.—En término de Tallendre se encuentra la pirolusita impregnando calizas griotas, espatizadas y dolomíticas, del devoniano superior. Se explotan normalmente, obteniéndose algún tonelaje de pirolusita.

Potasa.—La cuenca potásica, que tanta importancia alcanza en el oligoceno de la provincia de Barcelona, se extiende algo por la parte oriental de la de Lérida, como lo demuestran los varios sondeos realizados en la misma. La silvinita y carnalita se ha cortado en algunos de los sondeos ejecutados, especialmente en Vilanova de la Aguda, pero su potencia es más reducida y, a veces, se encuentra a considerable profundidad, por cuyas razones no se ha explotado aún la riqueza descubierta.

A continuación damos una breve reseña de los sondeos ejecutados y resultados obtenidos:

Sondeo de Cardona; ejecutado por el Estado en término de Clariana, junto al límite de la provincia, llegó a la profundidad de 1.200 metros, sin descender de los yesos ni haber alcanzado los niveles salinos.

Sondeo de Llardella; ejecutado por el Estado en el límite de la provincia, sobre el anticlinal de Cardona, al NE. de Pinós; llegó a 1.643 metros, habiéndose parado en la masa de sal blanca. Entre 1.514 metros y 1.586 metros cortó la formación potásica con carnalita, silvinita y sal.

Sondeo de Torá; ejecutado por el Estado a un kilómetro al NE. del pueblo, llegó hasta 1.215 metros, habiéndose alcanzado sólo los niveles profundos de yesos con sal, pero sin cortar capas potásicas.

Sondeo de Sanahuja; alcanzó sólo 785 metros, quedando en niveles de margas con sal sin haber encontrado yacimiento potásico.

En Vilanova de la Aguda se ejecutaron cuatro sondeos bastante próximos; el n.º 1 llegó a 751 metros, deteniéndose en la masa de sal. Cortó capas de carnalita y silvinita entre los 454 y 483 metros.

El sondeo n.º 2 se suspendió a los 843 metros, en la masa de sal, cortando capas potásicas de 692 a 773 metros.

El sondeo n.º 3 se suspendió a los 873 metros, sin haber salido del nivel de margas con yeso y sal y sin cortar capas potásicas.

Por último, el n.º 4 tuvo que pararse por avería a los 450 metros, a poco de cortar las primeras capas de sal común.

Además de éstos existen dos sondeos en la provincia de Barcelona, que por estar inmediatos al límite con la de Lérida conviene citar: el primero en Boixador, con 858 metros, alcanzó el Eoceno y cortó dos metros de carnalita a los 821 metros, y el segundo, en Castellfullit, llegó a 898 metros, cortando muchas vetas y capas potásicas desde los 508 metros hasta los 863, existiendo al parecer una repetición de capas.

Hulla.—Dos cuencas carboníferas, de antiguo conocidas, se vienen explotando de modo discontinuo en la provincia. La cuenca hullera de Seo de Urgel se explota por unas minas situadas en término de Adrall. La hulla antracitosa aparece en dos capas; la inferior de 2,50 metros de potencia total y 0,90 metros de potencia reducida de carbón, siendo el resto pizarras muy carbonosas; la capa superior tiene un metro de potencia total y 0,50 metros de carbón. Las capas vienen separadas por bancos de arcillas claras o carbonosas. Su explotación es bastante irregular, según las necesidades de la central térmica a la que surten.

El isleo carbonífero de Malpás ofrece unos afloramientos de capas de hulla antracitosa, a lo largo de los pueblos de Erill-Castell, Peranera, Batllia de Sas y Benes y se explota también desde tiempo antiguo en Erill-Castell, de forma desigual, debido a la distancia a que se encuentra el ferrocarril.

El yacimiento se compone de dos capas principales, de hulla, de un metro de potencia media, además de otros carboneros y pizarras negras. Los estratos de dirección O.-NO. se ocultan hacia el Sur con fuerte buzamiento, bajo el permotriás. No obstante su alejamiento de los centros de comunicación, en los últimos años ha experimentado un gran impulso en su explotación y se estudia la prolongación de la cuenca bajo el permotriás.

Lignito.—Los criaderos de lignito en la provincia son variados y se encuentran diseminados en distintos niveles secundarios y terciarios por gran parte de su superficie. A fin de sistematizar su breve reseña, los describimos por orden estratigráfico.

Los más antiguos corresponden al albense del Montsech. El cretáceo inferior corre a lo largo de esta sierra, a mitad de su

altura, en el escalón que aquella forma y contiene frecuentemente intercalaciones carbonosas que han sido objeto de intentos de explotación. Las capas son delgadas, pero el lignito es el de mejor calidad de la provincia. Se ha intentado explotar unas minas, al Norte de Santa María de Meyá, hoy abandonadas, pero en el término de Ager, cerca de Corsá, se explota actualmente una mina con lignito muy bueno.

El garumnense contiene también capas de lignito, aunque no de la importancia que alcanzan fuera de la provincia; éstas se encuentran en la base de la formación, alternando con bancos de calizas margosas. El lignito no es de muy buena calidad ni las capas son muy potentes, por lo que las minas que lo explotan en Isona, Vilamitjana y Coll de Nargó, llevan una vida lánguida.

Según Vidal, el lignito de Isona aparece en unas veinte capas delgadas, cuya mayor potencia no pasa de 0,40 metros.

