

-10121

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

EXPLICACION

AL

MAPA GEOLOGICO DE LA PROVINCIA

DE

HUESCA

ESCALA 1:200.000

POR LOS INGENIEROS DE MINAS

EDUARDO ALASTRUE, ANTONIO ALMELA Y JOSE MARIA RIOS

M A D R I D
TIP. LIT. COULLAUT
MANTUANO, 49
1 9 5 6

1911

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.

ES PROPIEDAD
Queda hecho el depósito
que marca la Ley

-10121

¡Los Pirineos! ¿Debemos bendecir su existencia o murmurar de ella? A Dios plugo crearlos; al hombre toca hacerse cargo de lo que son e investigar el partido que de ellos puede sacarse.

Mallada

DEDICATORIA

A la provincia de Huesca, una de las más complejas de España en lo que toca a su constitución geológica, consagró Mallada, hace casi ochenta años, una de sus primeras y más importantes monografías. Con esfuerzo, que hoy nos llena de admiración, acometió la magna tarea de reconocer por vez primera la estratigrafía de una extensa provincia, desdoblada en anchas zonas, de quebradísimo relieve, de duro y destemplado clima y de muy escasas comunicaciones. Al intentarlo, penetraba en un terreno casi virgen, pues los precedentes para esta empresa se reducían a vagas referencias o a datos locales de corto número de autores. Con todo, su trabajo, ejecutado en tiempo relativamente breve, a despecho de dificultades económicas y políticas que se sumaron a las que ofrecía el tema y el territorio, no sólo allanó el camino a reconocimientos futuros sino que se convirtió en el sólido cimiento indispensable de todas las investigaciones posteriores. No era hombre Mallada que se contentase con ojeadas a la ligera o con apreciaciones de poco fundamento, aunque eran muchos los motivos para que su obra se quedara en sumario bosquejo. Siendo así, penetró profundamente en el tema, acaso todo lo que permitían los conocimientos de su época, y dió cima a un estudio minucioso y veraz que hizo súbitamente de la provincia de Huesca una de las mejor conocidas de España.

Su obra no fué, sin embargo, una simple descripción geológica como la que hoy, por imperativo de las circunstancias, presentamos nosotros. Pretendió ser también una completa exposición de la fisiografía de la provincia, con la que Mallada, picado

de emulación ante el ejemplo de los franceses, intentaba salvar la diferencia que había entre nuestra pobre bibliografía geográfica del Pirineo y el avanzado conocimiento que ellos habían logrado de su país pirenaico. Y aún extendió su propósito hasta trazar un cuadro vivo y detallado del paisaje, de la economía y de otros varios aspectos de la geografía humana de la provincia de Huesca. Se advierte, por cierto, cómo al tratar todos estos puntos se aleja Mallada de una enumeración cansada y fría. El interés profundo que el tema le inspira hace que su trabajo se vista espontáneamente de todos los matices humanos compatibles con una labor científica. Esta poderosa atracción del asunto caldea el estilo siempre vigoroso de Mallada, que, en varios pasajes, se adorna, del modo más natural, con una recia y sencilla elocuencia.

Y es que Mallada, como es sabido, había nacido en Huesca, donde también transcurrieron los años de su infancia y de su juventud. Al tomar por objeto de estudio su tierra natal, aun sin propósito deliberado, el hondo vínculo que a ella le unía había de brillar en su trabajo. Y que ese vínculo era muy real, no se puede poner en duda. Ese profundo parentesco se trasluce en muchos rasgos del carácter y de la obra de Mallada: en su tesón, en su energía, en su independencia, en la vastedad de sus empeños, que parecen reflejar la aspereza bravia, la solitaria grandeza de su tierra de origen.

Como es bien sabido, fué Mallada un polígrafo de gran altura. Con un interés vital extraordinario no hubo manifestación humana que no le atrajese, y en que, con su inteligencia y tesón, no destacase. Intervino en política, escribió sobre temas de economía, de política nacional, además de su ingente labor geológica, y para ello dispuso por añadidura de un estilo literario, al mismo tiempo cálido y pulido.

Entre sus más hermosas páginas se encuentran las descripciones geográficas de su Memoria Provincial de Huesca. Como no podemos reproducirlas por entero, según nos hubiera gustado hacerlo en homenaje a su memoria, repetimos al menos la parte de generalidades, de su capítulo Orografía e hidrografía de los Pirineos de Aragón.

Era obligado, por todo esto, que dedicásemos a Mallada esta obra sobre la provincia de Huesca, que hoy edita el Instituto

Geológico, sucesor de aquella Comisión del Mapa Geológico que en 1878 publicó su Memoria. Pero al hacerlo, no sólo cumplimos una atención protocolaria hacia nuestro gran predecesor en el estudio de la provincia de Huesca; queremos también tributar sincero y cálido homenaje al gran sabio aragonés, al maestro eminente de la Geología española, cuya personalidad y cuya obra están siempre tan presentes entre nosotros.

Si hemos elegido, entre otras provincias, ésta de Huesca para continuar la labor de renovación de Memorias Provinciales, tan tradicional en este Instituto, no ha sido por obra de azar.

En primer lugar, es una de las provincias cuyo conocimiento geológico está más equilibrado, debido a que en tiempos recientes ha sido objeto de tres reconocimientos, parciales con respecto a la provincia, pero de carácter regional, lo que les presta la tan interesante unidad de criterios, que no puede resultar, o difícilmente resulta, del ensamble de estudios locales.

Estos trabajos son los de P. Misch (172), H. Ashauer (17) y Ríos y Almela (8), que se superponen, o casi coinciden, en sus márgenes, lo que permite unificar las representaciones sin saltos ni discontinuidades

En segundo lugar, es contigua a la de Lérida (7), publicada hace algunos años, y mantiene, en lo que se refiere a extensión y contenido, las directrices establecidas por aquélla, mejoradas en lo que después apreciamos que debería perfeccionarse.

Finalmente, dos de nosotros somos de raigambre aragonesa y aragoneses de nacimiento, y la raíz familiar, por añadidura, oscense. De modo que profundos motivos de sentimiento nos ligan a esta región, a la que ofrecemos este trabajo en homenaje de afecto. Y en cuanto al tercero, no ha podido sustraerse, en las prolongadas épocas de trabajos en esta tierra áspera y adusta, pero también muy bella y hospitalaria, a su profundo atractivo, de manera que también se une, cordialmente, a este ofrecimiento.

OROGRAFÍA E HIDROGRAFÍA DE LOS PIRINEOS
DE ARAGÓN

POR LUCAS MALLADA

Complicada y muy difícil de describir ha de ser la provincia de Huesca, si se tiene en cuenta lo montañoso del suelo, en más de sus tres cuartas partes, que a la vez constituyen una sección de la cordillera pirenaica, y por cierto no la menos quebrada. Dejando en Zuera la hermosa y rica vega del Ebro y siguiendo, pasada la del Gállego también, la línea férrea de Zaragoza a Barcelona, el viajero que hubiere de juzgar al país por lo que en el trayecto aparece, tristes reflejos de una pobreza y aridez extraordinaria guardaría en su mente y no podrá formarse idea del cúmulo de montes y valles ocultos detrás de las sierras que en último término, dominando las llanuras, se le presentan amenguados, sin que anchos cortes u hondos y deprimidos collados permitan asomar otras sierras escalonadas en mucho espacio y con creciente elevación hasta la frontera.

Distintas impresiones serían las del observador que, apareciendo en esta última, dejase a sus espaldas los valles franceses tan poblados y descendiese a los españoles siempre cercados de sorprendentes y gigantescas montañas de variado aspecto y condiciones diversas, según el puerto por donde le hubiese encaminado la dura necesidad o su buena o mala ventura. Que ya no sería extender largas miradas por anchas y secas llanuras vagamente limitadas a lo lejos por sierras y montes achicados por la distancia, sino verse envuelto por montañas a millares, acumuladas en torno suyo con diferentes formas y apariencias.

Véanse, y a veces de una sola ojeada, ya casi del todo desnudas con inmensas quebradas, espantosos derrumbaderos o enormes «cantaleras» (1); ya destacándose de ellas dilatadas manchas de nieve, cerca de los pedregosos picos; ora tapizadas por

(1) Se llama en Aragón *cantalera* la acumulación de piedras y peñascos en las vertientes o depresiones de una montaña.

verdes y hermosos prados cubiertos de flores en verano, ora adornadas por pinos, hayas y pinabetes, sueltos o agrupados en silenciosos y apretados bosques. De cuando en cuando se deslizan entre los peñascos torrentes que con ronco estrépito anuncian la grandiosidad de las sierras que les dan ser y la de los valles en cuyo seno se albergan; otras veces maravillan los sentidos los deleitables juegos de las cascadas; y el viajero, siguiendo en descenso, sujeto a estrecha senda retorcida y sinuosa, entre césped, o por la dura roca, o a través de las piedras desprendidas, alcanza por fin las orillas de un riachuelo, cuya corriente le ha de acompañar largo trecho, pues a fuerza de seguirle y cruzarle en sus caprichosas revueltas logrará divisar el primer albergue, casi siempre aparecido como ángel de redención en los crudos y peligrosos rigores del invierno. Librenos la buena suerte de doblar estos montes en tal estación, en que yace toda la naturaleza escondida bajo inmensos mantos de nieve durante más de la mitad del año; no sigamos la intrépida y arriesgada marcha de alguno que otro montañés, que por mezquino lucro desafía la muerte entre los torbellinos y los aludes o lirtes, rodando con espantosa velocidad, apoyado en su bordón, y volvamos la vista y nuestros recuerdos a las encantadoras escenas que en los hermosos días del estío se presentan en todas las vertientes de los Pirineos. Penetremos en sus valles, visitemos sus aldeas, trepemos sus montañas, y cuando hayamos dominado la primera cumbre no nos arredre la fatiga, ni nos detengan las que la siguen y rodean; alentados con la esperanza de los brillantes panoramas que nos aguardan, aumentemos nuestro valor, y en justo premio llegaremos donde veamos más claramente la grandeza de la Creación. Allí tendremos las nubes a nuestras plantas, y si rayos de luz se desparraman en el fondo y a lo lejos, desde allí aparecerán los grandes bosques confundidos entre las matas pequeñas; los pueblos, como grupos de piedras labradas; los prados y campos, como cintas diminutas de variado verdor; los ríos más grandes, como delgados hilos plateados; las extensas manchas de nieve, como pecas blanquecinas en el fondo gris de las rocas; los rebaños, como esparcidos copos de nieve; los hombres, como hormigas. Cerrarán el cuadro en lontananza fajas tendidas de bruma cenicienta, que por leguas y leguas representan extensas llanuras y montes cerrados, que nada son y nada

figuran ante la magnitud formidable de la cordillera; y si por fin, buscando un más allá, volvemos los ojos al cielo, a él encaminando nuestro espíritu, recordaremos otra vez al Supremo Hacedor, reconociendo humillados que sólo El es grande, sólo El alto, sólo El magnífico.

¡Los Pirineos! Palabra mágica para españoles y extranjeros; palabra que designa esa extensa y alta barrera que deja una de las naciones de más brillante historia, donde tuvieron lugar tantos y tantos esclarecidos hechos, separada de otra no menos excelsa en armas, en letras, en ciencias, en conquistas. ¡Los Pirineos! Sin los cuales tan distinta hubiera sido de luengos siglos la suerte de Europa, tal vez del mundo entero. ¡Los Pirineos! Objeto de tantas miradas de esperanzas e inquietudes tantas, por siglos y siglos, para tan variadas ambiciones de toda suerte de hombres, guerreros y aventureros, soldados de la ciencia, curiosos de las maravillas, exploradores de lo desconocido, y entusiastas del Arte, postrados a los pies de la sabia Naturaleza. ¡Los Pirineos! ¿Debemos bendecir su existencia, o murmurar de ella? A Dios plugo crearlos; al hombre toca hacerse cargo de lo que son e investigar el partido que de ellos puede sacarse. Seamos de los muchos que a través del tiempo y de la fatiga contribuyen a la obra, y no tarde el día en que sean universal y minuciosamente conocidos.

Ya en siglos anteriores, a fines del pasado y principios del presente, y sobre todo en nuestros días, con criterios muy diversos y con el martillo o con el pico en la mano, cientos y cientos de naturalistas, ora arrancando plantas, ora apoderándose de los insectos que entre ellas encuentran placentera vida, ora golpeando las rocas, exploraron y exploran en todas direcciones y por todas sendas esta interesante cordillera. ¿Podían prescindir de su orografía? No, ciertamente; e impresionados por el relieve de varias de sus comarcas reseñaron sus descripciones con mayor o menor cantidad de datos, con más o menos poesía. Existen éstas en gran número, sin que entre todas se haya podido formar todavía la Descripción Geográfica completa de los Pirineos, pues aparte de Guías generales, más o menos pintorescas y exactas, todas poco detalladas y muy imperfectas y ligeras en lo que a nuestras vertientes toca, esos libros que existen impresos conducentes al asunto son casi todos únicamente descripciones de

localidades francesas, a las que acuden los viajeros a millares, ya por buscar remedio a sus dolencias en las aguas termales, ya por gozar de sus bellezas naturales o artísticas o para respirar en una atmósfera que no sea la corrompida y pestilente de las grandes ciudades.

Nos echan en cara nuestros vecinos (y motivos tienen de motejarnos) la indolencia y abandono con que miramos nuestros Pirineos; mas hoy estamos ya en camino de que por uno de los más ilustres y mejor dirigidos establecimientos públicos de nuestro país se llegue a la representación gráfica, escrupulosa y rigurosamente científica de aquéllos. A no dudarlo, sus trabajos servirán de base a precisas descripciones; y en tanto, por lo que concierne a la provincia de Huesca, yo, obligado a recorrerla para un estudio geológico en bosquejo, en bosquejo también y sacadas de mis apuntes, donde el buen deseo es mayor que el orden y el acierto, trasladaré mis notas orográficas, si bien de escaso mérito, al menos indispensables para el conocimiento de la segunda parte de esta Memoria.

En Tierra Llana y Montaña se considera dividida la provincia de Huesca por sus propios naturales; pero cabe desde luego distinción en la segunda, y nosotros establecemos tres divisiones o regiones, cada una de superficie no muy diferente y de caracteres orográficos, botánicos y geognósticos muy distintos, a saber: la Pirenaica o Septentrional, la Subpirenaica o Central y la Meridional o Tierra Llana.

La región Pirenaica está comprendida entre la línea de la frontera y otra aproximadamente paralela a ella, que principiando al N. de la Canal de Berdún, en los remates meridionales de los valles de Ansó, Hecho, Aragües y Canfranc, siguiese por Collarada al N. de Biescas, donde concluye el de Tena, por Cotefablo, sobre el de Broto y por Santa Marina, elevada cumbre situada sobre el Ara, al O. de Boltaña. De aquí, pasando a la Peña Montañesa sobre la izquierda del Cinca y encauzando el Esera al N. de Campo, se prolonga dicha línea por el Turbón y la Sierra de Beranuy y penetra en Cataluña por bajo de Vilaller. Esta región es naturalmente la más elevada, pues casi todas sus altitudes están comprendidas entre 700 y 3.404 metros; y como se halla cubierta de nieve una gran parte del año, su clima es necesariamente más frío y húmedo que el de los otros dos, no

12101-
-10121-

prosperan en ella todas las especies de cereales, ni la vid puede vegetar; en cambio, es la parte más rica en pastos y maderas. Las altas montañas que erizan su superficie dejan valles intermedios normales al eje de los Pirineos, que se bifurcan y subdividen en otros vallejos, ya alineados de NO. a SE., ya a la inversa, de NE. a SO.

La región central está comprendida entre la última línea de que hemos hablado y las vertientes meridionales de las sierras de Rasal, Gratal, Guara, Alquézar, Naval, Estadilla, Aguinaliú y Juseu, ligadas por el O. con la de Santo Domingo (Zaragoza), y por el E. con el Montsech (Lérida). A todas estas sierras, últimos estribos de los Pirineos, las designaremos con el nombre de Cordillera Central para distinguirla, ya de otras sierras y montes menos elevados que entre ella y aquéllos median, ya de la que separa el S. el Alto Aragón de la provincia de Zaragoza, y se compone de las Sierras de Alcubierre, Ontiñena y los Monnegros. La región central tiene altitudes comprendidas entre 400 y 2.000 metros; su clima, aunque menos riguroso que el de la pirenaica, es bastante frío y destemplado; aparte de algunos puntos en que la vid se logra cultivar con buen éxito y de algunas riberas productivas y pintorescas, por lo general es un país pobre en productos agrícolas, en donde los cereales no dan gran provecho y los pastos y maderas no son abundantes. La cruzan de ONO. a ESE. de cinco a seis fajas de sierras, que en ciertos puntos se estrechan y refunden; en otros, por el contrario, se bifurcan y subdividen, dejando intermedios valles, como los de Basa, Serrablo, Nocito, Rasal, etc., de poco florido aspecto, y cuyo arrumbamiento es perpendicular al de los valles pirenaicos.

La región meridional o Tierra Llana, casi toda ella comprendida entre 250 y 500 metros de elevación sobre el mar, ofrece las riberas más fértiles y las llanuras más extensas; pero no toda ella es regularmente productiva, antes al contrario, su mayor parte es árida y seca, ya por la escasez de aguas que en ella se nota, ya por la abundancia de salitre y de yeso que aniquila en muchos sitios la vegetación, ya por la composición de su suelo, muy silíceo, poco calizo y menos arcilloso de lo que sería menester, y ya también por lo desigual de su clima, sujeto en todo tiempo a las destempladas influencias de las sierras de la Cordillera Central, de los Pirineos y del Moncayo.

18101-

-16121-

I

INTRODUCCIÓN

Por la copiosa bibliografía que acompaña a esta Memoria puede apreciarse, a pesar de que no es exhaustiva, que la provincia de Huesca es, entre las españolas, una de las más estudiadas, y también de las mejor conocidas, relativamente a su dificultad, aunque aún hay gran cantidad de trabajo que realizar hasta poder decir que conocemos sus problemas.

Ya desde los primeros tiempos del desarrollo de las ciencias geológicas esta región destacó entre las otras por su mayor adelanto en conocimientos, pues sin duda los Pirineos actuaron como un poderoso imán sobre los investigadores, con fuerza que sigue inalterable hoy en día.

No es nuestro propósito hacer revista histórica del desarrollo de los acontecimientos geológicos de la provincia. Ya de por sí esta Memoria resulta demasiado extensa para los alcances que se quiere dar a las descripciones provinciales. Pero es homenaje debido a los precursores, y no podríamos olvidar que Bowles (33) en 1775, Palassou (183) en 1871, Jordán de Assó (134) en 1783 y otros se ocuparon ya en el siglo XVIII de cuestiones geológicas de esta región. Más tarde van ligados a su estudio los nombres de Ramond (193), Charpentier (53) y sobre todo de Maestre (147), primer autor español, que recordamos, autor de una monografía geológica regional que comprende la provincia de Huesca. Igualmente merecen ser recordados Aldama (2), Cavanillas (5), De Verneuil (240, 242, 243) y de manera especial Schrader (222, 223),

que con su primera cartografía de representación del relieve, abrió el camino a estudios de más detalle y precisión. De todos modos, y de mano maestra, fueron reunidos todos los antecedentes en 1876 por Fernández de Castro (37), de manera que allí puede encontrar el lector los rasgos del desarrollo del conocimiento geológico del Pirineo aragonés y tierras bajas, de la provincia de Huesca.

En seguida aparece la *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*, de Mallada (149), en 1878, que inicia el conocimiento moderno y detallado.

En este trabajo, que es esencialmente de síntesis, hemos utilizado, sobre todo, los trabajos más modernos, aunque hemos recurrido también con frecuencia a las informaciones estratigráficas y paleontológicas de Mallada, que siguen teniendo actualidad a pesar de los años transcurridos.

De todos modos, son los trabajos de Dalloni (57), Misch (172) Selzer (224) y trabajos propios, unos publicados (8, 122-127) y otros inéditos, los que han suministrado el cúmulo mayor de datos, tanto para el mapa como para la explicación, aunque otros muchos han suministrado también material utilizado en la Memoria, o se han consultado como contraste o referencia. De cada uno de ellos se hace mención, a lo largo del escrito, en su momento oportuno.

La provincia de Huesca es gemela, geológicamente hablando, de la de Lérida, aunque no idéntica.