El oligoceno también proporciona múltiples yacimientos de lignito, que son los más importantes de la provincia, tanto por el carbón que contienen como por estar los estratos horizontales cortados por las laderas y permitir una intensificación de la explotación.

Una de las cuencas que se explotan es la de Poble de Segur, en donde existe una mina próxima al pueblo de Sosis, que explota unas capas de lignitos entre unos bancos algo fosilíferos de caliza lacustre, que constituyen la base de la masa de pudingas de la Sierra de Boumort.

Pero la cuenca más importante es la del límite SO. de la provincia, en las proximidades de los ríos Cinca y Ebro. Esta cuenca es prolongación de la conocida de Mequinenza, y en los términos de Granja de Escarpe, Serós y Almatret, se explota en múltiples minas un lignito de calidad media con capas hasta de 0,40 metros y un metro de potencia, interestratificadas en las areniscas y margas pizarreñas típicas del oligoceno de la cuenca del Ebro.

Finalmente, el mioceno lacustre de Seo de Urgel y Cerdaña contiene, en los estratos más bajos visibles, lentejones delgados de lignito denso y compacto, que han dado lugar a pequeñas explotaciones en las proximidades de Seo de Urgel y Bellver, actualmente abandonadas por la poca potencia de las capas ligníferas.

Canteras.—Existen muchas pequeñas explotaciones a cielo

abierto para extraer bloques de granito, caliza y yeso para el consumo local, que por su escasa importancia no reseñamos. Pero sí merecen especial mención las canteras que desde antiguo se explotan para caliza litográfica en la falda del Montsech, en Santa María de Meyá. Se trata de una caliza jurásica, blanca o gris, de grano muy fino, que aparece inmediatamente debajo de la caliza de *Requienias* del infracretáceo; contiene abundante y variada fauna y flora, que ha sido atribuida al portlandiense por Haug. Estas calizas se exfolian en lajas de espesores que varían entre algunos milímetros y 40 centímetros.

Manantiales termales.—Son abundantes los manantiales termales en los macizos graníticos del Pirineo o en las rocas inmediatas, en los que la temperatura frecuentemente es muy elevada.

En la provincia de Lérida existen los de Les, Arties, Tredos y Caldas de Bohí, en el macizo de la Maladeta o asomos graníticos con él relacionados, y los de San Vicente y Senillers en el granito de Lles-Aristot.

El manantial de Les se encuentra en el Valle de Arán, inmediato al pueblo de aquel nombre; sus aguas, sulfurado-sódicas, con fuerte olor y sabor a huevos podridos, brotan a la temperatura de 35° centígrados en el granito.

En el pueblo de Arties, a seis kilómetros de Viella, existe un grupo de tres manantiales, que brotan junto a unas calizas devonianas. Son aguas también sulfurosas, con fuerte olor y sabor a huevos podridos, y las temperaturas son diferentes, siendo la mayor de 40° centígrados.

En el valle del río Aiguamoix, del pueblo de Tredos, existen otros dos manantiales de aguas sulfurado-sódicas, semejantes a los de Arties y en estado de abandono.

En el valle del Noguera de Tor, en el granito de la vertiente Sur del macizo de la Maladeta, se encuentra la estación termal de Caldas de Bohí, una de las más importantes de Cataluña, pero de penoso acceso, pues hay que hacer un recorrido de seis kilómetros en caballería desde Pont de Suert, sin contar con las penalidades que hay que soportar para llegar a este pueblo.

Existen en un espacio relativamente pequeño 37 manantiales de temperatura y propiedades variadas, brotando en La Estufa, fuentes sulfurado-sódicas de temperaturas hasta 66° centígrados.

Los baños de San Vicente, en las proximidades de Pont de Bar, tienen tres fuentes próximas y de origen común, de aguas sulfurado-cálcicas, que brotan del granito a una temperatura de 42 grados centígrados.

A unos 10 kilómetros más al Este, en el pueblo de Senillers, del término de Lles, brotan cinco fuentes sobre el granito del valle del Aransa, de las cuales cuatro son de mineralización parecida, clasificadas como bicarbonatado-silicatado-sódicas, con una temperatura de 32° centígrados. La quinta fuente es ferruginosa.

Manantiales fríos.—Los manantiales minerales fríos de que tenemos noticia en la provincia, se encuentran en el oligoceno de la cuenca del Ebro y relativamente próximos entre sí.

La fuente Rubinat se encuentra en el término municipal de Sant Pere dels Arquells; brota en una alternancia de margas y capas delgadas de yeso del oligoceno y el agua es sulfurado-sódica-magnésica, con ligero olor de hidrógeno sulfurado y sabor amargo salado. Su temperatura es normal.

En Rocafort de Vallbona existe otro manantial junto al cauce del río Corp, con agua bicarbonatado-sódica-litínica a la temperatura normal.

Finalmente, en Rocallaura, brota en calizas oligocenas un escaso manantial bicarbonatado-cálcico-litínico, denominado «Virgen del Tallat», a la temperatura normal.

BIBLIOGRAFIA

1. ALIBERT (M.)—*Les rudistes du garumien inferieur des Pyrénées.*—«Bulletin Soc. Hist. Nat. de Toulouse», t. LXV. 1933.
2. ALMELA (A.) y RÍOS (J. M.)—*Una nueva especie de discocyclina del Eoceno catalán.*—«Inst. Geol. y Min. de España: Notas y Comunicaciones», n.º 10. Madrid, 1942.
3. ASHAUER (H.)—*Die östliche Endigung der Pyrenäen.*—«Beitrage zur geologie der westlichen Mediterrangebiete». Berlín, 1934. Traducción española por J. M. Ríos en «Publicaciones Alemanas sobre Geología de España». C. S. de I. C. 1945, tomo II.
4. ASHAUER (H.) und TRICHMÜLLER (R.)—*Die Variscische und Alpidische gebirgsbildung Kataloniens.*—«Beit. z. Geol. der Westl. Medit.». Berlín. 1935. Traducción española por J. M. Ríos en «Publicaciones Extranjeras sobre geología de España». C. S. de I. C. 1946, t. III.
5. ASTRE (G.)—*Sur les unités tectoniques des Sierra del Çadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes).*—«C. R. Acad. Sc. Paris», t. CLXXVIII. 1924.
6. — *Le bassin néogène de Bellver.*—«Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse», t. LVI. 1927.
7. — *Sur les petites Orbitolines plates du sommet des marnes de Santa Fe d'Organyá et sur l'âge de ces marnes.*—«Bull. Soc. Géol. France», 4.ª ser., t. XXIX. París, 1929.
8. — *Sur l'âge des Orbitolines de Pedraforca et sur la structure de ce pic.*—«Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse», t. LXVII, fasc. 1.º Toulouse, 1935.
9. BATALLER (J. R.)—*Contribució a l'estudi de nous mamífers fòssils de Catalunya.*—«Arx. Inst. Est. Cat.», año XII, n.º 1. Barcelona, 1924.
10. — *Edad dels jaciments de mamífers neogenics pirinencs.*—«But. Inst. Cat. Hist. Nat.», vol. VI, n.º 4. Barcelona, 1926.

11. BATALLER (J. R.)—*Los yacimientos de vertebrados fósiles miocenos de Cataluña.*—Congr. Geol. Int. Comp. Rend. XIV Sess. Madrid, 1928.
12. — *Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña.*—«Lab. Geol. del Seminario de Barcelona», n.º 8. 1933.
13. — *Revisió de una faunula cretácica recollida al Pedraforca.*—Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., t. XXXVI. Barcelona, 1936.
14. — *La fauna coral-lina del Cretácic de Catalunya i regions limitrofes.*—Barcelona, 1937.
15. — *Els ratadors fòssils de Catalunya.*—Barcelona, 1938.
16. — *Los Nummulites de Catalunya.*—«An. Esc. Per. Agr.», vol. I. Barcelona, 1941.
17. — *El Añoplotherium comune Cuv. del Eoceno de Sosis (Lérida).* «Las Ciencias», año VIII, pág. 556. 1943.
18. — *Las bauxitas del Pirineo de Lérida.*—«Mem. R. Acad. C. y A. de Barcelona», vol. XXVII, n.º 2. 1943.
19. — *Enumeración de las especies nuevas del Cretácico de España.*—«Mem. R. Acad. C. y A. de Barcelona». 1945.
20. — *Bibliografía del Cretáceo de España.*—«Estudios Geológicos», n.º 1. Madrid, 1945.
21. BERGOUNIOUX (F. M.)—*Cheloniens fossiles d'Espagne.*—«Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse», t. 72. Toulouse, 1938.
22. BERTRAND (L.)—*Contribution a l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales.*—«Bull. Carte Géol. France», t. XVII. Paris, 1907.
23. — *Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et centrales.*—«Bull. Soc. Géol. France», 4.ª ser., t. XI. Paris, 1911.
24. BIROT (P.)—*Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles.*—These. Paris, 1937.
25. BOISSEVAIN (H.)—*Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la Vallée de la Haute Segre (Pyrénées Catalanes).*—«Bull. Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse», t. 66, pág. 33. Toulouse, 1934.
26. BRÉSSON (A.)—*Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées.*—«Bull. Carte Géol. France». 1903.
27. CARALP (J.)—*Recherches géologiques sur la structure de la vallée d'Arán et des pays adjacents.*—«Bull. Soc. Hist. Nat.». Toulouse, 1887.
28. — *Etudes géologiques sur les hautes massifs des Pyrénées Centrales (Ariège, Haute-Garonne, Vallée d'Arán).* Toulouse, 1888.
29. CAREZ (L.)—*Etude des terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne.*—«Theses Univ.». Paris, 1881.
30. CHEVALIER (M.)—*Note sur la cuencita de la Seo de Urgel.*—«Bull. Soc. Géol. France», 4.ª ser., t. IX. Paris, 1909.
31. — *Contribution a l'Etude des Pyrénées, Essai sur la tectonique et l'Architecture Naturelle des Vallées du Valira et du Haut Segre.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXIV, pág. 85. Barcelona, 1924.
32. — *Contribution a l'Etude des Pyrénées. Note sur les terrains néogènes des Vallées du Valira.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», volumen XXIV, pág. 177. Barcelona, 1924.
33. CHEVALIER (M.)—*Note sur les terrains néogènes de la Cerdagne.*—«But. Inst. Cat. Hist. Nat.», vol. 25, pág. 126. Barcelona, 1925.
34. — *Contribution a l'Etude de la Tectonique des Pyrénées et de la Catalogne.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXIX, pág. 157. Barcelona, 1929.
35. — *Tectonique de la Catalogne.*—«Géologie de la Méditerranée Occidentale», vol. II (parte I), n.º 3. 1931.
36. — *Note sur la Géologie de la Catalogne, pendant l'ère primaire et l'ère secondaire.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXXII, pág. 147. Barcelona, 1932.
37. — *Structure orogénique du versant meridional des Pyrénées orientales et centrales.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXXIII, página 262. Barcelona, 1933.
38. DALLONI (M.)—*Stratigraphie et tectonique de la region des Nogueras (Pyrénées Centrales).*—«Bull. Soc. Géol. France», 4.ª ser., t. XIII, pág. 243. 1913.
39. — *Sur la tectonique des Pyrénées catalanes et la pretendue nappe du Montsech.*—«C. R. Acad. Sc.», t. CLVIII, pág. 1.724. 1914.
40. — *Etude géologique des Pyrénées catalanes.*—Alger, 1930.
41. DEPÉRET (CH.) et RÉROLLE (L.)—*Note sur la geologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène superieur de la Cerdagne.*—«Bull. Soc. Géol. France», 3.ª ser., t. XIII. Paris, 1885.
42. — *Los vertebrados del Oligoceno inferior de Tárrega.*—«Memorias R. Acad. Cienc.». Barcelona. 1906.
43. DOUVILLÉ (H.)—*Sur les Hippurites de la Catalogne.*—«C. R. Somm. Soc. Géol. France», 3.ª ser., t. XXI. Paris, 1893.
44. — *Sur divers types d'Hippurites et les niveaux a Hippurites de la Catalogne.*—«C. R. Somm. Soc. Géol.», 3.ª ser., t. XXI. Paris, 1893.
45. — *L'Eocène inferieur en Aquitaine et dans les Pyrénées.*—«Mem. Carte Géol. France». Paris, 1919.
46. — *Le Nummulitique au sud des Pyrénées.*—«C. R. Acad. Sciences», t. CLXXIV. Paris, 1922.
47. DUVAR (G.)—*Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW. de l'Espagne aux temps jurasiques.*—«C. R. de la XIV Session du Congrès Géol. Intern.». Madrid, 1926.
48. FAURA Y SANS (M.)—*Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña.*—«Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. IX. Madrid, 1913.
49. FLICHE (P.)—*Note sur quelques vegetaux tertiaires de la Catalogne.*—«Bol. Com. Mapa Geol. España», 2.ª ser., t. VIII. Madrid, 1906.
50. — *Nouvelle note sur quelques vegetaux fossiles de la Catalogne.*—«But. Inst. Cat. Hist. Nat.». Barcelona, 1908.
51. GAERTNER (H. R.)—*Obersilurische Faunen aus dem spanischen Pyrenäen.* Gottingen, 1930.
52. JACOB (CH.) y FALLOT (P.)—*A propos de la tectonique des Pyrénées catalanes.*—«C. R. Somm. Soc. Géol. France», t. XIV. Paris, 1914.
53. — *La nappe de charriage du Montsech en Catalogne.*—«C. R. Acad. Sciences, t. CLVIII. Paris, 1914.