Se divide en las mismas grandes regiones naturales, que son el Pirineo axil o Alto Pirineo, integrado por formaciones paleozoicas, de plegamiento herciniano violento, con intrusiones graníticas y granitizaciones y sus metamorfismos aureolares. Sobre ellas reposan discordantes formaciones secundarias: Permo-trías, Trías, Liásico, Jurásico y Cretáceo superior e inferior, si bien pronto desaparecen hacia el O. el Trías, Liásico, Jurásico y Cretáceo inferior, y entonces pasa a descansar el Cretáceo superior directamente sobre el Permo-trías, el Trías o el Paleozoico, mediante acusadísimas discordancias. A veces incluso el Eoceno y el Oligoceno llegan a apoyarse en la margen meridional del Alto Pirineo y a participar de su orografía. La tectónica alpina de esta región es, en general, violenta y muy complicada.

Esta zona axil es la más abrupta del Pirineo español y com-

prende las más altas cimas, entre las que destacan el Balaitus, Vignemale, Gabieto, Tres Sorores, Cilindro de Marbore, Urdi-seto y Peña Blanca en la línea fronteriza, y más al S. las Peñas de Escaurri, Agüerri, Bisaurin, Lecherín, Collarada, Peñamayor, Telera, Tendeñera, Otal, Arazas, Monte Perdido, Tres Marías, Mediodía, Punta Suelza, Posets o Lardana, Montes Malditos, Maladeta y Aneto. Aún más al S., Punta Llerga, Cotiella, Coma Carina, Peña Madrid, Baciero, el Turbón y, como primeros adelantados del Alto Pirineo, las Peñas Montañesas. Una colección de gigantes capaces de alegrar el corazón de cualquier montañero, que encierran entre ellos una colección de agrestes valles y paisajes que se cuentan, sin duda, con todos los honores, como los más bellos de España. Más al S. tenemos una depresión eoceno-oligocena que es la prolongación del gran sinclinorio intermedio de Tremp.

Limitándolo, por el flanco meridional, se alzan las Sierras Subpirenaicas desde Santo Domingo, en los límites con Navarra, por Riglos, Guara, Estada y Estadilla hasta Lérida. Estas Sierras Subpirenaicas constituyen una alineación paralela al Pirineo, integrada geológicamente por formaciones visibles del Triásico superior, Cretáceo superior, Eoceno y Oligoceno. Son pliegues de neto tipo jurásico y se constituyen como un anticlinorio, no muy complejo, vergente al S. Sus cotas no son muy altas, y culminan en las Peñas de Gratal y Guara, pero su relieve absoluto es considerable y constituyen un pre-Pirineo muy acusado y también de gran belleza, sobre todo en su flanco septentrional.

Luego vienen las llanadas y muelas, oligocenas sobre todo, pero también en parte miocenas, por las que desde el pre-Pirineo se desciende al valle del Ebro. Es el secano de Huesca, en que tras los primeros pliegues aún violentos, junto al pre-Pirineo, todos los sedimentos quedan, rápidamente, subhorizontales.

Hemos seguido el mismo sistema de exposición y presentación que en nuestra *Explicación al Mapa geológico de la provincia de Lérida* (7), con algunas modificaciones ligeras. •

Una vez publicada aquella *Explicación*, echamos de menos en ella la inserción de cortes estratigráficos y tectónicos parciales que corroborasen y completasen el texto. Hemos procurado llenar este vacío en la de Huesca, ilustrándola con abundantes figuras en el texto. De este modo hemos considerado innecesarios los

cortes en color, que encarecen mucho la tirada, en vista de que la *Explicación* queda más que suficientemente ilustrada con las explicaciones parciales.

Las listas de fósiles del Cretáceo y Eoceno son larguísimas. En pro del ahorro de espacio las hemos sustituido por citas más sumarias y hemos preferido dedicar el espacio libre a ampliar el texto en otras materias que juzgamos de más interés inmediato.

Volvemos a insistir en que es obra de síntesis, de modo que en cada sector no representa una opinión nuestra personal, sino la de los autores de quienes están tomadas, aunque muchas veces coinciden con la nuestra. Tampoco es necesario que añadamos que no conocemos personalmente todas las regiones que describimos. Es, esencialmente, una síntesis.

Si sirve como obra de consulta general, como divulgación de las bellezas geológicas y naturales de esta provincia, y como estímulo para futuras investigaciones, quedaremos satisfechos de haber cumplido con nuestros objetivos. El interés de futuras investigaciones lo vemos enfocado, sobre todo, en el conocimiento más detallado de las zonas paleozoicas y graníticas y sus metamorfismos. En el estudio de gran detalle de la estratigrafía fina de todas las formaciones, sobre todo las secundarias y terciarias, y en el de los fenómenos de erosión, glaciario y tectónica recientes.

Cumplimos gustosos con el deber de expresar nuestro agradecimiento a los señores Abbad (F.), Arbones, Arribas, Cativiela, Confederación Hidrográfica del Ebro, Hernández-Pacheco (F.), Hernández Sampelayo, Pascual Torres, Sicilia, Comandante Trapiella, Escuela Militar de Alta Montaña de Jaca y Zerkowitz, quienes nos han proporcionado la espléndida colección de fotografías que ilustran estas páginas y nos han autorizado, con el mismo desinterés y amabilidad, a reproducirlas y publicarlas.

II

ESTRATIGRAFÍA

No se conocen rocas arcaicas ni del Cambriano en el Pirineo de Huesca.

SILURIANO

Los autores antiguos que se han ocupado del estudio del Pirineo, y entre ellos Mallada, concedían mucha importancia a los terrenos Arcaico y Cambriano, y así este ilustre geólogo atribuía una zona importante de la provincia de Huesca a las formaciones antesilurianas.

Pero los modernos estudios geológicos y petrográficos han venido a demostrar que todos o casi todos los estratos más o menos metamorfizados, que en el Pirineo se situaron en un principio en el Cambriano o Arcaico, pertenecen al Siluriano o terrenos paleozoicos aún más modernos.

Dalloni, en su importante trabajo sobre el Pirineo de Huesca (57), sitúa los niveles más antiguos en el Ordovicense, incluso las zonas de más intenso metamorfismo, si bien en su más reciente trabajo sobre el Pirineo catalán atribuye a terrenos antesilurianos zonas importantes del eje pirenaico, así como el extremo de una faja procedente de Huesca y que en su primer trabajo considera como Ordovicense metamorfizado.

Schmidt (220) es también de opinión que los estratos pirenaicos más antiguos son ordovicenses, y esta creencia, bastante

EDAD DE LAS
FORMACIONES
PALEOZOICAS
MAS ANTIGUAS

18121

general, nos induce a seguir la interpretación de Dalloni en su trabajo sobre Aragón, que, aunque ya algo antiguo, es el único de que disponemos, después del de Mallada, como estudio de conjunto acerca del Paleozoico de la provincia, y separamos también en el mapa la zona de más intenso metamorfismo, haciendo resaltar el distinto criterio de este autor en su más reciente trabajo sobre el Pirineo de Cataluña.

El Paleozoico aparece confinado en la provincia de Huesca a la zona fronteriza y queda dividido en dos porciones por el entrante que hace la frontera en el circo de Gavarnie, frente a la extremidad NO. del macizo de las Tres Sorores, o Monte Perdido.

S
SITUACIÓN
DEL SILURIANO

El terreno Siluriano queda reducido a la porción oriental y en ella el Ordovicense ocupa una amplia zona que se extiende de O. a E. desde el puerto de Bielsa y la cabecera del Cinca, a la del Cinqueta, en el puerto de la Pez. En la vertiente septentrional pirenaica el Ordovicense ocupa un área bastante mayor del suelo francés, avanzando por el E. hasta el Valle de Arán.

Más al S. aparece de nuevo este terreno en una banda más estrecha que pasa por Benasque y probablemente más compleja que como la representa Dalloni, que llega hasta el Noguera Ribagorzana y se adentra en Cataluña.

Ordovicense

COMPOSICIÓN

En cuanto a su estratigrafía, hoy por hoy es en esta provincia más difícil aún de establecer que en la provincia de Lérida, por la menor extensión que ocupa y por el intenso metamorfismo que ha sufrido en muchos sitios.

La base del Ordovicense no es visible tampoco aquí y los estratos más bajos puestos al descubierto por la erosión en la línea fronteriza de los puertos de Bielsa y la Pez, corresponden al Llandeilense y representan parte del núcleo muy metamorfizado, de la zona anticlinal ordovicense que cabalga sobre la frontera.

En donde no está afectado por este metamorfismo, lo integra una serie muy monótona de pizarras micáceas satinadas, de coloración gris o verdosa, entre las que se intercalan frecuente-

-10121
101

mente bancos de cuarcita grisverdosa o parda que por su mayor dureza resaltan sobre el terreno y originan frecuentes cascadas en los cursos de agua que las cortan. Estas pizarras y cuarcitas constituyen las redondeadas cimas de los montes, que se extienden al N. del granito de Bielsa, y su posición es frecuentemente próxima a la vertical o con buzamiento al Norte.

El conglomerado del Caradoc, que tan claramente aparece en Lérida, no lo señala aquí Dalloni, si bien Schmidt lo cita en la carretera aguas abajo de Benasque (220). También señala, aguas arriba del pueblo, unas filitas cálcicas muy intensamente plegadas que atribuye al Ashgilense.

En la parte alta del Ordovicense, Dalloni sitúa unas pizarras negras, ampelíticas, muy parecidas a las gotlandenses y que constituyen el tránsito a este terreno, pero en las que no se encuentran nunca los fósiles, tan frecuentes en esta roca del Siluriano superior.

Como decimos antes, el Ordovicense aragonés está frecuentemente metamorfozido y en el mapa señalamos la zona que ha sufrido una acción más intensa. Esta es una faja de dirección este-oeste a lo largo de la frontera, pero que por los entrantes y salientes de la misma aparece como manchas aisladas en la provincia.

ZONA
METAMORFIZADA

Ocupa la zona axial de un anticlinorio ordovicense, a veces muy alejada de las erupciones graníticas, lo que le hace suponer a Dalloni que el granito debe existir a poca profundidad, oculto en el eje del área anticlinal. En prueba de esto señala el apuntamiento granítico que atraviesa la cubierta sedimentaria en el Pico de Lustou, ya en Francia, en la cabecera del Cinqueta.

Además, se da el caso curioso de que las pizarras están menos metamorfozadas más al S. en zonas más próximas a los afloramientos graníticos.

Sea como quiera, bajo la acción metamórfica las pizarras ordovicenses se transforman en gneis, micacitas y pizarras sericiticas o chiastolíticas. La andalucita y chiastolita, en infinidad de maclas, es abundantísima en muchos sitios, como en el Puerto de la Pez. Además de la andalucita, se encuentran frecuentemente en las pizarras cristales de sillimanita, cordierita, talco, y a veces estas rocas se transforman en leptynolitas por imbibición del feldespató.

Los bancos de cuarcita están en general menos afectados por el metamorfismo.

POTENCIA

La potencia de esta formación tan trastornada es muy difícil de apreciar sin unos estudios previos muy detallados y, por lo tanto, es muy problemática cualquier cifra que se dé. Dalloni estima que el espesor visible del Ordovicense es del orden de los 1.000 metros, y por nuestra parte creemos que no es exagerada esta cifra.

No conocemos citas de fósiles encontrados en la provincia en estos niveles.

Gotlandense

COMPOSICIÓN

El Siluriano superior tiene una composición análoga a la señalada en la inmediata provincia de Lérida, si bien en Huesca ha sido menos estudiada y no es posible establecer los distintos niveles como se hizo allí.

En la parte inferior aparecen las pizarras carbonosas, negras, con nódulos o cristales de piritita, en lajas delgadas y uniformes empleadas frecuentemente para tejar. Suelen tener vetas de cuarzo blanco y a veces también filones. Localmente ofrecen intercalaciones de cuarcitas verdosas en la parte baja de la serie, generalmente de poca potencia.

Estas ampelitas negras suelen tener graptolites muchas veces inclasificables, pero tanto la presencia de estos fósiles como el color y aspecto de la roca, caracterizan bastante bien a este terreno.

PALEONTOLOGÍA

Según Dalloni (57), se han encontrado graptolites determinables, entre otros sitios, en la vertiente occidental del macizo de Lardana, en el puente de Cuberre sobre el Esera, al E. de Cerler y en el Valle de Castanesa, y cita las siguientes especies:

- Monograptus priodon* Bronn.
- Monograptus becki* Barr.
- Monograptus sedgwickii* Barr.
- Monograptus spiralis* His.
- Monograptus nilsonni* Barr.

Monograptus helli Barr.
Monograptus convolutus His.
 Rastrites.

Sobre las ampelitas se encuentran calizas compactas de color negro o gris oscuro, veteadas de calcita, y a veces también con nódulos ferruginosos o piritosos y algunos de antracita (Valle de Estós).

Estas calizas con frecuencia suelen contener *Orthoceras*, *Cardiola cornucopiae* y *Scyphocrinus elegans*, especie casi constantemente asociada a *Orthoceras bohemicum*, pudiéndose determinar fácilmente su edad, pero cuando no se encuentran fósiles o pierden algo su aspecto típico, son más difíciles de diferenciar de las devonianas, que son muy frecuentes.

Se han encontrado faunas gotlandenses entre San Juan y Sahún, entre Anciles y el Mon, en el Valle de Estós, y entre los picos de Cerler y Gallinero, citándose las siguientes especies:

Orthoceras bohemicum Barr.
Orthoceras pyrenaicum Leym.
Orthoceras styloideum Barr.
Cardiola cornucopiae Gold.
Scyphocrinus elegans Zenk.

Especialmente en la última localidad, las calizas están casi enteramente constituidas por tallos de *Scyphocrinus*.

El Gotlandense queda también confinado, según el mapa de Dalloni, en la mancha paleozoica oriental, entre la Maladeta y el circo de Gavarnie. Entra en la provincia por el Ribagorzana, bordeando aquel macizo en dos fajas principales, pasa por la zona de Benasque y llega, con soluciones de continuidad, hasta la vertiente occidental del macizo de Lardana, quedando algunos retazos en el Valle de Astós y al S. y SO. de Lardana.

Según los datos recogidos por Sampelayo (118), el Gotlandense aparecería también al O. del circo de Gavarnie, pues cita *Orthoceras* recogidos por Gourdon en el Cervillonar de Brato (al sur de Vignemale) y artejos de crinoides recogidos por De la Concha en las proximidades de Sallent de Gállego, junto a unas ampelitas negras que explotan para tejar. Ríos, muy reciente-

POSICIÓN

1849401
-10121

mente, cita una fauna de *Cardiolas* y *Orthoceras* en calizas negras entre Pueyo y Hoz de Jaca.

Probablemente cuando se estudie el Paleozoico de la provincia con más detalle se encontrarán nuevas faunas que acusarán la presencia de otros isleos gotlandenses y darán una mayor complejidad al mapa, y así se deduce de la comparación de los croquis de Schmidt con el mapa de Dalloni. Desgraciadamente, estos croquis abarcan una pequeña zona del Paleozoico oscense y es sumamente difícil su acoplamiento en este mapa general.

METAMORFISMO

Las rocas gotlandenses, al contacto con el granito, también sufren los efectos del metamorfismo, como puede observarse en el macizo de Lardana, en Valibierna, y la Montañeta de Eriste, de donde Mallada describe unos ejemplares de pizarra ampolítica, negra y lustrosa, en hojas encorvadas y fraccionadas, que se halla envuelta por cuarzo pardoamarillento, pardorrojizo o amarillorrojizo, agrupándose irregularmente entre éste y aquélla hojuelas de mica amarillenta y plateada con algo de feldspato, que deben ser ampelitas gotlandenses metamorfizadas.

En general estos niveles están menos afectados por el metamorfismo que los ordovicenses, reduciéndose los efectos a la presencia de maclas, a veces abundantísimas.

Las calizas se hacen sacaroideas y dolomíticas, y con frecuencia contienen cristales largos de hornablenda (Valibierna).

DEVONIANO

De todos los terrenos paleozoicos, el Devoniano es el que ocupa una mayor superficie en la provincia, representado por sus tres pisos, pero especialmente el inferior y medio, y caracterizado frecuentemente por una abundante fauna, digna de ser estudiada a fondo y sistemáticamente.

Para su descripción seguiremos a Dalloni, teniendo en cuenta las modificaciones introducidas por Schmidt.

POSICIÓN

Según aquél, y siguiendo el Alto Pirineo de O. a E., aparece en primer lugar el Devoniano, constituyendo el Mallo de Macabán en el alto valle de Hecho, al N. de la confluencia del arroyo

de Aguas Tuertas, y no vuelve a presentarse hasta el valle del Gállego, más que en una reducida extensión en Candanchú, constituyendo el Monte Tobazo.

No obstante, Schmidt extiende mucho más el Devoniano en el valle del Aragón, a expensas del Carbonífero, y, efectivamente, es muy probable que parte de la extensa zona que Dalloni atribuye al Carbonífero en un estudio detallado se pudiera referir al Devoniano.

Desde el valle del Gállego hasta el Circo de Gavarnie, el Devoniano ocupa una considerable extensión, rodeando por la parte española el macizo granítico de Panticosa.

Más hacia el E. aparece tan sólo en pequeños retazos, hasta llegar al valle del Esera y S. de los Montes Malditos, en donde se presenta en varias fajas, juntamente con el Siluriano, que se internan en la provincia de Lérida, tanto por el S. como por el N. del macizo granítico de la Maladeta.

La composición media del Devoniano es la siguiente:

COMPOSICIÓN

El nivel más bajo del Devoniano inferior corresponde a las pizarras con *Tentaculites* de Cerler, que, según Schmidt, tiene nódulos de sílex con *Orthoceras* y pequeños fósiles de difícil determinación. Por encima de estas capas existe una serie de pizarras con intercalaciones de calizas y grauwacas con abundante fauna de *Phacops*, *Spirifer pellicoi* y *Fenestella* y, por último, el nivel de calizas de *Spirifer cultrijugatus*, que Dalloni sitúa ya en el Devoniano medio y Schmidt conserva en la parte alta del Devoniano.

El Devoniano medio está constituido por las calizas y griottas con *Anarcestes* y *Agoniatites*, y en la parte alta, calizas de *Stringocephalus* y políperos silíceos.

Al Devoniano superior se atribuyen algunos niveles de calizas claras o rosadas, con braquiópodos y algunos cefalópodos, hasta ahora indeterminables, por lo que no es posible señalar la presencia de los niveles de *Manticoceras*, *Cheiloceras* y *Clymenias* que establece Schmidt.

En cuanto a potencias, dada la complicación tectónica y lo imperfectamente que se conoce el Devoniano, ninguno de los dos autores da cifras.

En el alto valle de Hecho aparece una corrida de calizas eifelenses, blancas y marmóreas, que en dirección N.-S. atravie-

VALLE DE HECHO

12101-

28101
-10121

san la frontera. Estas tienen gran cantidad de políperos silicificados, especialmente *Favosites* y secciones de braquiópodos. Contienen, además, glándulas claras de restos fósiles indeterminables, silicificados.

Estas calizas aparecen englobadas entre las pizarras carboníferas con una anchura de unos 200 metros.

VALLE DEL ARAGÓN

En el valle del Aragón, el monte del Tobazo está constituido por las mismas calizas blancas marmóreas o rosadas y o veces grises o negruzcas y dolomíticas, con abundantes corales y algunos braquiópodos y trilobites, que Dalloni atribuye al Devoniano medio. Schmidt señala, además, la presencia de *Stringocephalus burtini*, correspondiente a los niveles givetenses, en el puente de la carretera, existente en el Km. 189,9, y cree, además, que existen niveles aún más altos. Por otra parte, existiendo el Devoniano más hacia el S., por el valle del Aragón, atribuyéndolo a los pisos inferior y medio especialmente. El Devoniano inferior aparece en el fondo del valle, hasta el de la Canal Roya, juntamente con niveles medios y superiores, y está constituido por areniscas y calizas, que en el puente sobre la Canal Roya y en algunos otros puntos contienen *Spirifer cultrijugatus*.

Esta serie, Schmidt la considera como una ventana tectónica que aparece bajo las calizas del Tobazo.

VALLE DEL GÁLLEGO

En el alto Gállego, el Devoniano está muy desarrollado, especialmente en sus pisos inferior y medio, y se extiende, con escasas interrupciones, desde las proximidades de Hoz hasta la frontera.

Las pizarras del Devoniano inferior, margosas y fosilíferas, aparecen frente a Lanuza, con fauna de braquiópodos con algunos corales y *Phacops*; a estos bancos siguen unas pizarras negras, hasta las calizas del Devoniano medio, y el conjunto constituye una banda que se extiende hacia el E. en bastantes kilómetros.

El valle del Gállego, aguas arriba de Sallent, está constituido por el núcleo de un anticlinal devoniano con pizarras de color negro azulado, bastante piritosas, y bancos de grauwaca pizarrosa. En Socotor, estas capas son terrosas y de color amarillo limón y con abundantes moldes de braquiópodos, corales y otros fósiles del Devoniano inferior. Estos niveles se extienden bas-

-101241

tante hacia el E. y al N. por el valle de Aguas Limpias, llegando hasta el granito de la frontera.

En Aguas Limpias, las pizarras, de color grisazulado, contienen muchas *Fenestellas* y braquiópodos, y entre ellas se intercalan bancos delgados de caliza.

En la confluencia del río Pontillos señala Dalloni una facies particular en las pizarras, que se hacen duras, negras y tegulares, y son útiles para techar. En ellas señala la presencia de *Spirifer* y *Cysthophyllum*. Probablemente se trata de las mismas a que hacemos referencia al tratar del gotlandense.

Las pizarras y grauwas con *Fenestella* de los alrededores de Socotor, pasan gradualmente a una formación más compacta por la intercalación de bancos de calizas rojas o amarillentas, que se dividen fácilmente en estratos de algunos centímetros de espesor. En estas capas suelen pulular tallos de *Crinoides* y todavía abundan las *Fenestella*, juntamente con *Spirifer cultrijugatus*, *S. reticularis* y otros fósiles.

Sobre este nivel vienen las calizas blancas con políperos silicificados, que constituyen la masa de Peña Foratata y se corresponden con las calizas blancas del Tobaso y del Mallo de Macaban, constituyendo el Devoniano medio.

Esta formación arrecifal se extiende por el N. de Socotor y de Sallent, siempre intercalada entre las pizarras y grauwas del Devoniano inferior y el Carbonífero.

Ahora bien: hacia el S. y SE. hay un cambio lateral de facies, con características de mar más profundo, y así, en la zona de Tramacastilla, la serie estratigráfica que aparece bajo el Carbonífero, en orden ascendente, es como sigue:

Calizas negruzcas, espáticas y piritosas, alternando con margas nodulosas también oscuras, con *Scutellum meridionale*, *Phacops*, braquiópodos, *Favosites*, etc.

Pizarras y calizas margosas grises o rojas, con *Phacops*, *Atrypa reticularis* y crinoides.

Caliza grisazulada con políperos, crinoides y *Atrypa reticularis*.

Calizas griotta rojas y verdes con *Anarcestes subnautilus*, *Agoniatites*, *Jovellania* y *Cyathocrinus pinnatus*.

Calizas amarillas con *Athyris subconcentrica* y fauna diminuta.

Esta fauna denota un mar más profundo, que se extendía alrededor de los arrecifes coralinos constituidos por la caliza de Peña Foratata.

Las pizarras, grauwas y calizas devonianas contornean por el S. el macizo granítico de Panticosa, con características similares a las descritas, pero en las proximidades del granito sufren con mayor o menor intensidad los efectos del metamorfismo.

Las pizarras y calizas se granitizan, y los filones y diques eruptivos, las labradoritas, andesitas, etc., se hacen más y más frecuentes al acercarnos al granito, pero la superficie de las pizarras maclíferas continúa presentando restos de *Fenestella* y otros fósiles.

LAGO BERNATUERO

El Devoniano se extiende hacia el E. por el valle del Ara y alcanza la frontera, formando varios anticlinales y sinclinales de Devoniano inferior y medio, con retazos de Carbonífero pellizcado por él; pero en el lago Bernatuero, en la misma frontera, presenta, según Dalloni, unas características que es preciso hacer resaltar.

El lago está ubicado en las pizarras y grauwas del Devoniano, apareciendo al S. las calizas rojas bien estratificadas, con *Spirifer cultrijugatus*, e inmediatamente las calizas blancas, con políperos silicificados y otros fósiles. A continuación aparece el Carbonífero en sinclinal, y al S. del mismo vuelven a aparecer las calizas devonianas en el pico Blanc.

Pero aquí, por encima de las calizas de políperos, existen otras calizas grises con vetas de calcita, en las que se ha encontrado la siguiente fauna, atribuída al Devoniano superior:

- Rhynchonella cuboides* Sok.
- Rhynchonella acuminata* Mart.
- Productella productoides* Vern. y Murch.
- Seminula* n. sp.

DE POSETS
HACIA EL E.

Más hacia el E., el Devoniano aparece sólo en pequeños retazos, hasta llegar al pico de Posets y la zona de Benasque, en donde forma varias fajas que se extienden hacia el E. y contornean el macizo de la Maladeta por el N. y por el S.

El Devoniano inferior, que desde el pico de Posets se extien-

-1012104-

de hacia el E. hasta cerca de la Peña Blanca, tiene unas características bastante diferentes del estudiado más al O.

Está constituido por pizarras negras satinadas y bien estratificadas, que a veces tienen intercalaciones delgadas de grauwacas, y que son algo parecidas a las ampelitas gotlandenses. Sobre ellas descansan las calizas de *Spirifer cultrijugatus*, y su intercalación entre éstas y las ampelitas con *Graptolites* y *Orthoceras* determinan claramente su edad.

Al pie del pico Aguas Pasas, estas pizarras tienen intercalaciones de calizas y contienen algunas *Fenestella*.

Al N. del pico de Cerler, sobre el Gotlandense, aparecen unas pizarras negras parecidas, aunque no son ampelíticas ni carbonadas, que se abren en grandes lajas muy finas, en algunas de las cuales se encuentran *Tentaculites* e impresiones de algunos otros fósiles. Más al E. contienen también nódulos de sílex con *Orthoceras* y pequeños fósiles, que se sitúan en el nivel más bajo del Devoniano.

El Devoniano medio, constituido siempre por calizas muy claras o de un blanco brillante, contiene con frecuencia políperos silicificados, especialmente *Favosites*, y algunos otros restos fósiles. Acompaña siempre al Devoniano pizarreño y, por su mayor dureza, suelen destacar sobre el terreno los bancos calizos.

En la Sierra de las Calvas, al N. de Renanué, afloran bajo el Permotrias unas calizas tabulares de color grisazulado, duras y veteadas de calcita, en las que se ha determinado la siguiente fauna:

Productella productoides, Vern. y Murch.

Productella subaculeata, Murch.

Seminula n. sp.

Spirifer verneuilli Murch.

Lingula squamiformis ? Phill.

Buchiola retrostriata Keis.

El aspecto de la caliza y la fauna son idénticos a los descritos del valle de Ara y, como aquéllos, los atribuye Dalloni al Frasnense.

La fauna del Devoniano de Huesca es bastante abundante y característica, y seguramente estudios más detallados darían listas de fósiles de gran interés. A continuación reunimos las

especies de los distintos niveles, contenidas en las obras de Dal-
loni y Schmidt:

DEVONIANO INFERIOR

- Rastrites linnaei* Barr.—Cerler.
Cyathophyllum coespitosum Gold.—Socotor, Lanuza.
Fenestella plebeia Mac Coy.—Socotor, Aguas Limpias, Garmo Negro, Valle
de Ara.
Chaetetes roemeri Kays.—Sahún.
Pleurodictyum problematicum Gold.—Valle de Ara.
Combophyllum leonense Haime.—Valle de Ara.
Cyathocrinus pinnatus Gold.—Schlot.—Socotor, Lanuza.
Styliola clavulus ? Barr.—Cerler.
Tentaculites acuaris Richt.—Cerler.
Tentaculites typus Richt.—Cerler.
Tentaculites aff. *striatus* Richt.—Cerler.
Chonetes cf. *plebeja* Schn.—Cerler.
Orthis gervillei Defr.—Cerler, Lanuza.
Orthis striatus var. *subcordi*, *formis* Kays.—Canal Roya.
Orthis beaumonti Vern.—Aguas Limpias, Garmo Negro, Valle de Ara.
Orthis striatula Schlot.—Aguas Limpias.
Orthis orbicularis Vern.—Valle de Ara.
Orthis hipparionix Sehnur.—Valle de Ara, Cerler.
Stropheodonta cf. *sedgwicki* A. V.—Canal Roya.
Stropheodonta poligera Sandb.—Canal Roya.
Plectambonites transversalis Dalm.—Cerler.
Orthorhynchia herojnica Kays.—Sahún.
Strophomena cf. *taeniolata* Sob.—Sahún.
Leptaena dubertreti Murch.—Valle de Ara.
Leptaena rhomboidalis Wahl.—Aguas Limpias.
Leptaena murchisoni Vern.—Valle de Ara.
Spirifer trigeri Vern.—Lanuza, Aguas Limpias.
Spirifer carinatus Sehn.—Aguas Limpias.
Spirifer cultrijugatus Roem.—Canal Roya, Socotor, Lanuza, Aguas
Limpas.
Spirifer pellicoi Vern.—Socotor, Garmo Negro, Valle de Ara.
Spirifer paradoxus Schlot.—Aguas Limpias, Garmo Negro.
Athyris concentrica v. Buch.—Socotor.
Athyris ezquerria Vern.—Aguas Limpias.
Atrypa reticularis Linn.—Socotor, Aguas Limpias, Valle de Ara, Lanuza,
Canal Roya, Aguas Pasas.
Orthothes umbraalum ? Schlot.—Aguas Limpias, Valle de Ara.
Rhynchonella tarda Barr.—Cerler.
Petraja cf. *tenuis* Ludw.—Cerler.

- Cladochonus striatus* Gieb.—Sahún.
- Phacops potieri* Bayle.—Socotor, Lanuza, Aguas Limpias, Valle de Ara.
- Phacops* aff. *plagiophthalmus* Richt.—Cerler.
- Phacops* cf. *fecundus* Barr.—Sahún, Cerler.
- Pleurotomaria catenulata* Ver.—Cerler.
- Orthoceras styloideum* Barr.—Cerler.

DEVONIANO MEDIO

- Favosites polymorpha* Gold.—Peña Foratata, Tramacastilla, Posets, Tobaso, Mallo de Macabán.
- Favosites reticulata* Blain.—Sallent, Mallo de Macabán, Tobaso.
- Favosites cervicornis* Blain.—Peña Foratata.
- Favosites goldfussi* E. H.—Peña Foratata, Sallent, Mallo de Macabán, Denuy, Posets, Tobaso, Tramacastilla, Bernatuero.
- Calceola sandalina* Lmk.—Peña Foratata.
- Cyathophyllum caespitosum* Gold.—Peña Foratata, Sallent, Tobaso.
- Acervularia goldfussi* Haime.—Tobaso.
- Acervularia pradoana* Haime.—Tobaso.
- Zaphrentis gigantea*? Lesn.—Bernatuero.
- Fenestella concentrica*.—Peña Foratata.
- Chaetetes*? *petropolitanus* Sander.—Peña Foratata.
- Chaetetes* sp.—Gallinero.
- Pleurodictyum* cf. *selcanum* Gieb.—Gallinero.
- Alveolites subaequalis*? Mich.—Bernatuero.
- Aulopora serpens* Gold.—Peña Foratata.
- Pachipora dubiosa* Gold.—Peña Foratata.
- Trachipora elliptica* Barr.—Batzaruelo.
- Actinocrinites laevis* Munster.—Peña Foratata, Tramacastilla.
- Cyathocrinus pinnatus* Gold.—Peña Foratata, Sallent, Tramacastilla, Posets.
- Storthingocrinus decagonus* Gold.—Tramacastilla.
- Cyphaspis* cf. *hidrocephala* Barr.—Tramacastilla.
- Chonetes sarcinulatus* Kon.—Peña Foratata.
- Chonetes crenulata* Roem.—Batzaruelo.
- Orthis opercularis* Vern. y Keys.—Sallent.
- Orthis orbicularis* Vern.—Sallent.
- Orthis eifeliensis* Vern.—Tramacastilla.
- Orthis resupinatus* Mart.—Tramacastilla.
- Orthis striatula* Schl.—Gallinero.
- Orthis trigeri* Vern.—Gallinero, Batzaruelo.
- Orthis hamoni* Rou.—Gallinero.
- Leptaena depressa*.—Sallent, Tramacastilla, Posets.
- Leptaena* aff. *minima* Sow.—Tramacastilla.
- Streptorhynchus crenistria* Phill.—Sallent.
- Cryptonella*? *schulzi* Vern.—Tramacastilla.

- Retzia adrieni* Vern.—Tramacastilla, Gallinero, Batzaruelo.
Retzia oliaviani Vern.—Tramacastilla.
Cyrtina heteroclita Defr.—Tramacastilla, Gallinero, Batzaruelo.
Athyris concentrica v. Buch.—Peña Foratata, Tramacastilla.
Athyris subconcentrica Vern.—Peña Foratata, Tramacastilla.
Atrypa reticularis Linn.—Peña Foratata, Sallent, Tramacastilla, Tobaso, Bernátuero, Gallinero.
Atrypa flabellata Gold.—Peña Foratata.
Atrypa ? squammifera Schnur.—Tramacastilla.
Spirifer contractus Barr.—Tramacastilla.
Spirifer elegans Stein.—Batzaruelo.
Pentamerus Knighti.—Tramacastilla.
Pentamerus oehlerti Barr.—Batzaruelo.
Uncinulus orbigny Vern.—Peña Foratata, Tramacastilla.
Rhynchospira guerangeri.—Peña Foratata.
Rhynchonella mariana ? Vern. y Vaw.—Sallent.
Rhynchonella ? aff. *monas* Barr.—Tramacastilla.
Stropheodonta cedulae Rig.—Batzaruelo.
Cypricardinia scalaris Phill.—Batzaruelo.
Machairacanthus cf. *bohemicus* Barr.—Gallinero.
Phacops cf. *fecundus* Barr.—Gallinero.
Phacops sternbergi Corda.—Tramacastilla.
Phacops occitanicus Trom. Gras.—Sallent, Tramacastilla, Bernátuero, Denuy.
Phacops muniere Berg.—Tramacastilla.
Bronteus meridionalis.—Tramacastilla.
Bronteus gouzeti ? Berg.—Tramacastilla.
Bronteus sp.—Tramacastilla.
Orthoceras aff. *wissenbachi* Roem.—Tramacastilla.
Anarcestes subnautilus D'Arch.—Tramacastilla.
Platyceras priscus Barrois.—Tramacastilla.
Agoniatites sp.—Sallent, Tramacastilla.
Jovellania sp.—Sallent, Tramacastilla, Denuy.

DEVONIANO SUPERIOR

- Productella productoides* Vern. y Murch.—Renanué, Pico Blanco.
Productella subaculeata Murch.—Renanué.
Seminula s. sp.—Renanué, Pico Blanco.
Lingula squamiformis Phill.—Renanué.
Buchiola retrostriata Keys.—Renanué.
Spirifer verneuili Murch.—Renanué.
Rhynchonella cuboides Sow.—Pico Blanco.
Rhynchonella acuminata Mart.—Pico Blanco.

10121

CARBONÍFERO

El Carbonífero ocupa zonas relativamente extensas en la zona axial del Pirineo aragonés, según los estudios de Dalloni, si bien parte de la superficie por él atribuida al Carbonífero ha sido referida al Devoniano por Schmidt en los croquis de su trabajo sobre el Paleozoico.

Las lilitas con nódulos de fosforita, existentes en otras zonas del Pirineo, no se encuentran en Huesca o no se han podido hasta ahora diferenciar del Devoniano y, por lo tanto, aparece una laguna estratigráfica en la base del Carbonífero.

COMPOSICIÓN

Los primeros niveles que se pueden atribuir a este terreno contienen unas faunas que se atribuyen ya al Dinantense superior. Corresponden éstos a unos bancos de caliza marmórea amigdaloides, de tonos claros, con fauna bastante abundante de cefalópodos. Estas calizas son unas veces de tonos muy claros y otras rojizas o rosadas, en bancos más potentes, y suelen ir acompañadas de otras negras o muy oscuras, en lajas más delgadas.

Estas calizas se englobaban anteriormente en el Devoniano, pero el hallazgo de diferentes faunas en ellas permiten separarlas de aquel terreno e incluirlas en el Dinantense. Este piso es esencialmente calizo, pero en algunos sitios aparecen intercalaciones pizarrosas o arenosas que lateralmente pasan a calizas de cefalópodos y que denotan ya la tendencia a la emersión y al tránsito a las facies lacustres del Carbonífero medio y superior.

El Westfaliense ocupa un área más reducida y está constituido por pizarras arcillosas y areniscas, en las que se encuentran a veces restos de flora fósil, que en algún caso aparece mezclada con fauna marina.

Según Dalloni, no existe el Estefanense claramente determinado en ningún punto del Pirineo aragonés, aunque sí existe en otras zonas. Las pizarras westfalienses contienen frecuentemente abundantes conglomerados que ponen de manifiesto la actividad orogénica que produce la emersión definitiva al final de este período y justifica la ausencia de sedimentos estefanenses.

La faja paleozoica pirenaica se inicia con el Carbonífero procedente de Francia, en el puerto de Hecho, el cual constituye un manchón que se extiende hasta el puerto de Ansó, en el Láchar de Aguas Tuertas.

HECHO-ANSÓ

El Carbonífero se compone del nivel inferior, calizo, y el superior, pizarreño. Las calizas son principalmente *griotta* rojas y verdes, en bancos gruesos y calco-esquistos, y calizas violáceas, en capas delgadas. Existen también algunas intercalaciones pizarreñas. Este nivel, con una potencia de unos cien metros, contiene algunos restos fósiles de *Cefalópodos* y *Crinoides*, y los bancos aparecen en dirección próxima a N.-S., con fuerte buzamiento al E.

Sobre las calizas descansa el horizonte pizarreño, compuesto de pizarras negruzcas o pardo-oscursas muy arcillosas y foliáceas, alternando con areniscas micáferas bastante bastas, que en algunos sitios pasan a pudingas. En los bancos arenosos se suelen encontrar *Calamites*.

VALLE DEL ARAGÓN

Pasada la collada de Aguas Tuertas, reaparece el Carbonífero, constituido también por los dos niveles calizo y pizarreño, que hasta aquí queda oculto bajo el Permotriás. El Carbonífero se extiende en una faja de dimensiones muy variables, hasta el río Gállego, sin más interrupciones que la ocasionada por un entrante de la frontera.

El nivel calizo se compone de calizas de facies muy variadas: griottas de colores vivos, preferentemente rojos; calizas tableadas de colores grises o violados, con frecuentes restos de goniatites, y algunas intercalaciones de pizarras o areniscas.

En Candanchú, las calizas amigdaloides, de colores rojizos o violáceos, contienen *Glyphioceras* y *Orthoceras* y tallos de *Crinoides*, y en el valle Canal Roya, entre el Devoniano y el Permotriás, aparece un cerro calizo en el que Schmidt determina una interesante fauna compuesta de *Phillipsia castroi*, *Mero-canites*, *Muensteroceras* y otros *Cefalópodos*, muy útil para desentrañar la estratigrafía detallada del Carbonífero inferior.

Dalloni señala en las capas más altas de esta zona *Glyphioceras crenistria*, pero Schmidt opina que aquí y en algunos otros puntos hay un error de clasificación, tratándose en realidad de *Goniatites* del Carbonífero superior, correspondientes a los géneros *Proshumardites* y *Paragastrioceras*.

1510131

El nivel de pizarras acompaña a todas estas calizas y, por efecto de las enormes presiones sufridas, aparece muchas veces laminado entre las calizas y con espesor más reducido de lo que le corresponde.

En el Km. 189,5 de la carretera del Puerto de Somport aparece un pequeño espesor de calizas negruzcas y pizarras, y estas últimas contienen *Proshumardites* y *Paragastrioceras*.

Asimismo, en la Canal Roya se encuentran en las pizarras algunos restos fósiles constituidos por escasos *Goniatites* y *Braquiópodos*, y en el medio del valle señala Schmidt pizarras calcáreas con una fauna de *Gastrioceras*, *Proshumardites* y otros cefalópodos y lamelibranchios que atribuye al Estefanense.

El Carbonífero se extiende hacia el E. en una faja que sigue la Canal de Izas y el río Escarra, hasta el Gállego, compuesto por los niveles calizos y pizarreños, que en algunos sitios conservan interesantes restos fósiles.