54. JACOB (CH.) y FALLOT (P.)—*Apropos de la géologie du Sud des Pyrénées.*—«C. R. Somm. Soc. Géol. France», 4.^a ser., t. XXV. París, 1925.
55. JACOB (CH.), FALLOT (P.), ASTRE (G.) et CIRY (R.)—*Observations tectoniques sur le versant meridional des Pyrénées centrales et orientales.*—«Congrès Géol. Intern. C. R. de la XIV Session». Madrid, 1926.
56. JACOB (CH.)—*Zone axiale versant sud et versant nord des Pyrénées.*—«Soc. Géol. de France: Livre Jubilaire», t. II, pág. 389. París, 1930.
57. KALIN (J. A.)—*Über einem neuen Crocodilien aus dem Oligocaen von Tárrega (Catalonien).*—«Eclogae. Geol. Helvetiae», vol. 29. Basel, año 1936.
58. — *Hispanochampsa mülleri nov. gen. nov. sp. ein neuer Crocodili- de aus dem miteren Oligocaen von Tárrega (Catalonien).*—«Abhand. der Schweiz. Paleont. Gesellsch». Band 58. Basel, 1936.
59. KELLES (CH.)—*Thrust on Montsech: Key to Pyrenean orogeny.*—«Géologie de la Méditerranée Occidentale», vol. II (parte III), n.º 17. 1931.
60. LAMBERT (J.)—*Revision des echinides fossiles de la Catalogne.*—«Mem. Mus. Cienc. Nat. de Barcelona», vol. I. Barcelona, 1927.
61. — *Suplement a la revision des echinides fossiles de la Catalogne.*—«But. Inst. Cat. Hist. Nat.». Barcelona, 1933.
62. LARRAGÁN (A.)—*Datos acerca de los sondeos realizados en la cuenca potásica de Cataluña.*—«Bol. Inst. Geol. de España», tomo XLIV. Madrid, 1923.
63. LEYMERIE (A.)—*Recit d'une exploration géologique de la vallée du Segre.*—«Bull. Soc. Géol. France», 2.^a ser., t. XXVI. París, 1868.
64. LUGEON (M.) et OULIANOFF (N.)—*Sur la géologie des environs de Camarasa (Catalogne).*—«C. R. Acad. Sciences», t. CLXXIX. París, 1924.
65. — *Géologie de la region du Noguera Pallaresa en amont de Camarasa.*—«Ass. Etude Géol. Medit. Occ.», vol. III. Barcelona, 1934.
66. LLOPIS LLADÓ (N.)—*Notes géologiques. Al massis de Pedraforca.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», volumen XXXIV, página 155. Barcelona, 1934.
67. — *Sobre la geologie dels cims de Pedraforca i sobre la tectonica del Berguedá.*—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», vol. XXXVI, pág. 34. Barcelona, 1936.
68. — *Problemas tectónicos de la zona axial pirenaica.*—«Bol. Instituto Geol. y Min. de España», t. LIX. (En prensa.)
69. — *Sobre la tectónica del Paleozoico de la zona de Las Nogueras.*—«Inst. Geol. y Min. de España. Notas y Comunicaciones», n.º 14. Madrid, 1945.
70. MALLADA (L.)—*Explicación del Mapa Geológico de España, tomos II y III.* Madrid, 1898.
71. MARCBT RIBA (J.)—*La evolución paleogeográfica del NE. de España y de las Baleares.*—«Mem. R. Acad. Cienc. y Artes», vol. XXVII, n.º 9. Barcelona, 1945.
72. MARÍN (A.)—*Investigaciones en la cuenca potásica de Cataluña.*—«Boletín Inst. Geol. de España», t. XLIV. Madrid, 1923.
73. — *La Potasa.*—«Bol. Inst. Geol. España». Madrid, 1926-1927.