VALLE DEL GÁLLEGO

Así, al E. del paso de Izas existe una flora fósil westfaliense con *Sphenopteris*, *Neuropteris* y *Calamites*, que ofrece la particularidad de estar mezclada en el mismo yacimiento con fauna marina. A poca distancia, y en el yacente, encuentra Schmidt *Cefalópodos* y *Lamelibranchios*.

Más al E., en las inmediaciones de Condiana, aparecen las calizas negruzcas con vetas de calcita o violáceas, conteniendo estas últimas algunos *Cefalópodos* y *Crinoides*, mientras que las pizarras contienen una flora bastante variada que corresponde al Westfaliense.

Al N. de la faja carbonífera de la Canal de Izas existe una segunda, que ocupa las cabeceras de la Canal Roya y el Gállego, y que más al E. se une con la anterior. En la cabecera de este último aparecen las pizarras arcillosas y areniscas micáferas grises con *Calamites*, y entre estas capas existe un banco de antracita de pequeña potencia.

En el puerto de Sallent existe otra faja de Carbonífero, que se extiende por la frontera hacia el NE. y que está constituida por los mismos elementos que veníamos viendo: pizarras arcillosas y areniscas micáferas con frecuentes impresiones de plantas generalmente mal conservadas.

Las calizas amigdaloides, a veces griottosas, que constituyen apuntamientos anticlinales en medio de los sinclinales pizarre-

ños; contienen abundantes *Goniatites* en las inmediaciones del puerto de Sallent, juntamente con *Phillipsia*, *Orthoceras* y *Poteriocrinus*, y ofrecen la particularidad de presentar cavidades a veces rellenas de fluorina, que, según Descloizeaux, encierran algunos topacios.

DEL GÁLECO
AL CINCA

Siguiendo hacia el E. esta faja carbonífera, se encuentran al S. de Socotor unas pizarras arcillosas y amarillentas con nódulos de caliza negra, en cuyo centro suele existir un cristal de pirita.

Con estas capas alternan areniscas micáferas de grano fino con impresiones de *Asterocalamites radiatus*, *Sigillaria* y *Anthracosia*. Dalloni considera estas capas como inferiores a las calizas y las atribuye al Culm.

En estas calizas, en la collada del camino de Sallent a Gabas, Mallada descubrió *Goniatites*, que atribuyó al Devoniano, pero que según Dalloni corresponden a la especie *Glyphioceras crenistria*.

La faja carbonífera de la Canal de Izas sigue hacia el E., cruzando el Gállego, ya muy reducida, al S. de Piedrafitá, y continúa en este sentido hasta el puerto de Gavarnie, pasando por la collada de Tendeñera, al N. del pico de este nombre. En todo el largo recorrido desde Candanchú hasta el puerto de Gavarnie, el Carbonífero viene en contacto con la banda cretácea inmediatamente al Sur.

Entre el Gállego y el puerto de Gavarnie aparecen las calizas amigdaloides juntamente con las pizarras y areniscas, estas últimas con algunos restos vegetales. Las calizas contienen en la confluencia del río Otal con el Ara la fauna típica de esta roca, compuesta de *Phillipsia*, *Glyphioceras crenistria*, *Orthoceras* y *Poteriocrinus*.

La vertiente NE. del valle de Pineta está asimismo constituida en gran parte por otro islec carbonífero, compuesto también por los dos niveles que venimos señalando: las pizarras arcillosas y las areniscas micáferas superiores y las calizas amigdaloides o pizarreñas del Dinantense. Estas calizas, en su base, contienen frecuentemente una fauna análoga a la anterior citada.

ZONA DE LOS
MONTES PERDIDOS

Continuando el recorrido de la cordillera hacia el E., existen algunos pequeños afloramientos, que pueden apreciarse en el

-10121
-2101-

mapa y se atribuyen al Carbonífero, que en esta zona oriental sólo se presenta en pequeños retazos.

Sin embargo, al N. y al S. del macizo granítico de la Maladeta, éstos adquieren una mayor importancia, si bien nunca tanta como en la otra extremidad del núcleo paleozoico de la provincia.

Al N., entre las calizas devonianas y marmóreas de los Baños de Benasque y la Peña Blanca, aparece el Carbonífero entre dos estrechas fajas, que ocupan el fondo de otros tantos sinclinales, integrado solamente por pizarras negras ampelíticas y areniscas micáceas que contienen frecuentes restos de *Calamites* y *Sigillaria*.

Frecuentemente se observan en estos niveles señales de metamorfismo, apareciendo las pizarras maclíferas.

Aunque la fauna hallada no es muy típica, la semejanza con los afloramientos situados más al O. induce a Dalloni a atribuir este asomo al Westfaliense. Las calizas dinantenses sólo raramente asoman en algún punto.

Al S. de Sahún se inicia nueva faja de Carbonífero que se dirige hacia el E., alcanzado hasta el límite de la provincia en el Noguera Ribagorzana. Según Schmidt, los picos de Gallinero y Basibé están constituidos por el Carbonífero, que suponemos debe enlazarse con la corrida anterior, y así lo interpretamos en el mapa. Según este autor, el Pico de Basibé está constituido por una cuarcita que atribuye a la base del Carbonífero. El Dinantense está integrado por calizas pizarreñas, sobre las que descansan pizarras y grauwacas del Carbonífero superior con una discordancia de 5° en el buzamiento y 20° en la dirección. Estos niveles no contienen aquí capas de carbón, pero más al E., ya en la provincia de Lérida, aparecen capas de carbón que son objeto de explotación.

Los fósiles hasta ahora conocidos del Carbonífero aragonés no son muy abundantes ni variados, y seguramente un reconocimiento detenido de las distintas zonas aumentaría bastante las especies conocidas. Procediendo de manera análoga a como lo hemos hecho para el Devoniano, agregamos a las listas de fósiles dadas por Dalloni las especies citadas por Schmidt.

ISSN
-10121

CARBONIFERO INFERIOR

- Poteriocrinus crasus* Mill.—Puerto Viejo de Sallent.
Poteriocrinus minutus Roem.—Puerto viejo de Sallent, Pico de Lary.
Poteriocrinus sp.—Aguas Tuertas.
Crinoides.—Fuerte San Antonio, Condiana, Desembocadura del Ara,
Pico de Lary.
Phillipsia brongniarti Fich.—Puerto viejo de Sallent, Pico de Lary.
Phillipsia derbyensis Mart.—Puerto viejo de Sallent.
Phillipsia sp.—Desembocadura del Ara.
Aganides ornatissimus De Kon.—Puerto viejo de Sallent.
Orthoceras giganteum Sow.—Aguas Tuertas y Candanchú, Pico de Lary.
Orthoceras striolatum? Meyer.—Candanchú.
Orthoceras sp.—Condiana, Puerto viejo de Sallent.
Glyphioceras crenistria Phill.—Aguas Tuertas, Candanchú, Condiana,
Puerto viejo de Sallent, Desembocadura del Ara, Pico de Lary.
Glyphioceras asturicum Frech.—Canal Roya.
Glyphioceras malladae Barrois.—Pico de Lary.
Prolecanites henslovi Sow.—Puerto viejo de Sallent.
Prolecanites sp.—Pico de Lary, Desembocadura del Ara.
Pronorites cyclolobus Phill.—Puerto viejo de Sallent.
Pronorites barroisi Karp.—Canal Roya.
Merocanites applanatus Frech.—Canal Roya.
Muensteroceras (Beyrichoceratoides) castletonense Bis.—Canal Roya.
Muensteroceras (Beyrichoceratoides) aff. delicatum.—Canal Roya.
Muensteroceras (Beyrichoceratoides) (Beyrichoceras) cf. hodderense Bis.
Canal Roya.
Muensteroceras (Beyrichoceratoides) (Beyrichoceras) cf. micronotum
Phill.—Canal Roya.
Asterocalamites radiatus Brong.—Puerto de Bujaruelo y Socotor.
Sigillaria sp.—Puerto de Bujaruelo, Socotor.

CARBONIFERO MEDIO Y SUPERIOR

- Martinia* sp.—Canal Roya.
Pustula sp.—Canal Roya.
Orthis sp.—Canal Roya.
Chonetes sp.—Canal Roya.
Helminthochiton sp.—Paso de Izas.
Pterinopecten sp.—Paso de Izas.
Posidonomya sp.—Canal Roya, Paso de Izas.
Macrodon sp.—Canal Roya.
Nuculana bellistriata? Ster.—Paso de Izas.
Discites sp.—Canal Roya.

10101-10121
10101

- Euomphalus* aff. *catilloides* Conr.—Canal Roya.
Pleurotomaria sp.—Canal Roya.
Orthoceras sp.—Canal Roya.
Prenorites sp.—Paso de Izas.
Anthracoceras sp.—Paso de Izas.
Paragastrioceras aff. *josae* Vern.—Puerto de Somport.
Pronorites aff. *cyclolobus* Phill.—Canal Roya.
Proshumardites sp.—Canal Roya, Puerto de Somport.
Gastrioceras n. sp.—Canal Roya, Paso de Izas.
Syringodendron sp.—Condiana.
Sphenopteris obtusiloba Brongn.—Condiana.
Sphenopteris sp.—Paso de Izas.
Neuropteris schlehani Stur.—Condiana, Pazo de Izas.
Neuropteris gigantea Stbg.—Paso de Izas.
Alloiopteris essinghi Pot.—Condiana.
Mariopteris acuta Brongn.—Condiana, Paso de Izas.
Mariopteris cf. *muricata* Schlot.—Condiana.
Calamites suckowi Brongn.—Aguas Tuertas, Paso de Izas.
Calamites suckowi ? Brongn.—Plan de Etangs.
Calamites cf. *cisti* Brongn.—Condiana.
Sigillaria acutellata ? Brongn.—Plan de Etangs.
Sigillaria sp.—Condiana.
Hallonia sp.—Plan de Etangs.

BATOLITOS GRANÍTICOS

Reviste extraordinario interés el estudio de los granitos pirenaicos y sus contactos con las rocas sedimentarias, pues ello ha de dar mucha luz sobre problemas tan debatidos como son los de la edad de estos granitos y los efectos de los plegamientos hercinianos sobre el macizo paleozoico. Pero con ser tan importante este estudio, puede decirse que sólo está esbozado especialmente en cuanto al Pirineo central se refiere.

La zona catalana, aunque también escasamente conocida a este respecto, empieza a ser mejor estudiada, gracias al esfuerzo del grupo de entusiastas geólogos catalanes, pero los macizos graníticos del Pirineo aragonés empiezan a ser conocidos, y ello sólo merced al trabajo, casi heroico, de dos geólogos, Mallada y Dalloni, a quienes debemos casi exclusivamente todo lo que sabemos de estas zonas.

El macizo de los Montes Malditos o de la Maladeta, tan inte-

resante desde el punto de vista turístico, como hidráulico, es el que más ha atraído la atención, aunque dista mucho de ser satisfactorio el conocimiento que de él se tiene; a este conocimiento han contribuido, además de los geólogos citados, De Charpentier, Durocher y Leymerie, entre los extranjeros, y Marín y Sampelayo (P. H.), por los españoles, con unos trabajos inéditos que han tenido la gentileza de poner a nuestra disposición.

De los restantes batolitos graníticos, puede decirse que Mañada ha determinado sus límites y características esenciales y Dalloni ha puntualizado más estos datos, que a continuación resumimos.

PANTICOSA

MACIZO DE PANTICOSA.—Está compuesto predominantemente de granito anfibólico de grano medio, rara vez grueso y casi nunca porfiroide. La ortosa se reemplaza frecuentemente por una plagioclasa. En el Escalar, el granito es de grano fino de ortosa y mica negra; ésta en algunos sitios puede coexistir con el anfíbol.

Son frecuentes los enclaves, y cerca de Panticosa se encuentra la caliza enclavada en el granito, y a su vez dentro de ésta pequeños enclaves de granito.

En los alrededores del batolito existen verdaderos filones de granito en la zona de las pizarras, que son sin duda apófisis de aquél, que se intercalan entre los estratos paleozoicos.

Son muy abundantes los diques, filones y gabarros dentro del granito compuesto de granulitas, pegmatitas, diorita y pórfidos dioríticos y anfibólicos y cuarzo.

En el Picholón se encuentran gabarros de pórfido diorítico color verde oscuro, con cristales blancos de ortosa. En Brazato, el pórfido anfibólico, al microscopio, acusa cristales de feldespato entre grandes aglomeraciones de clorita y agujas de anfíbol de color castaño. En esta misma zona aparece la diorita de color verde muy oscuro en nudos y diques. En Bachimaña el pórfido piroxénico, el microscopio, acusa piroxeno de color violeta subido, entre cristales de feldespato triclinico, envueltos por clorita con partículas de epidota y cristales cúbicos de hierro magnético.

FRONDELLA

Al N. de este macizo, y ya casi en la frontera, aparece el de la Frondella, que forma parte del extenso macizo francés de

Cauterets. Está constituido por granito de las mismas características que el de Panticosa, con el que debe unirse en profundidad, y está atravesado por infinidad de diques y filones, existiendo además gran cantidad de enclaves.

El macizo granítico de Panticosa está rodeado casi totalmente por el Devoniano, pero existen también pizarras de *Calamites* y calizas carboníferas en el alto valle del Ara, que han sido metamorfozadas por el granito. Teniendo en cuenta que el macizo de Cauterets metamorfiza también el Dinantense francés, se puede concluir que la edad de estos granitos es post-dinantense.

EDAD

GRANITO DE BIELSA.—Este batolito se extiende al N. de Bielsa por el alto valle del Cinca y alcanza por el E. hasta el valle de Gistain, en contacto por el N. con el Siluriano y recubierto por el S., en mayor o menor extensión, por el Permo-Trías.

BIELSA

Este macizo está integrado en su mayor parte por granito anfibólico, con grandes cristales de cuarzo y medianos de ortosa. A veces la roca es de grano más fino, pero los grandes cristales de anfíbol le dan aspecto porfiroide. La coloración del granito suele ser bastante oscura, debido a la abundancia de mica negra o algo verdosa. En Barleto (Mallada, 149) existe una variedad en la que el feldespato es verde con la apariencia de petrosilex. el cuarzo blanco o grisáceo es poco abundante y la mica de escaso brillo, de color rojo bronceado o rojo granate. Examinado al microscopio, se ve la mica muy descompuesta en óxido férrico; el feldespato, también descompuesto, aparece filamentoso, y el cuarzo contiene algunas inclusiones.

COMPOSICIÓN

Son frecuentes los enclaves en el granito, en regiones apartadas de los contactos. Al N. de Parzán, un paquete de pizarras silurianas muy metamorfozadas aparece englobado en el granito, y en la mina de hierro de Mener se encuentran masas de caliza enclavada en un granito de grano fino.

En cuanto a la edad de esta masa granítica, en su mayor parte sólo está en contacto con el Siluriano, al que ha metamorfozado; pero en la extremidad NO. existe Devoniano también afectado y, por lo tanto, sólo puede decirse que es posterior a estos terrenos. En varios sitios, en los alrededores de Cao (Dalloni, 52), la arenisca roja del Permotrias, en contacto con el

EDAD

granito, presenta un intenso metamorfismo que, según este geólogo, es debido a acciones dinámicas.

POSETS
COMPOSICIÓN

MACIZO DE POSETS.—El granito del macizo llamado de Posets o de Lardana, se extiende desde el valle del Cinqueta y el pico de Montant, en las inmediaciones del límite del batolito antes descrito por el pico de Posets y la collada de Eristé, hasta cerca de Benasque. Su composición y estructura es muy semejante a la del granito de Bielsa; de grano medio y porfiroide en la zona central, con feldespato ortosa blanco que constituye los cuatro octavos de la masa, cuyos cristales llegan hasta 30 milímetros de longitud, y mica negruzca, bronceada y a veces plateada y verdosa.

En la proximidad del contacto con las calizas, el granito es frecuentemente anfibólico, mientras que en la proximidad de las pizarras es normal o sobrecargado de biotita.

En los ibones de Bricia y el pico de Serransó, ofrece la particularidad de cuartearse en grandes lisos hasta de cuatro metros de largo por dos de ancho y 50 a 80 centímetros de espesor.

Los enclaves son muy frecuentes en la zona marginal, tanto de calizas y pizarras en el granito, como inversamente, de éste en las rocas sedimentarias de la aureola.

Son muy frecuentes los filones y diques atravesando la masa granítica, tanto en su parte central como en los bordes. El cuarzo, la pegmatita y la granulita se encuentran en muchos puntos. Según Mallada, los diques porfídicos son también muy frecuentes, tanto dentro de la masa granítica como fuera de ella.

EDAD

Este macizo se halla en contacto únicamente con formaciones silurianas y devonianas, apareciendo ambas metamorfozadas, por lo que su edad es también post-devoniana.

MAUPÁS
COMPOSICIÓN

MACIZO DE MAUPÁS.—Este se encuentra a caballo sobre la frontera, al NE. del anterior, y en su mayor parte se extiende por terreno francés. El granito es casi todo porfiroide, conservando ésta estructura hasta el mismo borde del macizo, sin más variación que una pequeña disminución en el tamaño de los cristales.

Los cristales de ortosa, siempre con la macla de Carlsbad, llegan a tener un tamaño de siete centímetros.

Los enclaves recíprocos son abundantes y de grandes proporciones, especialmente en el lado francés, y cerca del borde se ve a las calizas alternando con el granito como interestratificadas.

Los diques y filones de características análogas a las descritas son también frecuentes.

El macizo de Maupás metamorfiza los estratos del Devoniano medio y, por lo tanto, es posterior a este nivel.

MACIZO DE LOS MONTES MALDITOS.—Con mucho, es éste el más importante de los afloramientos graníticos de la provincia, no sólo por su extensión sino por su altura, pues en él se encuentran las cotas más elevadas del Pirineo, como son los picos de Aneto y la Maladeta, con 3.404 y 3.312 metros respectivamente.

MONTES MALDITOS

Se extiende entre los ríos Esera y Noguera Ribagorzana, continuando en la provincia de Lérida otro tanto, y con sus agrestes cumbres, sus heleros y su gran cantidad de ibones, a veces hundidos en profundos conos, este macizo encierra una infinidad de paisajes de una belleza impresionante y sobrecogedora.

En la parte central del macizo el granito es de textura porfiróide, con grandes cristales de ortosa, semejante al del inmediato afloramiento del Maupás, si bien aquí no se observan cristales de tamaño tan grande. En las vertientes del Aneto tiene estas características, con abundancia de feldespatos y escasez de cuarzo y con mica negra, bronceada y a veces plateada (Mallada).

COMPOSICIÓN

A veces suele presentar aspecto estratiforme, con lisos orientados al ONO. y buzamiento al NNE.

Hacia los bordes del macizo el granito es con frecuencia anfibólico con agujas de anfíbol de dos a cinco milímetros de longitud. La biotita es también abundante, especialmente en la proximidad del contacto con las pizarras. El granito de dos micas ocupa a veces un lugar intermedio entre los dos tipos citados.

El batolito está rodeado de una aureola granitizada, pasándose insensiblemente de aquél a las rocas sedimentarias por todas las fases del metamorfismo. También son frecuentes los enclaves de calizas y pizarras en la zona externa del macizo, a veces de volumen importante, y los diques y filones de los materiales citados en las otras zonas, atraviesan frecuentemente el granito, conteniendo minerales tales como la turmalina, en masas bastante grandes, apatito, etc.

Los Montes Malditos aparecen rodeados por estratos paleozoicos silurianos y devonianos principalmente, pero en la zona norte existen también pizarras westfalienses con *Calamites* en los Planes de los Estanques, e igualmente se encuentra el Carbonífero en el valle de Arán, en la vecina provincia de Lérida.

En el pico de Cerler, situado al S. de este pueblo, asoma un pórfido anfíbolífero, constituido por una pasta feldespática, gris clara, con algunas agujas de anfíbol negruzco y hojuelas de mica, con aspecto estratiforme, que llamó la atención del geólogo Schmidt. Este afloramiento se enlaza por medio de varios diques con otro análogo, aunque menor, situado al O. de Eriste.

EDAD

Los estratos silurianos y devonianos, en contacto con el batolito granítico, han sido metamorfizados, e igualmente las pizarras carboníferas de los Planos de los Estanques, pues según Dalloni, éstas son maclíferas y micáceas en aquella zona, si bien las cuarcitas no presentan señales de metamorfismo. Por lo tanto, la edad de este macizo es posterior al Carbonífero medio.

Edad de los granitos

El problema de la edad de los granitos de Huesca y en general del Pirineo es de gran interés, pero como se ve por lo que venimos exponiendo, dista mucho de estar resuelto.

En nuestro trabajo sobre la provincia de Lérida (7) expusimos ya el estado en que se hallaba el estudio de la cuestión, y en éste poco o nada nuevo cabe añadir a lo allí dicho, pues el Pirineo central está menos estudiado que el oriental.

Por lo que ahora sabemos del núcleo paleozoico del Pirineo aragonés, los macizos graníticos de Panticosa y los Montes Malditos metamorfizan al Carbonífero medio, pero el resto de los plutones no tienen en contacto estratos posteriores al Devoniano y, por lo tanto, sólo puede decirse que son posteriores a este terreno, puesto que sus estratos han sufrido la acción metamórfica.

El resto del Carbonífero conocido está en zonas alejadas de los granitos y no nos sirve para la fijación de la edad de éstos.

La analogía y proximidad de algunas manchas, induce a suponer su coetaneidad y, siguiendo a Dalloni, nos inclinamos a

creer que todas ellas corresponden a la misma venida magmática y que, por lo tanto, son de edad asturiana, coincidiendo con el paroxismo del movimiento paleozoico más intenso que registra el Pirineo y cuya consecuencia ha debido ser.

No obstante, como decimos antes, el problema está todavía sin resolver y sería de gran interés realizar un detenido estudio petrográfico y químico de los granitos, que permitiera deducir las posibles relaciones entre unas manchas y otras, y al mismo tiempo estudiar las aureolas de estos macizos para conocer los efectos metamórficos y la edad de los distintos estratos afectados, comprobando la existencia de niveles carboníferos metamorfizados.

PERMIANO Y TRIÁSICO

Permotrías

El macizo paleozoico está separado del secundario que se extiende al S. en algunas zonas por una formación potente de areniscas rojas y conglomerados que ha sido atribuída por unos autores al Permiano y por otros al Buntersandstein, hasta que el hallazgo de una flora permiana en Cataluña, en el Pallaresa, permitió a Dalloni (59) atribuir la parte inferior de la formación a aquel terreno, mientras que la parte superior la incluyó en el Buntsandstein, también por haber encontrado en ella *Equisetites arenaceus*.

Desde entonces los geólogos se han interesado en separar estos dos terrenos, señalando cambios litológicos y pequeñas discordancias en las que han basado algunos una diferenciación, pero como ello no es categórico, ni posible en la mayoría de los sitios, se suele englobar a estas dos formaciones bajo la denominación de Permotrías, criterio que también hemos adoptado nosotros en nuestra descripción de la provincia de Lérida (7).

El Permotrías del Pirineo catalán, con análogas características, se adentra en la provincia de Huesca, pero en ella no se ha encontrado hasta la fecha ningún resto fósil que permita la

atribución paleontológica, pero la identidad de facies nos induce a conservar la misma denominación.

Dalloni (59) lo considera Permiano, pero supone que en la zona oriental próxima a la provincia de Lérida los niveles superiores deben ser ya triásicos.

COMPOSICIÓN

Esta formación está compuesta en la base por una serie de pudingas muy duras, de cemento silíceo y cantos generalmente bastante rodados, de calizas amigdaloides, griottas y cuarzo, muy abundante este último. Los cantos de granito son muy escasos, según Dalloni, y algunos autores niegan su existencia. Existen algunas intercalaciones de areniscas y arkosas.

Las pudingas, hacia la parte alta pasan a areniscas de color rojo ladrillo, o en algún caso verde, que constituyen el paquete medio de la formación, aunque persisten en todo el espesor de ella. Con éstas alternan algunos niveles de psamitas micáceas, areniscosas y pudingas.

La parte alta del Permotriás está compuesta por pizarras y margas pizarreñas de color dominante rojo, con algunos niveles verdes o blanquecinos. En la parte media o alta se intercalan a veces varios bancos delgados de caliza dolomítica gris o amarillenta.

El Permotriás, aunque frecuentemente muy plegado y laminado entre el Paleozoico y el Cretáceo, tiene una potencia considerable que llega hasta los 1.000 metros y casi siempre se aprecia una leve discordancia entre él y los terrenos más antiguos. Pero en la provincia de Lérida suele aparecer concordante sobre el Estefanense y discordante sobre los terrenos más antiguos.

DISTRIBUCIÓN

Al O. de la provincia aparece el Permotriás en la parte alta del valle de Hecho, buzando al S. y ocultándose bajo el Cretáceo. Recubre discordantemente al Carbonífero del arroyo de Cherito y constituye la vertiente izquierda del barranco de Aguas Tueras hasta el Lachar, extendiéndose después por ambas vertientes. Está compuesto por los conglomerados, areniscas y margas rojas, todo ello muy trastornado. Esta mancha se continúa por Francia y reaparece en Somport sobre las calizas devonianas del Tobazo y continúa hacia el E. atravesando la Canal Roya. En Somport, entre las margas y areniscas aparecen varios bancos de caliza dolomítica.

El Permotriás llega hasta la cabecera del Gállego, en donde

1810121
10101

otro dique andesítico lo separa del Carbonífero, desapareciendo aquél para no presentarse de nuevo hasta la cabecera del valle de Pineta, en un pequeño asomo, y en el valle de Bielsa. Aquí descansa sobre el granito y más raramente sobre el Carbonífero, y se compone de conglomerados de cantos de cuarzo, calizas, pizarras y cuarcitas, y algunos raros cantos de granito (Dalloni). Encima siguen las areniscas rojas y las margas pizarreñas.

Otra faja de Permotrias de análogas características se extiende al S. de Sahún y del pico Gallinero, continuándose por la provincia de Lérida.

En el alto valle de Aguas Tuertas, el río corre mansamente en innumerables meandros, hasta alcanzar la angostura existente en el punto denominado Lachar de Aguas Tuertas, a partir de donde se despeña en cascadas por entre grandes torren-
terras.

AGUAS TUERTAS

La citada angostura tiene dos escotaduras, por la más baja de las cuales se escapa el río, y vienen separadas por un montículo que se levanta en escalinata o imitando un castillo, de donde proviene el nombre de Lachar o Achar.

Esta roca, de curioso aspecto, ha llamado de antiguo la atención de los geólogos, y Mallada ya la describe con bastante minuciosidad, considerándola como un pórfido epidotífero.

Según este ilustre geólogo, es una roca estratiforme, de color gris claro, ligeramente azulado, verdoso y violado, fraccionándose en trozos poliédricos y tabulares muy tenaces, de fractura concoidea. Es una roca en que abunda el feldespató y el olivino, y describe seis variedades de ella, todas procedentes del pequeño asomo del Lachar. Existen afloramientos análogos en el pico de la Anayet, el valle de Tena, el pico Batzaruelo, el arroyo Colivilla, etc.

Dalloni considera esta roca como una andesita, por su similitud con otra descrita por Bresson, procedente del pico Midi d'Ossau.

Entre el material inédito que el señor Sampelayo ha tenido la gentileza de poner a nuestra disposición figura un estudio del valle de Aguas Tuertas, en el que señala la presencia en el Lachar de Aguas Tuertas de una roca porfídica muy curiosa, que estudiada al microscopio resulta formada por elementos detríticos gruesos, casi calibrados, mezclados con otros mucho meno-

res en número, pero bastante mayores en tamaño. Estos elementos, en su mayoría cuarzosos, simulan una textura de roca eruptiva porfídica, pero litológicamente la roca ha de considerarse como una cuarcita porfídica, que se inclina a atribuir al Devoniano inferior. Se descompone en paralelepípedos regulares por tres series de fallas paralelas, que dan un aspecto muy singular a la roca, sobre cuyos trozos se fijan abundantes líquenes.

Según Dalloni, las andesitas del Lachar de Aguas Tuertas, así como los otros diques eruptivos señalados, se presentan siempre entre el Carbonífero y el Permotrias, posición análoga a la que ocupan las porfiritas estudiadas por Boissevain en Plá de San Tirs (Lérida), lo cual nos induce a suponer para todas estas rocas edad y origen semejantes.

Muschelkalk

Las areniscas y conglomerados del Permotrias quedan confinados al límite S. de la masa paleozoica, constituyendo frecuentemente la separación entre ésta y el Secundario.

En la mitad occidental del Pirineo aragonés, faltan los núcleos superiores a estas areniscas, hasta al Cretáceo superior, pero al E. del Monte Perdido, a partir de Espierba, en el valle de Pineta, aparece el Triás medio y superior, primero en retazos aislados y más adelante en una banda continua que se extiende al S. del Permotrias y se continúa por la provincia de Lérida.

En diversos puntos de la faja cretácea y más al S., en la cadena de las sierras centrales que atraviesa de parte a parte la provincia, aparece el Triás en los ejes de los anticlinales o en las fallas, pero ya nunca viene acompañado por las areniscas.

Es muy difícil estudiar la estratigrafía de estos dos pisos, que vienen casi siempre juntos y caóticamente revueltos, asomando los pitones calizos del Muschelkalk en medio de las margas abigarradas del Keuper y sólo en los afloramientos más septentrionales, en donde aparece en contacto con las areniscas, es la tectónica algo menos compleja, aunque siempre lo suficiente para no poder establecer una estratigrafía detallada.

El Muschelkalk, como ocurre en todo el Pirineo, es eminente-

101-
-10121

temente calizo y está constituido por gruesos bancos de calizas azoicas con facetas, de color gris oscuro, a veces dolomíticas y casi constantemente fétidas a la percusión. Sobre ellas descansa otra serie de calizas tableadas, de color gris claro o amarillento, alternando con algún nivel de margas grises. No es raro encontrar estas placas calizas en algunos niveles, totalmente recubiertos de una fauna gregaria compuesta principalmente de lamelibranquios y gasterópodos. Este piso es, pues, netamente marino.

Keuper

El Keuper ofrece también en toda la provincia su aspecto típico lacustre, y se compone de margas y arcillas de varios colores, pero con un gran predominio del color rojo, aunque también son verdes o violetas y más raramente blanquecinas. Estas margas rojas casi constantemente vienen acompañadas de abundante yeso, negro, rojo, gris o blanco, compacto o fibroso y frecuentemente están atravesadas por erupciones ofíticas. También es frecuente hallar jacintos de Compostela.

COMPOSICIÓN

En los niveles superiores suelen intercalarse calizas dolomíticas, tableadas, en tránsito a carniolas.

El afloramiento más septentrional de Trías medio y superior, se encuentra en el valle de Pineta, en el pueblo de Espierba, en donde aparecen las margas rojas con yesos y algunos niveles de calizas tableadas y carniolas, todo ello muy trastornado y comprimido entre el Cretáceo y el Carbonífero.

SIERRAS
INTERIORES

En la zona de Salinas de Sin, Sin y Serveto, el Trías aparece con un mayor desarrollo compuesto por calizas de color gris claro o amarillo, margas pizarreñas grises, calizas dolomíticas y carniolas amarillas. Todo ello aflora en medio de las margas rojas con abundante yeso rojo, jacintos de Compostela (Serveto) y sal gema (Sin). En estos dos pueblos asoman sendos pitones de ofitas y en Salinas de Sin, como su nombre indica, existe un manantial salino.

En la zona de Plan al collado de Sahún, aparece también el Trías con las margas rojas yesíferas y las calizas tabulares, todo ello muy animado y ya en contacto con las areniscas permo-

triásicas. Más al E., en Castejón de Sos y Bisaurri, se inicia otra faja triásica de calizas tableadas y margas variadas con abundante yeso y ofitas que se interpone entre el Permotriás y el Cretáceo.

Al S. de esta faja aparecen otras de idéntica composición, en la zona de San Felú-Espés, y en Santorens, en el Noguera, surgen en un anticlinal las margas del Keuper, atravesadas por varios apuntamientos ofíticos y acompañadas de calizas tableadas amarillas que en Aulet contienen abundantes *Natica gregaria* (Dalloni).

SIERRAS
EXTERIORES

La cordillera central, con su núcleo secundario, viene toda ella jalonada por los asomos triásicos que aparecen en los ejes de los anticlinales por efecto de la erosión, o en los pliegues-falla.

Así se inicia el Triás en Salinas de Jaca, en donde aparece entre las calizas cretáceas compuesto de margas irisadas yesíferas y salíferas y calizas compactas y pizarreñas, fosilíferas según Mallada.

Más al E. aparece de nuevo el Triás en las márgenes del Gállego, entre La Peña y Riglos, con sus margas rojas y lentejones de yeso.

Por cierto que cumple aquí hacer una pequeña rectificación al trabajo de Dalloni, en honor de nuestro ilustre geólogo don Lucas Mallada, pues aquél, siempre muy meticoloso en la reunión de datos anteriores, dice en la página 169 de su trabajo sobre Huesca (57), que hasta entonces nadie había señalado el Triás en las orillas del Gállego, habiéndosele escapado el dato de Mallada (149), quien en su página 254 cita en este preciso sitio las margas y arcillas yesosas del Triás, en el cauce del río, cubiertas por el Cretáceo.

El Triás, compuesto por calizas tableadas claras, calizas grises en bancos más gruesos y margas versicolores con yesos, se continúa más o menos laminado, hacia el E., por las sierras de Loarre y Gratal, cortándolo los diferentes ríos que nacen en estas sierras, hasta el Guatizalema. Las calizas tableadas son fosilíferas en algunos puntos; así Dalloni cita en la sierra de Loarre bivalvos (*Myophoria*) y al N. de Nueno, en el sendero de Arguis:

Posidonomya minuta Alb.
Nucula gregarea Munster.
Natica gregarea Schlot.
Fucoides.

En la sierra de Guara, ocupa el Triás el eje del anticlinal cretáceo, pero sólo aflora, por efecto de la erosión, en sus dos extremos: al O. en el río Guatizalema y al E. en la Chasa de Rodellar.

Después de una interrupción vuelven a aparecer las margas del Keuper acompañadas de las calizas del Muschelkalk, en una mancha grande que se extiende de Naval hasta Hoz de Barbastro. En ella las calizas, en posición próxima a la vertical, asoman sus crestones en diversos puntos, como acontece en Hoz de Naval, en donde los niveles más tableados contienen fauna gregaria, en Naval de *Posidonomya minuta* y en la carretera de Hoz a la del río Cinca hemos encontrado nosotros *Omphalotycha gregaria* Schl. y *Myophoriopsis gregaria* Münt.

En esta mancha surge un manantial salino que se explota, en Salinas de la Hoz.

Más al N. aparece otra mancha también importante en Clamosa, Salinas y Trillo. En ella, el Muschelkalk, que aparece en extensiones bastante grandes, ofrece la particularidad de que las calizas tableadas en la confluencia del Esera, Sosis y Cinca tienen una impregnación bituminosa bastante importante. En las margas rojas del Keuper hay varios asomos de ofitas, alguno de ellos muy importante, y un manantial salino en Salinas.

En el Grado se inicia otro importante manchón triásico que se extiende por la sierra de Estadilla hasta el Noguera, compuesto como siempre por las margas rojas y las calizas tableadas. Estas, en Estopiñán, cerca del molino, contienen:

Posidonomya minuta Alb.
Nucula gregarea Munster.
Myophoria.
Arca triasina ? Roemer.
Natica gregarea Munster.

Las margas albergan un manantial salado en Agualiu y

10421

muchos apuntamientos ofíticos, en algunos de los cuales se determinó una especie mineral denominada aerinita.

Otras manchas triásicas aparecen en Estadilla (donde existe un manantial salino), Calasanz y en las orillas del Noguera, estas últimas continuándose por la provincia de Lérida.

OFITAS

Mallada hizo una minuciosa reseña de los afloramientos de estas rocas eruptivas, que salpican las manchas de Triás. Designaba como ofitas a todas las rocas granudas con silicatos más o menos magnesianos, que tuvieran como componentes esenciales feldespato plagioclasa en cristales o en masa, clorita abundante y piroxeno negruzco. Se reconocen, sin embargo, grandes variantes a esta composición: tal la roca que aparece en el Triás, entre la Peña del Mediodía y Cotiella, a la que Mallada califica de diorita y que contiene feldespato muy escaso y gran abundancia de anfíbol color verde botella. Por el contrario, en las sierras meridionales, en Alins, hay ofitas, analizadas por Michel-Levy, en las que se registra labrador muy abundante, con grandes maclas de piroxeno transformado en dialaga, algunos granos de serpentina y un poco de clorita.

A todas estas rocas acompaña una serie de minerales típicos, como la aerinita, la prehnita, etc., y otros productos que resultan de la alteración de los elementos componentes de la ofita, tales como la augita uralitizada, el diapiro procedente de la transformación de la plagioclasa, etc.

Las ofitas se presentan en las sierras marginales adosadas a la zona axial, pero no aparecen al O. del valle de Pineta, puesto que el Triás, del cual son solidarias, no existe en ese sector occidental. Pero ya desde el flanco N. del citado valle, donde se muestra el Triásico asociado a las ofitas, los afloramientos de estas rocas son muy numerosos hacia el E. en zonas tales como las de Sin, Las Paúles, Santorens, etc. En las sierras meridionales se inicia la aparición de las ofitas en la Sierra de Guara y continúa después con abundantes apuntamientos, entre el Cinca y el Noguera Ribagorzana, en las manchas triásicas de Clamosa, El Grado, Estadilla, Aguinaliu, Alins, etc.

La edad de estas rocas, problema tan discutido antaño, no parece ofrecer dudas; se estima en general, que puesto que solamente atraviesan terrenos triásicos son posteriores a los depósitos del Keuper y anteriores, según opinión de Dalloni, a la transgresión charmutiense.

LIÁSICO Y JURÁSICO

Retiense

El Retiense y el Lías inferior que, en la opinión de Dalloni, no se pueden diferenciar en la serie que sigue estratigráficamente al Keuper, vienen representados, según Misch, por un nivel equivalente al de las carniolas.

En las sierras marginales septentrionales tal nivel aparecería claramente definido, ya que no ha sido afectado por la violenta tectónica del Trías, por incluirse en la base de la masa jurásica. En la zona al N. de Pont de Suert constaría de unos 50 metros de calizas compactas, parcialmente dolomíticas, bien estratificadas, de color gris oscuro, a las que se superpone el Lías medio fosilífero. En la región del Isábena acompañan a estas calizas otras grises en placas parecidas a las del Muschelkalk y, eventualmente (Sierra Chía), unos bancos delgados muy característicos de caliza margosa grisblancuzca. Este horizonte retiense se extingue al O. del Esera.

En las sierras subpirenaicas sólo puede registrarse este tramo en la Sierra de Mongay, en Monfalcó, con una serie caliza dolomítica, acompañada de calizas litográficas típicas de fina estratificación, grises, rojizas o violetas, y de calizas negras en placas, muy bituminosas. Es de notar que en este conjunto retiense no existen las características intercalaciones de yeso que constituían el techo de las carniolas en la zona de Camarasa y que fueron mencionadas en la descripción de este nivel en la Memoria de Lérida.

Liásico

Para Mallada, la prolongada faja liásica que cruza, con señalada continuidad, el N. de la provincia de Lérida entre el Llobregat y el Noguera Ribagorzana, se interrumpía al llegar a este río y no penetraba, por tanto, en la provincia de Huesca, pero Dalloni demostró que el Lías alcanzaba, en retazos aislados, hasta el río Esera. En las sierras meridionales el Liásico está totalmente ausente y sólo empieza a registrarse junto al Noguera Ribagorzana, en el Montsech aragonés.

Su composición es en todas partes muy uniforme: las calizas dolomíticas del Infralías y Lías inferior pasan gradualmente a calizas de color amarillo claro con *Belemnites* y algunos políperos, a las que siguen margas pizarreñas negruzcas, alternantes con calizas margosas oscuras cuajadas de fósiles. En este nivel fosilífero Dalloni recogió abundantes especies de cefalópodos, de braquiópodos y algunos ejemplares de *Pecten*, *Ostrea* y *Pentacrinus*. A continuación reproducimos sus listas, correspondientes a las manchas liásicas de Castarnés, del Turbón, de la Sierra de Chía y de Monfalcó, en la Sierra de Mongay.

El espesor del Lías se cifra en unos 50 metros.