74. MARÍN (A.)—*Sondeos de investigación de sales potásicas.*—«Boletín de Sondeos», t. III, primer fascículo. Madrid, 1932.
75. — *La depresión del Ebro. La Tectónica y los yacimientos minerales.*—«Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LVII. Madrid, 1945.
76. MARÍN (A.) y BATALLER (J. R.)—*Nuevos datos sobre el Cretácico superior de la Cuenca de Tremp (Lérida).*—«Asoc. Esp. Progr. Cienc. Congreso de Barcelona», t. VI. Madrid, 1929.
77. MARÍN (A.), GÁLVEZ CAÑERO (A.) y LARRAGÁN (A.)—*Hoja núm. 388. Lérida.*—«Inst. Geol. y Min. de España». Madrid, 1934.
78. — *Hoja núm. 359. Balaguer.*—«Inst. Geol. y Minero de España». Madrid, 1935.
79. MARÍN (A.), L. MANDULEY (M.) y BATALLER (J. R.)—*Hoja núm. 389. Tárrega.*—«Inst. Geol. y Min. de España». Madrid, 1941.
80. — *Hoja núm. 390. Cervera.*—«Inst. Geol. y Minero de España». Madrid, 1944.
81. MENGEL (O.)—*Stratigraphie et tectonique de l'ilot primaire de La Guardia, entre le Segre et la Noguera Pallaresa.*—«C. R. Acad. Sciences», t. CLI. París, 1910.
82. — *Feuille de l'Hospitalet (Cerdagne Espagnole).*—«Bull. Carte Géol. France». París, 1913.
83. — *Les lignes directrices de la géologie des Pyrénées: leurs relations avec le socle granitique primaire et secondaire.*—«Géol. de la Méditerranée Occ.», vol. III (parte I), n.º 3. 1934.
84. MISCH (P.)—*Der Bau der Mittleren Südpynenäen. Beitrage zur géologie der Westlichen Mediterrangebiete.*—Berlín, 1934. (Su traducción, realizada por J. G. de Llarena, se publicará en el tomo IV de «Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España».)
85. NOBLEMAIRE (A.)—*Etude sur les richesses minerales au district de la Seo de Urgel.*—«An. de Mines», 5.^a ser., t. XIV. 1858.
86. PFENDER (J.)—*Sur les organismes du Nummulitique de la colline de San Salvador, près Camarasa.*—«Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.», t. 26. Madrid, 1926.
87. PUIG y LARRAZ (G.)—*Hippuritos de Cataluña. Compendio de los trabajos de M. Douvillé acerca de los rudistos.*—«Bol. Com. Mapa Geol. de España», t. XXIII. Madrid, 1896.
88. RÉROLLE (L.)—*Etudes sur les végétaux fossiles de la Cerdagne.*—«Rev. Sc. Nat. Montpellier», n.º 3, t. VIII. 1884.
89. RÍOS (J. M.), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.)—*Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana.*—«Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LVI. Madrid, 1943.
90. RUIZ FALCÓ (M.) y MADARIAGA (R.)—*Carbonífero y Permiano en España.*—«Bol. Inst. Geol. y Min. de España», t. LV. Madrid, 1941.
91. SAMPelayo (P. H.)—*El Sistema Siluriano.*—«Mem. Inst. Geol. y Min. de España». Madrid, 1942.
92. — *Notas sobre la cuenca carbonífera de Erill-Castell (Lérida).*—«Inst. Geol. y Min. de España. Notas y Comunicaciones», n.º 10. Madrid, 1942.