Jurásico

El Jurásico viene representado, asimismo, por una serie notablemente uniforme en todo el ámbito pirenaico. Consiste en un conjunto de dolomías y calizas dolomíticas intercaladas, negruzcas, a veces brechosas y con vetas de calcita, fétidas al golpe del martillo y de estratificación imperfecta. No se encuentran en ellas fósiles, pero por su posición stratigráfica han sido referidas constantemente al Dogger (Bajocense, según Dalloni). Reposan, en efecto, concordantes sobre el Lías superior y forman su techo las calizas urgo-aptenses, a las que pasan a veces en tránsito gradual.

En la Sierra de Montsech se sitúan encima de estas dolomías negruzcas unos 100 metros de calizas litográficas muy ricas en fósiles, en las que Vidal recogió una flora y una fauna (compues-

-10121
1919

ta de reptiles, peces e insectos) pertenecientes al Kimmerid-gense. Fuera de esta zona, sin embargo, no es dable señalar el Malm.

Es sabido que a las dolomías jurásicas suceden frecuentemente en los Pirineos las bauxitas, lo que parece señalar una etapa de emersión y meteorización subsiguiente a los sedimentos del Dogger. Es probable, pues, que los depósitos del Jurásico medio alcanzasen una extensión mucho mayor que la actual y que en la fase de emersión anterior a la transgresión del Infracretáceo la erosión los redujera considerablemente.

La potencia de estos depósitos no excede de los 100 metros.

Dalloni cita únicamente dos fósiles de estas calizas negras y azoicas del Dogger—el *Belemnites canaliculatus* Schloth., y la *Terebratula perovalis* Sow.—recogidos en la Sierra de Chía, en el Cerro de Miraveto y en Monfalcó, en la Sierra de Mongay.

Damos a continuación una lista de fósiles liásicos y jurásicos citados en la provincia.

LIASICO

PALEONTOLOGÍA

- Pentacrinus basaltiformis* Mill.—Castañer.
Serpula subfilaria Desl.—Castañer, Turbón.
Spiriferina rostrata Ziet.—Castañer, Sierra de Chía, Montsech.
Rhynchonella meridionalis Desl.—Castañer, Sierra Chía, Montsech.
Rhynchonella cynocephala Ricf.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Rhynchonella variabilis Schl.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Rhynchonella rimosa Quens.—Castañer, Turbón, Montsech.
Rhynchonella tetraedra Sow.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Rhynchonella lycetti Schl.—Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Rhynchonella quadriplicata Quenst.—Turbón, Montsech.
Zeilleria subnumismalis Dav.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Aulacothyris resupinata Sow.—Castañer, Turbón, Montsech.
Terebratula punctata Sow.—Castañer, Turbón, Montsech.
Terebratula subpunctata Dav.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Terebratula jauberti Desl.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Terebratula subovoides Pict.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.

134001
-10121

- Terebratella crassicosta* Leym.—Curés.
Lucina sp.—Sierra de Chía.
Mytilus sp.—Montsech.
Pholadomya sp.—Sierra de Chía.
Trigonia sp.—Castañer, Sierra de Chía, Montsech.
Plicatula spinosa, Sow.—Castañer.
Gryphaea maccullochi Murch.—Castañer, Sierra de Chía.
Alectryonia sp.—Sierra de Chía.
Ostrea sportella Dum.—Montsech.
Ostrea sp.—Castañer.
Pseudopecten aequivalvis Sow.—Castañer, Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Pecten personatus Gold.—Castañer.
Pecten velatus Gold.—Castañer.
Pecten priscus Schlot.—Turbón.
Chlamys textorius Schlot.—Turbón, Sierra de Chía.
Lima sp.—Castañer, Montsech.
Lima gigantea? Sow.—Turbón.
Pleurotomaria sp.—Castañer, Turbón.
Nautilus sp.—Turbón.
Harpoceras radians Schlot.—Castañer.
Ludwigia aalense, Ziet.—Castañer, Turbón, Montsech.
Hildoceras bifrons, Brug.—Turbón, Sierra de Chía, Montsech.
Grammoceras radians Schlot.—Turbón, Montsech.
Grammoceras thouarsense d'Orb.—Turbón.
Amaltheus spinatus Sow.—Castañer, Montsech.
Hecticoceras normanni d'Orb.—Turbón.
Dactylioceras commune Sow.—Sierra de Chía.
Dactylioceras annulatus Sow.—Montsech.
Megateuthis tripartitus Schlot.—Castañer, Turbón, Montsech.

BAJOCENSE

- Terebratula perovalis* Sow.—Sierra de Chía, Montsech.
Belemnites canaliculatus Schl.—Sierra de Chía, Castañer.

CRETÁCEO

Eocretáceo

Viene notablemente representado este terreno en las sierras marginales septentrionales, entre el Noguera Ribagorzana y el Esera. Al O. de este último río parecen extinguirse los depósitos

-10121

S. 101
: 3101

del Cretáceo inferior, mientras que el Cenomanense, que, de acuerdo con el criterio de Misch, vamos a estudiar conjuntamente con aquéllos, avanza hasta la zona de Cotiella.

Falta en absoluto el Cretáceo inferior en las sierras meridionales, en las que los sedimentos cretáceos que jalonan los ejes de los anticlinales arrancan del Senonense. Sólo se puede señalar en el E. de la provincia, en la parte N. de la Sierra de Montsech, a partir de la cual se extingue rápidamente en dirección oeste.

Los depósitos cretáceos se inician en el Urgo-aptense, consistentes en calizas grisazuladas, de unos 200 metros de potencia, con Rudistos, Ostreas y Orbitolinas. En la parte superior de este piso aparece, a veces, una abundante fauna coralina.

GENERALIDADES

Inmediatamente superiores a estos sedimentos del Aptense inferior se muestran unas calizas margosas oscuras con *Exogyra aquila*, *Belemnites semicanaliculatus*, *Panopaea plicata* y numerosos braquiópodos. Con este horizonte fosilífero se inicia el Aptense superior. Le sucede un conjunto de margas negras pizarreñas con Briozoarios, Lamelibranquios, la *Orbitolina discoidea* y la *Orbitolina subconcava*. Por encima de éste se sitúa una potente formación, muy constante, de areniscas pardas y calizas margosas pardas con *Orbitolina*. Estas calizas de *Orbitolina* soportan unas veces gran espesor de calizas grises, con bancos teñidos de rojo y amarillo por el óxido de hierro, que contienen una rica fauna de cefalópodos del Gault superior, y otras unas calizas zoogenas, de color gris claro, con *Toucasia*, *Alectryonia* y *Cidaris*. En otros lugares, a las margas negras pizarreñas mencionadas antes se superponen inmediatamente unos bancos de rudistos con *Caprinula boissyi* y *Polyconites verneuli*, que hay que atribuir al Albense. Finalmente, estas calizas con *Rudistos* son sustituidas en otros puntos, como en la Peña de las Cabras, al S. de Castejón de Sos, por calizas margosas grises, que alternan aún con margas negras, en las que Dalloni descubrió una fauna salobre y litoral del Albense.

Corona la serie, situándose unas veces sobre las calizas de *Rudistos* y otras sobre las de *Orbitolinas*, el Cenomanense, representado por margas pizarreñas azuladas o calizas margosas blanquecinas, con bancos nodulosos y glauconíticos, ricos en res-

tos de cefalópodos, braquiópodos, ostreas y, sobre todo, equinidos.

La sucesión descrita pretende dar una idea de los tramos integrantes del conjunto que va del Urgo-aptense al Cenomanense, pero no se encuentra completa en ningún lugar. En algunos cortes característicos que después describiremos, se verá cómo con gran frecuencia faltan uno o varios términos de la misma.

En general, puede afirmarse que el Aptense es bastante constante en su composición y se compone de facies zoogenas y neríticas que denotan un mar poco profundo. El Albense se prolonga más hacia el O. que el Aptense, como corresponde al avance en esa dirección del mar cretáceo, y ostenta facies muy diversas, propias de aguas más profundas. Ya hemos visto incluso que después del nivel de las calizas de *Orbitolina* se presentan bancos con Cefalópodos del Albense superior, que denuncian un mar batial. La transgresión culmina en el Cenomanense, que llega hasta el macizo de Cotiella, recubriendo en concordancia a los tramos anteriores.

Pasemos ahora a describir con más detalle los pisos del Cretáceo inferior y a subrayar algunas de las variaciones que experimenta la serie estratigráfica descrita.

Urgo-aptense

A las dolomías negras del Dogger sucede una serie uniforme de calizas margosas grisazuladas o negroazuladas, en bancos gruesos, que representa el Urgo-aptense. La distinción entre ambos niveles es poco clara e incluso se registra, en algunos puntos, un cambio lateral de facies de las dolomías jurásicas a calizas idénticas a las urgonianas.

Contienen estas formaciones *Toucasia*, *Requienia* y abundantes corales en la parte alta de la serie. Su espesor, que llega a alcanzar un máximo de 500 metros al E. del Noguera Ribagorzana, decrece rápidamente en la provincia de Huesca. En la Sierra de las Aras queda reducido a 50 metros de calizas coralíferas. La serie desaparece rápidamente, acufiándose al llegar al Turbón.

Aptense-Albense-Cenomanense.

Vamos a describir muy brevemente algunos cortes bien es-

tudiados por Misch y Dalloni en la parte NE. de nuestra provincia, que den idea de las modificaciones que puede sufrir la columna estratigráfica de estos terrenos antes expuesta.

Junto al Noguera Ribagorzana, la serie Aptense-Albense aparece muy completa. Así, en el macizo de Buirá, al O. de Pont de Suert, cabe señalar de abajo a arriba:

MACIZO DE BUIRÁ

- 1.º Calizas margosas grises u oscuras, en bancos gruesos, con *Panopaea plicata*, *Exogyra aquila* y muchos braquiópodos. Dalloni cita una abundante fauna de este nivel en la Sierra de las Aras (pág. 208).
- 2.º Margas negras pizarrosas.
- 3.º Calizas con *Orbitolina* de color pardo u oscuro, que suman 70 metros de potencia.
- 4.º Margas del Cenomanense, blanquecinas o grises azuladas, con varios cientos de metros de espesor.

Un poco más al S., en el Barranco de Inglada, nos encontramos con una sucesión análoga, pero faltan las calizas con braquiópodos, de modo que las margas negras con *Orbitolina discoidea* A. Gras se asientan directamente sobre la caliza urgouniana; además, estas margas tienden a reducirse en potencia hacia el E., de suerte que las calizas de *Orbitolina* acaban por estar en contacto inmediatamente con la susodicha caliza urgoaptense.

BARRANCO DE INGLADA

Una mancha más meridional, la de Sopeira, ofrece en la Sierra de Aulet el siguiente corte:

SIERRA DE AULET

- 1.º Margas negras pizarreñas.
- 2.º Calizas de *Orbitolina* con 250 metros de potencia.
- 3.º Calizas semejantes a las anteriores, sin *Orbitolina*, con 150 metros de espesor.
- 4.º Calizas en bancos gruesos, de 700 metros de potencia, de colores rojo y amarillo, que forman la Sierra de Aulet.
- 5.º 150 metros de calizas amarillentas en masa, alternantes con calizas margosas grises.
- 6.º Margas en bancos nodulosos y glauconiosos del Cenomanense. Tiene de particular esta serie el gran espesor

de las calizas de *Orbitolina* en la Sierra de Aulet, espesor que parece atestiguar un profundo hundimiento local de la cuenca sedimentaria del Albense superior.

Al O. de la Sierra de Aulet esta formación caliza disminuye rápidamente su potencia. En esta zona (comarca de Pallerol) y algo más al N., en Santorren, la estratigrafía del Cretáceo inferior se hace extraordinariamente confusa. Una novedad notable es, sin embargo, necesario señalar: la aparición de la arenisca albense bajo las calizas pardas de *Orbitolina*.

BONANSA

El tramo de la arenisca albense se mantiene en las manchas del Cretáceo inferior situadas más al O., como un término característico. Así, en Bonansa, la sucesión señalada es la siguiente:

- 1.º Margas negras con corales y moluscos, de 50 metros de potencia, que descansan sobre la caliza urgo-aptense.
- 2.º 180 metros de areniscas silíceas gruesas de color amarillo claro, que pasan a areniscas finas y calizas pardas de *Orbitolina*. Dalloni señaló en la parte superior de este nivel unas calizas rojas y amarillas ferruginosas que en la selva de Bonansa contenían una rica fauna de cefalópodos del Albense superior.
- 3.º Caliza gris maciza equivalente a las margas cenomanenses del Este.

ESPÉS-GABÁS

Más al O., en la zona de Espés-Gabás, la caliza urgoniana se acuña bajo las margas negras, que contienen capas de lignito, de muy poco espesor, que han sido objeto de explotación. En San Martín se presentan, sobre estas margas negras, según Dalloni, unos bancos delgados de calizas margosas con *Caprinula boissi* y *Polyconites verneuili*, y otros Rudistos que denotan el Albense. A su vez, al S. de Castejón de Sos, descendiendo hacia el Esera, estos bancos de Rudistos soportan unas calizas margosas grises oscuras en las que Dalloni encontró una típica fauna salobre y litoral del Albense.

EOCRETACEO

PALEONTOLOGÍA

- Orbitolina conica* Sow.—San Martín, Gabás.
Orbitolina discoidea Gras.—San Martín, Gabás, Espés, Bonansa, Cirés.
Orbitolina subcincara.—Gabás.
Siphonia rhodaniensis Pic.-Renev.—Cirés, Ballabriga.
Thamnastrea sp.—Cirés.
Synastrea utrillensis Coq.—Cirés.
Phyllocoenia fromenteli Coq.—Ballabriga.
Eugyra interrupta From.—Ballabriga.
Astracoenia sp.—Ballabriga.
Phyllosmilia sp.—Gabás.
Trochosmilia sp.—Gabás.
Parasmilia sp.—Gabás.
Cycloseris sp.—Gabás, Cirés.
Cyclolites sp.—Gabás.
Echinoconus castaneus d'Orb.—Bonansa.
Miotoxaster collegnoi d'Orb.—Cirés, Ballabriga.
Hemiaster aff. *minimum* Desor.—Cirés.
Holaster suborbicularis Ag.—Bonansa.
Holaster bischofi Renev.—Bonansa.
Heteraster oblongus d'Orb.—Ballabriga.
Pseudodiadema sp.—Gabás, Bonansa.
Salenia prestensis Desor.—Ballabriga, Cirés.
Cidaris pyrenaica Cot.—Ballabriga, Gabás, Cirés.
Cidaris vesiculosa Gold.—Bonansa.
Discoidea subuculus Klein.—Bonansa.
Terebratula chrisalis Schl.—Cirés.
Rhynchonella gibbsiana Sow.—Ballabriga, Cirés.
Rhynchonella aturica Leym.—Ballabriga.
Rhynchonella regularis Leym.—Ballabriga.
Rhynchonella lata d'Orb.—Ballabriga.
Rhynchonella deluci Pict.—Bonansa.
Rhynchonella sulcata Park.—Bonansa, Cirés.
Rhynchonella grasi d'Orb.—Bonansa.
Rhynchonella antidichotoma Buv.—Bonansa.
Terebrirostra sp.—Ballabriga, Gabás.
Waldheimia pseudijurensis Leym.—Ballabriga.
Terebratula daphne Coq.—Gabás.
Terebratula dutempleana d'Orb.—Gabás, Ballabriga, Bonansa, Cirés.
Terebratula tamarindus d'Orb.—Ballabriga, Bonansa, Cirés.
Terebratula biplicata Broch.—Ballabriga, Bonansa.
Terebratula sella Sow.—Ballabriga.
Terebratula chloris Coq.—Ballabriga.
Terebratula longella Leym.—Ballabriga, Cirés.
Terebratula squamosa Mant.—Bonansa.

- Serpula filiformis* Sow.—Gabás, Ballabriga.
Serpula cincta? Gold.—Bonansa.
Alectryonia macroptera Sow.—Ballabriga.
Alectryonia milleti d'Orb.—Bonansa.
Exogyra boussingaulti d'Orb.—Cirés, Ballabriga, Gabás.
Exogyra conica Sow.—Cirés.
Exogyra aquila Brong.—Ballabriga.
Exogyra canaliculata d'Orb.—Gabás.
Pecten brevis Nils.—Gabás.
Pecten orbicularis Sow.—Gabás.
Pecten dutemplei d'Orb.—Ballabriga, Bonansa.
Pecten vraconnensis Pic.-Cam.—Bonansa.
Pecten virgatus Nils.—Bonansa.
Neithea aff. *fleuriausi* d'Orb.—Gabás.
Neithea cf. *atava* Roem.—Gabás, Ballabriga, Cirés.
Neithea aff. *aequicostata* d'Orb.—Bonansa.
Spondylus striatus? Gold.—Bonansa.
Plicatula radiola Lmk.—Bonansa.
Lima vraconniensis Pic.-Camp.—Bonansa.
Lima aff. *neocomiensis* d'Orb.—Ballabriga.
Lima aff. *raulini* d'Orb.—Ballabriga.
Lima aff. *orbignya* Math.—Bonansa.
Radiolites cantabricus Douv.—San Martín.
Horiopleura baylei Coq.—San Martín.
Toucasia seunesi Douv.—San Martín, Gabás.
Polyconites verneuili Bayle.—San Martín, Gabás.
Caprinula boissyi d'Orb.—San Martín.
Isocardia sp.—Ballabriga.
Cardium guerangeri d'Orb.—Gabás.
Cardium cottadi d'Orb.—Gabás.
Cardium sp.—Ballabriga.
Trigonia constantii? d'Orb.—Gabás.
Trigonia longa Ag.—Gabás.
Trigonia crenulata Lmk.—Cirés.
Inoceramus concentricus Park.—Bonansa.
Panopea astieri d'Orb.—Gabás.
Panopea robinaldi d'Orb.—Gabás.
Panopea prevosti d'Orb.—Gabás.
Panopea neocomiensis d'Orb.—Gabás.
Panopea plicata Sow.—Ballabriga.
Pinna sp.—Ballabriga.
Perna aff. *pachyderma* Coq.—Gabás.
Pholadomya cornueli d'Orb.—Gabás.
Anomya refulgens? Coq.—Gabás.
Tapes parallela Coq.—Gabás.
Corbula striatula Sow.—Gabás.
Nucula cornueli d'Orb.—Gabás.

10101

-10121

- Modiola lineata* Fit.—Gabás.
- Mytilus aequalis* d'Orb.—Gabás.
- Cyprina* aff. *erviensis* Leym.—Gabás.
- Crassatella* sp.—Gabás.
- Astarte moreausa* d'Orb.—Gabás.
- Astarte numismalis* d'Orb.—Gabás.
- Astarte allobregensis* Pic.-Camp.—Bonansa.
- Astarte triangularis* Coq.—Ballabriga.
- Venus vibrayeana* d'Orb.—Bonansa, Gabás.
- Arca cuvieri* Math.—Gabás.
- Arca bicarinata* Coq.—Ballabriga.
- Arca cottaldina* d'Orb.—Bonansa.
- Arca valdensis* Pic.-Camp.—Bonansa.
- Protocardium hillanum* Sow.—Gabás.
- Protocardium* aff. *bidorsatum* Coq.—Gabás.
- Stomatia ornatisima* Coq.—Gabás.
- Pleurotomaria rutimeyeri*? Pict.—Bonansa.
- Pleurotomaria matheroni* d'Orb.—Bonansa.
- Pleurotomaria lima* d'Orb.—Bonansa.
- Triton* sp.—Ballabriga.
- Voluta* sp.—Gabás.
- Rostellaria parkinsoni* Sow.—Gabás.
- Scalaria* n. sp.?—Bonansa.
- Fusus absconditus* Coq.—Gabás.
- Fusus ornatus* d'Orb.—Bonansa.
- Turritella vibrayeana* d'Orb.—Bonansa.
- Turritella raulini* d'Orb.—Bonansa.
- Turritella hugardi*? d'Orb.—Bonansa.
- Turritella renauxi* d'Orb.—Gabás.
- Turritella* aff. *elegantissima* Rep.—Gabás.
- Cerithium* gr. *peregrinorum* d'Orb.—Bonansa.
- Cerithium mosense* Buv.—Bonansa.
- Nerinea gaultica* Pic.-Camp.—Bonansa.
- Nerinea* aff. *pulchella* d'Orb.—Bonansa.
- Glauconia* n. sp.—Gabás.
- Tylostoma gaultica* Pic.-Camp.—Bonansa.
- Tylostoma rochati* d'Orb.—Gabás.
- Natica* aff. *collalbae* Land.—Gabás.
- Natica rotundata* Sow.—Ballabriga.
- Nautilus fleuriani* d'Orb.—Bonansa.
- Nautilus clementius* d'Orb.—Bonansa.
- Toxoceras* cf. *annularis* d'Orb.—Bonansa.
- Hamites virgulatus* Brong.—Bonansa.
- Hamites raulini* d'Orb.—Bonansa.
- Anisoceras armatus* Sow.—Bonansa.