93. SCHMIDT (H.)—*Das Paläozoikum der Spanischen Pirenäen Beiträge zur geologie der westlichen Mediterrangebiete*. Berlin, 1931.
94. SOLÉ SABARÍS (L.) y FONT (J. M.)—*Las terrazas del Segre en las inmediaciones de Lérida*. Barcelona, 1929.
95. SOLÉ SABARÍS (L.)—*Fauna coralina del Eoceno Catalán*. Madrid, 1933.
96. — *El Mapa Geológico de la provincia de Lérida*.—«Inst. de Estudios Ilerdenses». Lérida 1944.
97. SOLÉ SABARÍS y LLOPIS LLADÓ (N.)—*Hoja núm. 216, Bellver*.—«Inst. Geol. y Min. de España». Madrid, 1946. (En prensa.)
98. — *Hoja núm. 360, Bellvis*.—«Inst. Geológico y Minero de España». Madrid, 1946. (En prensa.)
99. STILLE (H.)—*Zum Pyrenäenproblem*.—«Géologie de la Méditerranée Occidentale».—Vol. II (partie III), n.º 17 b. 1932.
100. TOMÁS (L.)—*Els minerals de Catalunya*.—«Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.». Barcelona, 1920.
101. VERNEUIL (E. DE) et KÉYSERLING.—*Coupes du versant meridional des Pyrénées*.—«Bull. Soc. Géol. France», 2.ª ser., t. XVIII. París, 1861.
102. VIDAL (L. M.)—*Datos para el conocimiento del terreno garumnense de Cataluña*.—«Bol. Com. Mapa Geol. de España», t. I. Madrid, 1874.
103. — *Geología de la provincia de Lérida*.—«Bol. Com. Mapa Geol. de España», t. II. Madrid, 1875.
104. — *Notas acerca del sistema cretáceo de los Pirineos de Cataluña. Cámidos y Rudistos*.—«Bol. Com. Mapa Geol. de España», t. IV. Madrid, 1878.
105. — *Compte rendu des excursions dans la province de Lérida du 11 au 15 octobre*.—«Bull. Soc. Géol. France», 3.ª serie, tomo XXVI. París, 1898.
106. — *Nota paleontológica sobre el cretáceo de Cataluña*.—«As. Esp. Progr. Ciencias», t. V. Barcelona, 1917.
107. — *Segunda nota paleontológica sobre el cretáceo de Cataluña*.—«But. Inst. Cat. d'Hist. Nat.», t. XXI. Barcelona, 1921.
108. — *Contribución a la paleontología del Cretáceo de Cataluña*.—«Mem. R. Acad. C. y A. Barcelona», vol. XVII, núm. 2. 1921.
109. VIDAL (L. M.) y DEPÉRET (Ch.)—*Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña*.—«Mem. R. Acad. Ciencias». Barcelona, 1906.
110. — *Sur le bassin oligocène de l'Ebre et l'histoire tertiaire de l'Espagne*.—«C. R. Ac. Sciences», t. CLVI. París, 1913.
111. VILLALTA (J. L.) y CRUSAFONT (M.)—*La flora miocénica de la depresión de Bellver*.—«Inst. Estudios Ilerdenses». Lérida, 1945.

INDICE

	Páginas
I. INTRODUCCIÓN	5
II. ESTRATIGRAFÍA	9
<i>Rocas intrusivas paleozoicas</i> , página 9.—Granito, 9.—Dioritas, 10.—Pegmatitas y aplitas, 10.—Lamprófidios, 10.— <i>Estrato cristalino</i> , 11 (Situación, Composición, Edad).— <i>Siluriano</i> , 12.—Ordoviciense inferior, Ordoviciense superior, Potencia).—Paleontología, 13.—Gothlandiense, 13 (Composición, División, Potencia).—Paleontología, 14 (Faunas inéditas).— <i>Devoniano</i> , 17.—Inferior, 17.—Medio, 18.—Superior, 18.—Paleontología, 18.— <i>Carbonífero</i> , 19.—Inferior, 19 (Composición).—Medio y superior, 20 (Pla de San Tirs, Erill Castell).—Paleontología, 21.— <i>Porfiritas</i> , 21 (Situación, Edad, Composición).— <i>Permiano y Triásico</i> , 22. Permotrias, 22 (Composición, Edad).—Paleontología, 23.—Muschelkalk, 24 (Generalidades, Composición).—Keuper, 24 (Composición, Potencia).—Ofitas, 25 (Aerinita).— <i>Liásico y Jurásico</i> , 26 (Generalidades).—Retiense, 26.—Liásico, 27.—Dogger, 29.—Malm, 29 (Bauxitas).— <i>Cretáceo</i> , 30.—Generalidades, 30 (Diversidad, Las «series», Continuidad, Uniformidad).—Cretáceo inferior, 32 (Dolomías úrgo-aptenses, Calizas aptenses, Margas aptenses-albenses).—Cretáceo superior, 34 (Cenomanense, Turonense-Santoniense, Campaniense, Maastrichtiense, Garumnense).—Las series cretáceas más características, 38.—Serie del Cadí, 38.—Serie de Pedraforca, 39.—Serie de Odén, 40. Serie de Prada-San Juan, 41.—Serie de Turp-Aubens, 43.—Serie de Peramola, 45.—Serie de los Montsechs, 46.—Serie de las sierras marginales, 47.— <i>Eoceno</i> , 49 (Ypresiense continental, Calizas de alveolinas, Sierra del Cadí, Margas marinas ypresienses, Flysch luteciense, Serie de Odén, Eoceno del Montsech, Eoceno de las sierras marginales, Ypresiense marino del Coscollet, Luteciense de San Lorenzo de Morunys, Yesos lute-	

cienses, Discontinuidad de los sedimentos eocenos ilerdenses).—Paleontología, 52 (Bartoniense de Oliana, Bartoniense lacustre).—Oligoceno, 57.—Facies normal, 57 (Generalidades, Sondeos, Sales potásicas, Yesos, Potencia de la sal, Serie normal, Lignitos, Niveles, Potencia).—Conglomerados marginales, 60.—Conglomerados basales, 60. Conglomerados transgresivos, 61 (Composición, Edad).—Paleontología, 62.—Mioceno, 63 (Generalidades, Composición).—Paleontología, 64.—Plioceno, 66.—Cuaternario, 67.—Depósitos glaciáricos, 67.—Terrazas diluviales, 67.—Aluvial, 67.

III. HISTORIA SEDIMENTARIA Y TECTÓNICA.....

69

Durante el Paleozoico, página 69.—Facies pre-hercinianas, 69.—Plegamiento herciniano, 70 (Discordancia leridana, Fenómenos sinorogénicos, Fase bretónica).—*Desde finales del Paleozoico hasta el Jurásico*, 71.—Discordancia astúrica, 72.—Estefaniense, 72 (Fase saálica, Edad de los granitos).—Permotrias, 73 (Disposición, Composición, Espesores, Discordancia palatínica).—Triásico medio y superior, 74 (Composición, Dominio, Espesores).—*Durante el Jurásico*, 75 (Transgresión retiense, Movimientos kimméricos, Erosión post-liásica, Origen de las bauxitas, Indeterminación del tránsito Jurásico-Cretáceo, Origen de las dolomías).—*Durante el Cretáceo*, 77 (Emersiones neocomienses, Umbral pirenaico axial, Transgresión aptense, Continuidad y posición de las series en el surco aptense, Elementos actuales del surco aptense, Posición del eje del surco aptense, Facies albenses del Montsech, ¿Mantos de corrimientos o series autóctonas?, Límites aptenses del surco, Umbral pirenaico oriental, Variaciones del mar aptense, Mar cenomanense, Traslación al Sur del eje del surco, Transgresión senonense, Situación del eje del surco durante el senonense, Regresión maestrichtiense, Areniscas maestrichtienses de «Arén», Umbral pirenaico axial, Movimientos austríacos, Régimen garumnense de sedimentación continental, Posición del eje de la depresión durante el Garumnense).—*Durante el Eoceno*, 84 (Régimen de sedimentación continental durante el Ypresiense, Transgresión marina, Movimientos larámicos, Origen de la depresión del Ebro, Mar luteciense, Desplazamiento hacia el Sur del eje del surco, Umbral axial pirenaico, Surco sur-pirenaico, Retirada final de los mares). *Durante el Oligoceno*, 87 (Régimen continental, Movimientos pirenaicos, Depresión del Ebro, Situación de su eje, Conglomerados basales, Plegamientos intraoligocenos, Discordancia progresiva, Facies normal oligocena, Plegamientos de fase sálica. Se pliega marginalmente la depresión del Ebro, Conglomerados altos del Oligoceno, Conglomerados superiores).

IV. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

91

Accidentes tectónicos de la zona axial, página 91 (Dirección de los accidentes, Descripción de los accidentes, Sierra de San Juan, Alto Segre, Zona de Rialp, Coma de Monrós, Zona de Civis, Sinclinal Tirvia-

Llavorsi, Sinclinal de Esterri, Divisoria tectónica, Valle de Arán).—*Estructuras tectónicas creadas por las fases meso-alpinas*, 95.—Orogénesis bilateral, La divisoria tectónica, Las vergencias, Teorías opuestas, Las unidades tectónicas, Orden de su descripción).—La gran masa mesozoica intermedia, Divisoria tectónica, 97.—La Sierra del Cadí, 97 (Disposición, Accidente de Prat de Aguiló, El Paleozoico al Norte del Cadí, Borde meridional).—La Serie de Pedraforca, 98 (Disposición, Sierra de Pedraforca, Sinclinal de Gosol).—La prolongación occidental de los Rasos de Paguera, 99 (Disposición, Pliegue en rodilla de la margen sur, Depresión de San Lorenzo de Morunys).—El Oligoceno al Sur de la Sierra de Paguera, 100 (Cabalgamiento marginal, Edad de los plegamientos, Génesis de los cabalgamientos marginales).—Las series de Prada o Cabó y de San Juan, 101 (Sierras de Prada o Cabó y Arés, Fracturas y repliegues de Hostalnou del Segre, Cabalgamiento nórdico-marginal, Sinclinal de Santa Fe de Orgañá, Mesa de Montaut, Sierra de San Juan, Sierra de Bóumort).—Sierras de San Cornelio, Carreu, Boixols-Montanisell-Coll de Nargó, 102 (Anticlinal de Boixol-Montanisell, Sierra de San Cornelio, Sierra de Carreu, Fallas transversales, Keuper de Montanisell, Montaña de Nargó, Resumen, Fracturas transversales).—Las Sierras de Turp y Aubens, 103 (Disposición, Sinclinal al Norte, Anticlinal de Aubens-Turp, Repliegues accesorios, Fracturas transversales, Directrices cruzadas).—Las sierras de Peramola, Cambrils y Odén, 105 (Sierra de Peramola, Edad del pliegue de Peramola, Zona de Cambrils, Sierra de Odén, Anticlinal del Port del Compte, Sierra de Querol, Monte Subirá, Conglomerados superiores).—El Oligoceno al Sur de las sierras de Odén y Peramola, 107 (Conglomerados superiores, Disposición marginal, Anticlinal de Oliana).—Algunas consideraciones sobre la secuencia tectónica de estos macizos secundarios, 108 (Fase pirenaica, Movimientos intraoligocenos, Consecuencias del cruzamiento de directrices estratigráficas y tectónicas, Fase sálica, Consecuencias del cruzamiento de las directrices tectónicas).—La Conca de Tremp y región al Norte de ella, 109 (Disposición, Sierra de San Gervás, Conglomerados superiores, Cabalgamiento nórdico-marginal).—Los Montsechs, 110 (Disposición, Edad, Detalle).—Sierra de San Mamet y su prolongación occidental de la Sierra de Monclús, 112 (Sierra de San Mamet, Diapiros de Montmagastre y Artesa de Segre, Sierra de Monclús).—El margen cretáceo entre el Flamisell y el Ribagorzana, 113 (Keuper de Senterada, Sierra de Piñana, Keuper de Viu, Unidad tectónica de Fallada, Unidad tectónica de Buira, Edad de los plegamientos).—Banda paleo-triásica entre la zona axial paleozoica y la zona de dominio mesozoico, 115.—El margen mesozoico, en su zona de contacto con el paleozoico axial, al Oeste del Segre, 115 (Margen nórdico de la gran masa mesozoica, Borde Norte de las sierras de Cabó y Arés, Escama de Coma de To o de Castellás, «Nappe des Nogueras» de Dalloni, Escama de Useu, Accidente de Pujol, Anticlinal de Bretuy, Sinclinal de Belastuy, Conglomerados superiores