Ancyloceras blancheti Pic.-Renev.—Bonansa.
Turrilites bergeri Brong.—Bonansa.
Turrilites puzosi d'Orb.—Bonansa.
Turrilites tuberculatus Bosc.—Bonansa.
Raculites baculoides Mant.—Bonansa.
Desmoceras (Uhligella) convergens ? Jacob.—Bonansa.
Phylloceras velledae Mich.—Bonansa.
Phylloceras aff. *rouyanus* d'Orb.—Bonansa.
Lytoceras (Gaudriceras) docei Fall.—Bonansa.
Hoplites (Parahoplites) milleti d'Orb.—Bonansa.
Hoplites (Leymeriella) falcatus Mant.—Bonansa.
Hoplites (Leymeriella) curvatus Mant.—Bonansa.
Acanthoceras mantelli d'Orb.—Bonansa.
Desmoceras (Puzosia) majori d'Orb.—Bonansa.
Desmoceras (Latidorsella) latidorsatum Mich.—Bonansa.
Hastites semicanaliculatus Blum.—Ballabriga.
Rajidae.—Gabás.

CENOMANENSE

Orbitolina concava Lmk.—Saravilla, Santorens, Pallerol.
Cidaris vesiculosa Gold.—Pallerol.
Cidaris hirudo Sorign.—Pallerol.
Hemiaster bufo Desor.—Cirés, Santorens, Sopeira.
Hemiaster aff. *minimus* Desor.—Santorens, Sopeira.
Hemiaster dallonii Lam.—Santorens, Sopeira.
Hemiaster aragonensis Lam.—Santorens, Sopeira.
Hemiaster incrassatus Lamb.—Santorens, Sopeira.
Phisaster vasseuri Dall. et Lamb.—Sopeira.
Epiaster crassissimus d'Orb.—Santorens.
Epiaster rousseli Cott.—Santorens, Sopeira.
Epiaster dallonii Lam.—Sopeira.
Holaster subglobosus Leske.—Cirés, Santorens, Sopeira.
Holaster nodulosus Gold.—Santorens, Sopeira.
Holaster marginalis d'Orb.—Pallerol.
Dolopygus sp.—Cirés.
Pyrina ovalis d'Orb.—Pallerol.
Linthia sp.—Sopeira.
Rhynchonella cuvieri d'Orb.—Pallerol.
Rhynchonella lamarcki d'Orb.—Pallerol.
Rhynchonella contorta d'Orb.—Pallerol, Sopeira.
Rhynchonella sulcata d'Orb.—Cirés.
Rhynchonella clementina d'Orb.—Cirés.
Terebratula sp.—Pallerol.
Terebratella menardi d'Orb.—Pallerol.
Terebratella pectita d'Orb.—Cirés.

18101
18101
-10121

- Terebratula obesa* Sow.—Pallerol.
Terebratula biplicata Broc.—Pallerol.
Terebratula dutempleana d'Orb.—Pallerol.
Terebratula moutoni d'Orb.—Cirés.
Isocardia natasa? d'Orb.—Cirés.
Cardium gentianum d'Orb.—Espés.
Cardium hillanum Sow.—Espés.
Nucula sp.—Pallerol.
Pecten subdepressus d'Arch.—Pallerol.
Pecten puzosi Matk.—Pallerol.
Pecten orbicularis Sow.—Sarabillo.
Lima sp.—Pallerol, Cotiella.
Plicatula spinosa Mant.—Pallerol.
Neithea quinquecostata Sow.—Cotiella, Espés, Pallerol.
Neithea aequicostata Lmk.—Pallerol, Sopeira.
Exogyra flabellata d'Orb.—Sarabillo, Cotiella.
Exogyra canaliculata d'Orb.—Sarabillo.
Exogyra delectrei Coq.—Sarabillo.
Exogyra conica Sow.—Cirés, Pallerol.
Alectryonia carinata Lmk.—Pallerol.
Lopha syphax Coq.—Cirés.
Turritella gr. *vibrayeana* d'Orb.—Pallerol.
Nerinea sp.—Cotiella.
Natica cassisiana d'Orb.—Pallerol.
Pleurotomaria sp.—Pallerol.
Nautilus elegans Sow.—Santorens.
Nautilus archiaci d'Orb.—Pallerol.
Nautilus sp.—Sopeira.
Acanthoceras mantelli Sow.—Santorens, Sopeira.
Acanthoceras naviculare Mant.—Ballabriga.
Desmoceras gr. *mayori* d'Orb.—Santorens.
Mortoniceras inflatum Sow.—Pallerol.
Turrilites scheuchzeri Bosc.—Santorens, Sopeira.
Turrilites acuticostatus d'Orb.—Santorens.
Turrilites costatus d'Orb.—Sopeira.

Neocretáceo

Todos los niveles del Cretáceo superior aparecen extensamente representados en la provincia, con excepción del Turonense, tanto en las sierras marginales septentrionales como en las meridionales. Suelen poseer facies definidas y constantes, y sus depósitos suman un considerable espesor.

Vamos a atenernos, en la distinción de niveles, al criterio se-

1510121
15101

ñalado por Misch, al cual se acomoda asimismo nuestro mapa, y que, en líneas generales, coincide con el de la sucesión establecida por Dalloni.

CALIZAS DEL CRE-
TÁCEO SUPERIOR

PIRINEO AXIL Y
SIERRAS MARGI-
NALES

A las calizas blancuzcas y nodulosas y a las margas azules con ostreas, braquiópodos, equínidos y algunos cefalópodos del Cenomanense, que hemos incluido en el conjunto estratigráfico anterior, sucede un nivel muy continuo de calizas en bancos gruesos y de colores claros. En este horizonte se comprende no solamente la llamada "caliza de *Hippurites*" del Senonense inferior, sino otras formaciones más antiguas que llegan hasta el Cenomanense superior. En efecto, en el Noguera Ribagorzana (zona de Sopeira) dichas calizas parecen contener el citado nivel, ya que en ella se encuentra un fósil característico (la *Caprina adversa* d'Orb.) y además suceden inmediatamente a las margas del Cenomanense inferior. Más hacia el N., en Bonansa, la formación caliza se extiende probablemente hasta un nivel más antiguo, es decir, engloba todo el Cenomanense, puesto que reposa directamente sobre la caliza parda de *Orbitolina* del Albenense superior.

No cabe señalar, dentro de esta serie caliza, el Turonense, del cual no se han encontrado fósiles en parte alguna, mas tampoco se puede afirmar con toda seguridad su ausencia, puesto que el conjunto sedimentario no presenta señales evidentes de una laguna estratigráfica.

En la zona oriental de la provincia, entre el Noguera Ribagorzana y el Isábena (sector de Bonansa-Alins), las calizas llegan hacia arriba tan sólo hasta el Coniacense, puesto que les sirven de techo las margas fosilíferas del Santonense. Más al Oeste, en la ancha faja de calizas del Cretáceo superior que contornea el Turbón, el límite superior de las calizas continúa en el Coniacense; dicha caliza, abundante en *Rudistos*, sirve de base a margas y calizas margosas que al S. del Turbón contienen importantes yacimientos, señalados por Dalloni, del Santonense y Campanense.

Al O. del Turbón el techo de las calizas, que hasta aquí eran predominantemente macizas y de colores claros, se convierte en una caliza margosa negra, estratificada en bancos delgados, que hay que incluir todavía en el Coniacense.

ARENISCA
DE COTIELLA

El tramo calizo continúa con las mismas características de

18101-10121
18101

facies y de edad por la Sierra de Cervín y el valle del Esera, donde, probablemente, alcanza a niveles santonenses. Algo más al O., en el macizo de Cotiella, en la base de las calizas, aparecen unas areniscas pardas que tienen amplia propagación por el N. de esta unidad (Punta Armeña), intercalándose entre las calizas claras.

A partir de este sector la caliza va incluyendo niveles cada vez más recientes, al mismo tiempo que se eliminan los horizontes inferiores como si fueran desapareciendo por acuñamiento hacia el O. Así, en Sarabillo, la mencionada caliza se presenta con un espesor superior a los 1.000 metros, en el que estarían presentes todos los tramos del Cretáceo superior hasta el Campanense inferior. En un manchón cretáceo más septentrional, el de Barbaruens, las calizas claras consisten solamente en un paquete de 200 metros de espesor de calizas de *Hippurites* campanenses.

Sobre las antedichas calizas se asientan niveles de calizas margosas y margas, sin un límite claro de separación. En la parte E. de la provincia, entre Arén y Sopeira, dichas calizas se inician, según Misch, en el Coniacense. Sin embargo, algo más al O. la base de las margas se sitúa ya en el Santonense, según acreditan los fósiles de esa edad encontrados por Gourdon en Villacarli; asimismo, Dalloni cita ricos yacimientos santonenses de *Rudistos* y equínidos en las cercanías del Turbón (Vilas de Turbón, Ejea, Aguas Caldas). La caliza margosa continúa, con abundancia de fósiles, por la Sierra de Cervín hasta el Esera; pero a partir de aquí, y hasta el macizo de Cotiella, el límite inferior del conjunto margoso asciende probablemente a horizontes por encima del Santonense. Ya hemos hecho constar que en la faja de Barbaruens no existen las calizas margosas y que son sustituidas por calizas en masa campanenses.

Sobre esta serie caliza margosa descansan las margas azules y grises del Campanense y el Maestrichtense inferior. Mallada ha citado, entre Chía y Seira, en el valle de San Pedro, un yacimiento maestrichtense en las margas azules, que allí se superponen a las calizas margosas grises con *Ananchites* e *Inoceramus balticus*.

Hacia Cotiella se intercalan frecuentemente, en la parte superior de las margas, bancos gruesos de areniscas calizas ama-

CALIZAS MARCOSAS
SENONENSES

MARGAS AZULES
CAMPANENSES Y
MAESTRICHTENSES

ARENISCA DE ARÉN

rillas, al mismo tiempo que las margas se hacen más sabulosas. Este tramo arenoso culmina en una arenisca muy compacta y grosera, amarillenta o blanquecina, cuyo espesor no llega a los 100 metros y que distinguimos en nuestro mapa, de acuerdo con el criterio de Misch, con el nombre de "arenisca de Arén". Representa al Maestrichtense superior.

ARENISCA DEL
MONTE PERDIDO

En el sector de Barbaruens, la serie margosa se ve sustituida hacia el O. por areniscas pardas y compactas, bien estratificadas, facies a la que Misch designa con el nombre de "arenisca del Monte Perdido". Esta formación, que tan amplia representación tiene en nuestro mapa, alcanza un espesor superior a los 1.000 metros.

CALIZAS DE
ORBITOIDES

Sin embargo, desde el transversal de Cotiella hacia el O., el Maestrichtense no viene representado solamente por la facies del Monte Perdido. Según Dalloni, los niveles que integran esa larga faja cretácea que jalona por el S. el Paleozoico desde el valle de Ansó hasta el del Cinca son muy constantes: en la base se sitúan areniscas amarillas o rojizas con restos de equínidos, sobre todo del género *Ananchytes*, a las que suceden, con señalada continuidad, calizas margosas grises o rojizas con equínidos, ostreas y *Orbitoides* típicos (*Orbitoides socialis* Leym.). Estas calizas de *Orbitoides* se prolongan desde las Tajeras, al N. de Zuriza, hasta el Col de las Coronas, mostrándose siempre fosilíferas: Dalloni cita en ellas varios yacimientos correspondientes a los valles de Canfranc, del Gállego, de Pineta, etc. Hay que señalar, si acaso, que en el macizo del Monte Perdido la parte superior de las calizas de *Orbitoides* queda reemplazada por margas blancuzcas calizas, de espesor bastante considerable, abundantes en equínidos indeterminables. En Ordesa, en la vertiente N. del valle del río Arazas, el conjunto de margas blanquecinas y calizas de *Orbitoides* subyacentes alcanza una potencia superior a los 1.000 metros.

En el valle de Pineta, sobre las calizas de *Orbitoides*, descansan calizas blancas con *Operculinas* y algas *Lithothamnium*, a las que suceden las calizas eocenas de *Alveolina*. También aparecen dichas calizas, blancas y litográficas, de *Lithothamnium*, coronando la serie cretácea, en Tordiellas, junto al valle de Canfranc. Con ellas se pasa al tramo superior del Cretáceo, al Garumnense, o su equivalente marino, el Danés. Forma este te-

rreno una faja casi continua desde las canteras de Alano, en el NO de la provincia, hasta el Esera. En el sector O. de este río está constituido por calizas marinas, generalmente compactas o marmorizadas, grises o blancas, con algas y foraminíferos, entre los que Dalloni identifica la *Operculina heberti* Mun.-Ch. Pero en el Esera se registra el tránsito de la facies marina a otra lacustre, cambio conocido desde la época de Mallada, que señaló, en la garganta entre Campo y Murillo, la presencia, sobre las calizas marinas compactas y claras, de margas rojas con capas carbonosas, alternando con areniscas con moldes de *Cyrenas*. Más al E., en la Sierra de Merli, confirmó la continuidad de esta facies continental, al encontrar sobre el nivel de la "arenisca de Arén" margas abigarradas, areniscas con *Ostreas* y *Cyrenas* y arcillas rojas.

GARUMNENSE Y
DANÉS-PALEOCENO

La sedimentación marina quedó limitada, por tanto, al final del Maestrichtense, al NO. de la provincia, puesto que en el SO. se estableció, como veremos, un régimen lacustre. Las calizas depositadas representan la transición del Cretáceo al Terciario; comprenden, pues, el Danés y el Paleoceno, y en su parte superior pasan, sin límite definido, a la caliza de *Alveolina*. Su espesor medio es de 150 metros.

En cuanto a la facies garumnense, continúa sin interrupción, desde el Esera, por el Isábena y el Noguera, internándose en Cataluña, donde adquiere importante desarrollo. Al E. del Isábena, en Iscles, esta formación se enriquece en niveles, mostrándose unas arcillas abigarradas, recubiertas por areniscas groseras rojizas, a las que se superponen arcillas rutilantes con yeso y un banco de conglomerado de cemento arenoso rojizo y cantos cretáceos de tamaño medio (el llamado "poudingue fleuri").

Cretáceo superior de las sierras meridionales.

El Cretáceo superior de las sierras subpirenaicas se presenta muy incompleto; si en las unidades septentrionales faltaba, a lo sumo, el Turonense, aquí es segura la ausencia del Cenomane, el Turonense y el Coniacense. Se inicia, pues, la serie cretácea con el Senonense, cuyos niveles aparecen, en cambio, uniformes y constantes.

SIERRAS
SUBPIRENAICAS

Una sucesión válida para casi todo el largo trecho que cu-

bren las Sierras de Loarre, Caballera, Gabardiella, Gratal, Guara, etc., podría ser la siguiente:

- 1.º Areniscas rojas y amarillas santonienses (¿quizás ya turonenses?).
- 2.º Margas de *Hippurites* santonienses.
- 3.º Calizas grises o amarillas de *Hippurites* del Senonense superior, que pasan por arriba a areniscas rojas con briozoarios (nivel equivalente a la arenisca de Arén).
- 4.º Calizas grises y fétidas con *Lychnus* y margas sabulosas rojas, verdes y violetas del Garumnense.

Dalloni (37) cita abundantes yacimientos de *Rudistos* en la caliza senonense en la Sierra de Loarre, entre la Peña y Murillo, en Buñero y, sobre todo, en las sierras más orientales de la provincia, en Fonz y Zurita.

Según Almela y Ríos, el tránsito lateral de la sedimentación marina a una facies continental garumnense que en las sierras septentrionales se sitúa en el Esera, vendría marcado en el límite N. de estas alineaciones subpirenaicas por el valle del Cinca. En efecto, entre Palo y Mediano se observa la transición de las areniscas garumnenses a calizas con fósiles marinos del Danés, que se continúan hacia el N. y NO.

En el Montsech aragonés, la serie del Cretáceo superior se muestra más rica en niveles. Comprende de arriba a abajo:

- 1.º Calizas de *Hippurites* coniacenses con miliólidos (sobre todo, el género *Lacazina*).
- 2.º Margas azules santonienses muy potentes.
- 3.º 500 metros de espesor de calizas grises, rojas o amarillas con *Rudistos*, del Campanense y el Maestrichtense. Este tramo se hace arenoso en su parte superior (horizonte análogo al de la arenisca de Arén).

En el Montsech catalán, el Cretáceo superior, descrito por Vidal (191), se muestra muy completo, con niveles coniacenses, santonenses y campanenses abundantes en fósiles.

310421

SANTONENSE-CAMPANENSE

PALEONTOLOGÍA

- Lacazina* sp.—Cotiella, Turbón.
Columnastrea similis ? Edw. Haime.—Purroy.
Sinastrea corbarica d'Orb.—Zurita.
Astrocoenia reticulata Edw. Haime.—Zurita, Purroy.
Cyclolites ellipticus Lmk.—Zurita, Tora de Tolva, San Martín de Valdosera, Turbón, Segur.
Cyclolites polymorpha Bronn.—Zurita, Montsech.
Cyclolites giganteus Lmk.—San Martín de Valdosera.
Phyllocoenia crassisepta Math.—Turbón, Zurita, Purroy, Montsech.
Cyphosoma schlumbergeri Cott.—Montsech.
Cyphosoma ataciana Cott.—Turbón.
Salenia scutigera Gray.—Montsech.
Echinococcus subconicus d'Orb.—Sopeira.
Echinococcus roemeri Breyn.—Villacarli.
Echinocorys vulgaris Breyn.—Villacarli, Aguas Caldas.
Pyrina petrocoriensis Desm.—Viu, Campo, Turbón.
Pyrina ataciana Cott.—Aguas Caldas.
Ananchytes ovata Desor.—Seira, Aguas Caldas, Samate.
Hemiaster orbigny Desor.—Torá de Tolva.
Coraster margaritae Cott.—Villacarli.
Isomicraster dallonii Lamb.—Samate.
Micraster corbaricus Lamb.—Cotiella, Campo, Aguas Caldas, Turbón, Samate, Villacarli.
Micraster coranguinum Agas.—Seira, Samate, Turbón.
Micraster matheroi Des.—Aguas Caldas, Samate.
Micraster gourdoni Cott.—Villacarli.
Rhynchonella difformis d'Orb.—Chía, Turbón, San Martín de Valdosera, Fonz.
Rhynchonella eudesi Coq.—Chía, Bentué, Zurita, Purroy.
Rhynchonella octoplicata Sow.—Seira, La Peña, Bentué, Zurita.
Rhynchonella compressa Sow.—La Peña, Zurita, Montsech.
Rhynchonella lamarcki d'Orb.—Torá de Tolva.
Rhynchonella contorta d'Orb.—Torá de Tolva.
Terebratula larteti Leym.—La Peña, Seira.
Terebratula dutempleana d'Orb.—Torá de Tolva.
Terebratulina venei Leym.—La Peña.
Cardium aff. *cenomanense* d'Orb.—Zurita.
Cardium productum Sow.—Turbón.
Trigonia cf. *scabra*.—Montsech.
Trigonia crenulata.—Montsech.
Inoceramus lamarcki Roem.—Chía, Turbón.
Inoceramus balticus Boehm.—Viu, Aguas Caldas.
Lima ovata Roem.—Montsech.
Lima aff. *marticensis* Roem.—Cotiella,

- Lima mantelli* d'Orb.—Turbón.
Pecten puzosi Math.—Montsech.
Pecten espaillaci d'Orb.—Zurita.
Neithea subtriatocostata d'Orb.—Viu, Turbón, Zurita.
Neithea crassicostata d'Orb.—Turbón.
Neithea quadricostata Sow.—Aren, San Martín de Valdósera.
Spondylus spinosus Sow.—Purroy.
Spondylus santonensis d'Orb.—Turbón.
Spondylus minimus Leym.—Turbón.
Chama coquandi Bayle.—Purroy.
Ostrea vesicularis Lmk.—Bisauri.
Ostrea proboscidea d'Arch.—Turbón.
Ostrea caderiensis Coq.—Montsech.
Ostrea acutirostris Vil.—Montsech.
Exogyra plicifera Cog.—Zurita, Loarre, Bisauri.
Exogyra matheroni d'Orb.—Loarre, La Peña, Aren, Turbón.
Exogyra parvula Leym.—Peña del Mediodía.
Alectryonia santonosis d'Orb.—Aguas Caldas.
Alectryonia deshayesi Cog.—Loarre.
Lapeirousia sp.—Turbón.
Agria sp.—Valle de Viu, Rasal.
Apicardia toucasi d'Orb.—Zurita, Buñero, Turbón, Seira.
Hippurites montsecanus Vid.—Peña de las Once.
Hippurites sulcatus Defr.—Valle de Viu.
Hippurites brevioculatus Tonc.—Aguas Caldas, Turbón.
Hippurites turgidus Roll.—Aguas Caldas, Campo.
Hippurites latus var. *major* Touc.—Aguas Caldas.
Hippurites heberti Mun. Ch.—Aguas Caldas, Zurita.
Hippurites canaliculatus Roll.—Turbón.
Hippurites sublaevis Math.—Turbón.
Hippurites cornuvaccinum Desm.—San Martín de Valdósera.
Hippurites organisans Desm.—San Martín de Valdósera.
Hippurites radiosus Desm.—San Martín de Valdósera.
Hippurites variabilis Mun.-Ch.—Buñero, Zurita, Purroy.
Hippurites maestrei Vid.—Montsech.
Hippurites cornucopiae.—Campo.
Radiolites lumbricalis d'Orb.—Javierre, Peña de las Once.
Radiolites laciniatus d'Orb.—Purroy.
Sphaerulites pulchellus Vid.—Purroy.
Sphaerulites coquandi Bayle.—Zurita, Fonz, Valle de Viu.
Sphaerulites fissicostatus d'Orb.—Zurita.
Sphaerulites sinuatus Bayle.—Zurita.
Sphaerulites poasi d'Orb.—Fonz, La Peña.
Sphaerulites angeiodes ? Lam.—Fonz.
Sphaerulites sauvagesi Bayle.—Loarre.
Biradiolites angulosa d'Orb.—Rasal.
Biradiolites aff. *pulchellus* Vid.—Zurita.