de Pobleta de Bellvehí, Escama de Arcalis, Escama de Mencuy, Fosa de Sort, Ventana de Rialp, Sierra de Sta. Coloma, Escama de Iglesias, Fractura de Aguiró, Macizo de Gotarta, Keuper de Font de Suert, Sigue el macizo de Gotarta, Isleo de Sentis, Isleo de Castellás, Sigue el macizo de Gotarta, Margen del paleozoico axial, Accidente de Aguiró-Erill-Castell).—El Montsech de Tost y zona contigua, 121 (Montsech de Tost).—Consideraciones tectónicas sobre esta banda paleo-permo-triásica, 122 (Edad de los conglomerados superiores, Sucesión de los plegamientos).—Estructuras alpinas del alto Segre, 122.—Campo de fracturas de Toloriu, 123.—La teoría de la serie sur-pirenaica empujada al Norte o del manto de corrimiento de Jacob-Astre-Fallot y Ciry, 123 (Origen de la «serie sur-pirenaica» como concepto tectónico, Elementos estratigráficos, Margen de la zona axial, Macizo de Gotarta-Erill-Castell, Sierra de Santa Coloma, Dualidad del Paleozoico, Sierra de Piñana, Triásico de Sort, Permotrias de Rialp, Macizos de Coma de To y de Castellás, Anticlinal de Pujol y Keuper de Gerri, Resumen parcial, La Sierra del Cadí, El macizo de Pedraforca, Consideraciones opuestas, Resumen general).—Banda de las sierras marginales, 132 (Movimientos tectónicos, Movimientos pirenaicos, movimientos sávicos, Solana de Montsonis, Sierra Carbonera, Sierra de Montroig, Fractura marginal del San Mamet, Trías de Alós, Margen de la depresión del Ebro, Cabalgamiento de Camarasa, Monte San Salvador, Depresión oligocena de Torre del Rich, Sierra de San Lorenzo, Sierra de Monteró, Margen nórdico de la depresión del Ebro, Trías de Avellanes, Cubeta de Os, Depresión oligocena de Tragó, Sigue la cubeta de Os, Margen nórdico de la depresión del Ebro).—Pliegues del Oligoceno, 136.—Las cuencas neogenas, 139.—Resumen general de características paleo-geográficas y tectónicas de las épocas post-paleozoicas, 140 (Criterio adoptado, Ausencia de diferenciaciones pirenaicas desde el Paleozoico al Aptense, Creación de características pirenaicas a partir del Aptense, Compartimentación del surco aptense sur-pirenaico, Unificación del surco en el Cretáceo superior, Traslación meridional del eje del surco, Alzamiento general del umbral axial durante el Eoceno, Nueva traslación al Sur del eje del surco durante el Eoceno, Plegamientos pirenaicos y sávicos, ¿Predominio de la fase pirenaica o de la sávida?, Edad de los conglomerados superiores en relación con la fase sávida, El problema de los conglomerados, Relación entre las depresiones y los antiguos macizos, Las vergencias, Banda mesozoica central, Divisoria tectónica, Banda paleo-permotriásica, Borde meridional del Paleozoico axial, Mecanismo tectónico general en relación con el Keuper, Banda de las sierras marginales, Consideraciones generales).

V. ESPECIES NUEVAS ILERDENSES 153
 Gotlandiense, página 154.—Triásico, 154.—Liásico, 154.—Portlandés, 155.—Cretáceo, 156.—Eoceno, 168.—Oligoceno, 172.—Mioceno, página 172.

VI. MINERÍA, CANTERAS Y AGUAS MINERALES 175
 Amianto, 175.—Cobre, 175.—Plomo, 176.—Zinc, 176.—Aluminio, 176.—Manganeso, 177.—Potasa, 177.—Hulla, 178.—Lignito, 178.—Canterras, 179.—Manantiales termales, 180.—Manantiales fríos, 181.

VII. BIBLIOGRAFÍA 183