Preradiolites coquandi Bayle.—Purroy, Montsech.
Strombus verneuili? Math.—Turbón.
Pleurotomaria espaillaci Leym.—Turbón.
Pleurotomaria aff. danica Leym.—Turbón.
Pleurotomaria sp.—Zurita, Fonz.
Natica cf. royana.—Montsech.
Natica lyrata Sow.—Zurita.
Acteonella sp.—Montsech.
Bulla sp.—Zurita.
Nerinea sp.—Zurita.
Solarium sp.—Zurita.
Rostellaria sp.—Turbón.
Cerithium baylei Manth.—Turbón.
Nautilus charpentieri? Leym.—Turbón.

MAESTRICHTENSE

Orbitoides socialis Leym.—Castillo de Auró, Puente de Auró, Pico del Aguila, Peña Telera, Valle de Pineta, Salinas de Sin, Valle del Cinqueta.
Orbitoides secans Leym.—Puerto de Auró, Pico del Aguila, Peña Telera, Valle de Pineta, Valle del Cinqueta.
Orbitoides gensacica Leym.—Pico del Aguila, Salinas de Sin.
Orbitoides papyracea Boubée.—Valle de Pineta.
Omphalocyclus disculus? Leym.—Peña Telera.
Adeone scorbina Leym.—Salinas de Sin.
Bourgueticrinus cf. thorenti Rou.—Sierra de Chía.
Ananchytes ovatus Lmk.—Sierra Longa.
Ananchytes tenuituberculatus Leym.—Pico del Aguila, Valle del Pineta, Barbaruens, Valle de Viu.
Hemipneustes pyrenaicus?—Valle de Viu.
Discoidea cf. infera Desor.—Sierra de Chía.
Rhynchonella aff. compresa d'Orb.—Pico del Aguila, Barbaruens.
Rhynchonella diformis d'Orb.—Pico del Aguila.
Terebratulina echinulata Duj.—Sierra de Chía.
Trigonosemus elegans Koen.—Sierra de Chía.
Alectryonia larva Lmk.—Puerto de Auró, Pico del Aguila, Peña Telera, Monte Perdido, Valle de Pineta, Valle de Cinqueta, Valle de Viu.
Pycnodonta vesicularis Lmk.—Sierra de Chía, Valle de Viu, Barbaruens, Valle del Cinqueta.
Exogyra pyrenaica Leym.—Pico del Aguila, Monte Perdido, Salinas de Sin, Valle de Viu.
Spondylus filusus Leym.—Pico del Aguila.
Inoceramus balticus Boehm.—Pico del Aguila, Barbaruens, Valle de Viu, Sierra de Chía.

96921

Crania ignabergensis Rez.—Sierra de Chía.
Pecten sp.—Barbaruens, Pico del Aguila.

Garumnense

El Garumnense de la provincia de Huesca ha proporcionado algunos yacimientos fosilíferos en las riberas del Gállego, al sur del pantano de la Peña, conocidos ya desde los estudios de Martín Donayre, de los que se citan los siguientes fósiles:

- Lychnus pradoanus* Vern. y Lartet.
- Lychnus* aff. *bourguignati* Mun. Ch.
- Lychnus matheroni*? Req.
- Megalomastoma* sp.
- Cyclostoma vilanovanum* Vern. y Lartet.
- Palaestoa* aff. *marignanensis* Roule.
- Melanopsis turricula*? Vern.
- Physa* aff. *galloprovincialis* Math.
- Paludina* sp.
- Melania* sp.
- Cyclotus* sp.
- Planorbis* sp.
- Bauxia* sp.
- Strophia* sp.

EOCENO

El Eoceno, que tan amplia propagación tiene desde el S. de las fajas cretáceas antes descritas en las sierras septentrionales hasta el Oligoceno de la cuenca del Ebro, aparece constituido por niveles muy típicos y constantes que ofrecen, sin embargo, abundantes variantes locales.

CALIZA DE
ALVEOLINAS

No se encuentran en la base de la serie tramos ipresenses marinos como los señalados en la provincia de Lérida por Bois-sevain (16) y por Almela y Ríos (3); por consiguiente, la sucesión se inicia con el Luteciense inferior, representado por la característica caliza de *Alveolina*, que tan importante papel morfológico y tectónico tiene a lo largo de todo el Pirineo.

VALLES DEL NO-
GUERA Y EL ESERA

En la orilla derecha del Noguera Ribagorzana esta facies está constituida por calizas grises oscuras, marmorizadas, con *Alveolina subpyrenaica* y *Flosculina globosa*, a las que suceden cali-

10121
19101

zas margosas, grises, amarillas o rojizas, con *Velates*, equínidos y numerosos *Nummulites* (*N. atacicus* Leym.). Estas formaciones continúan con las mismas características hacia el O. por el valle de Isábena, donde se muestran muy fosilíferas; Gourdon cita, en efecto, una importante fauna de coralaris y equínidos en Puebla de Roda. Sin embargo, el corte del Esera señala en la base pudingas silíceas que se entremezclan con las calizas de *Alveolina*, acompañadas en esta zona de *Lithothamnium* y abundantes *Nummulites*. A ellas se superponen, como en el valle del Noguera, las capas de *Velates*, consistentes en calizas amarillas bien estratificadas en bancos delgados.

En el valle del Cinca (zona de Boltaña-Laspuña) persiste el nivel detrítico basal de las pudingas cuarzosas, que soportan calizas de *Alveolina* micáceas y calizas de *Velates* y *Spondylus* (*Spondylus eocenus* Leym.). Más al N., en el sinclinal de Puértolas, aparecen las calizas de *Alveolina* muy ricas en *Nummulites*, *Assilina* y *Orthophragmina* reposando sobre las calizas de *Operculina heberti*. En una posición más septentrional, en el Monte Perdido, la caliza gris clara de *Alveolina* se ha cargado de elementos detríticos sin dejar de mostrar en su base una pudinga silícea de granos pequeños y bien rodados que hace indeciso el límite con la caliza maciza del Paleoceno. En este sector, forma la caliza de *Alveolina* la base de Marboré, del Cilindro y del Monte Perdido, prolongándose hacia el S. en la cresta divisoria de los valles de Pineta y Escoain.

VALLE DEL CINCA
Y MONTE PERDIDO

Vemos, por consiguiente, que desde el valle del Esera hacia el O., la caliza de *Alveolina* se ha hecho detrítica en su base y, en general, ha ido aumentando su proporción de arena. Al mismo tiempo se ha acrecentado en espesor. Con estos caracteres ha de continuar por los valles del Gállego, del Aragón, de Hecho y de Ansó, hasta el límite occidental de la provincia.

Sucedé al tramo de las calizas el de las margas azules, que en el Noguera Ribagorzana son riquísimas en fósiles, especialmente *Turritella*, *Nummulites*, *Assilina* y *Operculina*. También en el valle de Isábena contienen yacimientos muy abundantes, recogidos por Carez y Mallada. En los cortes de ambos ríos las margas se hacen más arenosas en su parte superior, en tránsito gradual al flysch marino suprayacente, caracterizado por la presencia de *Ostrea strichticostata*.

MARGAS AZULES

VALLE DEL ESERA

En el valle del Esera las margas azules alternan con areniscas en plaquetas muy fosilíferas, con gruesos bancos calizos y con conglomerados. Dalloni señala yacimientos muy ricos, sobre todo en *Turritella* y *Nummulites*, en esta serie, que alcanza probablemente hasta el Luteciense medio. Forma un conjunto muy potente, seguramente a expensas de las calizas de *Alveolina* subyacentes que aquí sólo suman 40 metros de espesor.

VALLE DEL CINCA

Esta alternancia de margas azules, gruesos bancos de caliza y también de conglomerados (citemos como típicos aquellos sobre los que está edificado el pueblo de Ainsa) prosigue hasta la orilla izquierda del Cinca. Pero al O. de este río el flysch arenoso, que ya alcanzaba en el Esera un gran espesor, se desarrolla grandemente a costa de las margas azules y viene a constituir el techo de las calizas de *Alveolina*. Hay, pues, un tránsito brusco a una facies flysch que se propaga ampliamente hacia el N. En el sinclinal de Puértolas y en el Monte Perdido, este flysch muestra en la base calizas margosas y margas pizarreñas oscuras, y con estos caracteres se mantienen en la faja que recorre el Descargador, Cotatuero y continúa en la orilla izquierda del Ara.

VALLE DEL GÁLLEGO

También en el valle del Gállego suceden a las calizas grises claras y litográficas de *Alveolina* un flysch compuesto de calizas margosas parduscas, margas pizarrosas oscuras, areniscas micáceas y conglomerados, en los que abundan los vestigios de *Fucoides*, *Nummulites*, *Orthophragma*, etc. Pero en la Val Ancha, entre el Gállego y Jaca, se registra un nuevo cambio de facies, con la reaparición de las margas azules, que reemplazan a los niveles anteriores. Estas margas, asociadas a calizas margosas azuladas, son muy ricas en fósiles, de los que Dalloni cita largas listas correspondientes a Larredé, Puente Sabiñánigo y Allué.

VALLE DEL ARAGÓN

En el valle del Aragón, las margas azules aparecen poco fosilíferas en Jaca y se superponen a margas pizarreñas oscuras que alternan con gruesos bancos de caliza y arenisca con *Nummulites*. Pero más al S., en Bernués y Atarés, el Luteciense es extremadamente abundante en fósiles. Ya Mallada había descubierto en la primera de esas localidades una numerosa fauna, en la que identificó varias especies nuevas de políperos, que correspondían al Luteciense medio y superior.

En los valles de Hecho y Ansó nos encontramos con una sucesión parecida, pues las calizas con *Nummulites* y las areniscas con *Fucoides* que descansan sobre los bancos calizos de *Alveolina* y *Flosculina globosa* sirven de base a las margas azules. Comprobamos, pues, que desde el Cinca, donde se verificaba el cambio de facies de las margas azules al flysch, aquéllas no reaparecen al O. sino para ocupar una posición superior, por encima del flysch.

VALLES DE
HECHO Y ANSÓ

Al tramo de las margas azules se superponen en el E. de la provincia, en el Ribagorzana, las margas arenosas y areniscas calizas, que pasan a veces a conglomerados, del flysch. Se pasa lentamente de una a otra formación por hacerse paulatinamente más sabulosas las margas azules en su techo.

FLYSCH

El flysch alcanza el Isábena con una potencia de 300 metros, llevando en su base bancos de *Ostrea strichticostata*. Al llegar al Esera, disminuye su potencia, pero soporta una serie de conglomerados de varios cientos de metros de espesor, a los que cabe incluir en el mismo nivel. Estos conglomerados (conglomerados de Santa Liestra) fueron considerados por Dalloni como post-pirenaicos por su semejanza con las pudingas oligocenas, pero más al S. se observa que pasan lateralmente a los maciños y margas numulíticas del flysch o que se intercalan entre ellos. Son, pues, equivalentes al flysch marino y su principal desarrollo se presenta en la zona de Abnozcas, entre el Esera y el Isábena.

CONGLOMERADOS
DE SANTA LIESTRA

Ya hemos indicado antes cómo al O. del Cinca el flysch sustituye al tramo de las margas azules y viene a reposar directamente sobre las calizas de *Alveolina*. Al extenderse hacia el N. cruza el sinclinal de Puértolas y llega al Monte Perdido, llevando en su base calizas margosas y oscuras y margas pizarreñas, en las que abundan los *Nummulites* y las *Assilina*. Desde el Monte Perdido, hacia el O., el flysch acrecienta su espesor, con lo que hace patente una profundización en esta dirección de la cuenca sedimentaria. Este extenso ámbito de sedimentación detrítica contrasta fuertemente con el de la zona oriental, en la que las capas de *Velates* atestiguan un régimen de aguas tranquilas y claras.

REGIÓN AL O. DEL
MONTE PERDIDO

Al final del Luteciense, según hemos dicho anteriormente, se reanuda en la parte occidental de la provincia la deposición de

-10121-
1010101

margas azules, que quedan superpuestas a los niveles detríticos del flysch.

EDAD DE LOS TRAMOS ANTERIORES

Antes de describir el tramo final del Eoceno, el Ludense, conviene precisar la edad de las formaciones mencionadas hasta ahora. Las calizas de *Alveolina* representan el Luteciense inferior, mientras que las calizas numulíticas suprayacentes y las margas azules abarcan el Luteciense medio y superior. Al complejo del flysch se le puede atribuir una edad auversense-bartonense. El nivel de las margas azules puede alcanzar localmente el Bartonense, como sucede en el Isábena y en varios lugares de las sierras meridionales.

LUDENSE

La serie se corona por el Ludense, que tiene mucha mayor propagación en las alineaciones subpirenaicas, pero del que cabe señalar retazos en el borde N. o en el centro de la línea depresiva Jaca-Boltaña. Así, al O. de Arén, entre Cajigar y Puilomar, descansa sobre el flysch con ligera discordancia un conjunto de facies continental integrado por margas abigarradas, conglomerados rojos y capas rojas y vinosas en las que aparecen algunos lechos de lignito. Hacia el centro del gran sinclinal eoceno, en Capella y en Graus, alternan las capas y conglomerados con algunas areniscas y calizas, asociadas a capas de lignito explotadas actualmente. El complejo mide unos mil metros de espesor y queda pronto recubierto hacia el S. por el Oligoceno discordante.

La sucesión registrada en este Eoceno lacustre viene a ser siempre la misma, y podría resumirse así: 1.º Margas abigarradas en la base, a veces yesíferas, con molasas y conglomerados que frecuentemente contienen *Lithothamnium*. 2.º Calizas lacustres blancas y duras, asociadas ocasionalmente con capas de lignito, en los que se han encontrado muy raros restos de moluscos de agua dulce. 3.º Pudingas superiores de elementos gruesos, con areniscas y margas subordinadas, que forman un conjunto de varios cientos de metros de potencia.

Las areniscas contienen a veces huellas de vegetales. En cuanto a los moluscos hallados en las calizas lacustres, solamente dos especies han sido determinadas: *Planorbis castrensis* Noulet e *Ischurostoma formosum* Boubée. Aunque su clasificación ha sido reconocida como dudosa, su existencia ha movido a Dalloni a atribuir el Eoceno lacustre al Bartonense, si

bien supone que en ese complejo puede aparecer también el Eoceno superior.

Eoceno de las sierras meridionales

Conviene distinguir las alineaciones situadas al E. y al O de la zona de Mediano-Clamosa, pues en ésta, como apuntan Almela y Ríos (4), se sitúa un tránsito de facies. Junto al Ribagorzana, en la Sierra de Mongay (sector de Estail), el Eoceno comprende un nivel de calizas de *Alveolina* de unos 50 metros de espesor, un flysch marino de calizas arenosas con *Ostrea strichticostata*, maciños y conglomerados y una serie lacustre superior de areniscas con margas abigarradas. A este corte tan completo sucede algo más al O., en las Sierras de Estada y Estadilla, una extraordinaria simplificación: aquí la serie eocena consta exclusivamente de calizas de tonos claros de *Alveolina*, con algún banco margoso, cuyo espesor se cifra en 400 metros.

Más al N., en la cúpula de Mediano, vuelve a enriquecerse la serie eocena, dando paso a la sucesión que ha de predominar en las alineaciones más occidentales, tales como las Sierras de Sevil, Campodarbe, Guara, etc. Los tramos allí presentes son los siguientes: 1.º Calizas de *Alveolina*, acompañadas de areniscas, calizas y margas arenosas grises y amarillas, bien estratificadas, que alcanzan un espesor de 600 metros aproximadamente. 2.º Margas grises lutecienses muy fosilíferas, con *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*, etc., de unos 800 metros de potencia máxima. 3.º Flysch bastante fosilífero, con escasos conglomerados y espesor variable entre los 600 y 1.100 metros. 4.º Margas rojizas, areniscas y conglomerados de facies continental del Ludense.

Para las sierras occidentales (Guara, Gabardiella, Gratal, etcétera) la serie resulta parecida a la anterior. Puede servir de tipo el corte que traza el Flumen entre las Sierras del Aguila y Gabardiella, donde se dan los niveles siguientes: 1.º Calizas grises o amarillentas margosas con *Miliólidos*, *Alveolina* (*Alveolina subpirenaica* y *Flosculina globosa*) y *Nummulites* (*N. atacicus* y *N. lucasanus*). En la base de este horizonte aparecen areniscas en gruesos bancos con pudingas silíceas intercaladas.

SIERRAS DE
MONGAY Y ESTADA

ZONA DE MEDIANO

SIERRAS DE
GABARDIELLA,
GUARA, ETC.

-10121

No deja de ser frecuente en otros cortes de las sierras este nivel detrítico basal (por ejemplo, en las Sierras de Loarre y Santo Domingo). 2.º Calizas azuladas en bancos gruesos, con *Lithothamnium*, que forman el techo del nivel anterior y que corresponden al horizonte de las capas de *Velates*. Mallada cita fósiles de este tramo en Santa Eulalia y en la Sierra de Guara (zona de Nocito), que representan el Luteciense-Bartonense. 4.º Al N. de la faja de margas antedichas se presenta el Ludense, que pasa gradualmente en su base a las mismas al hacerse más arenosas. Este nivel, que tiene enorme desarrollo hacia el N., presenta un aspecto muy semejante al Oligoceno, con una facies continental de areniscas y margas rojas con pudingas intercaladas.

OLIGOCENO

La aparición más septentrional de este terreno se sitúa en la Sierra de Sis y en la comarca de Alins. La facies de estas zonas es distinta de la del Oligoceno que rellena la cuenca del Ebro, pudiéndose señalar una zona de transición entre ambas facies en el límite S. de las sierras subpirenaicas.

CONGLOMERADOS
SEPTENTRIONALES

Este Oligoceno septentrional se incluye en la zona que fué afectada por los principales plegamientos pirenaicos, al finalizar el Eoceno, y consta de enormes masas de conglomerados discordantes sobre el terreno subyacente. Proceden indudablemente de los materiales que el intenso arrasamiento posterior a la erosión arrancó a las montañas pirenaicas, las cuales debieron de quedar sepultadas bajo un espeso manto detrítico, del que ahora sólo se conservan retazos aislados. Este recubrimiento alcanzó cotas muy altas, como lo prueban los conglomerados vecinos de Boumort, en la provincia de Lérida, cuya altitud sobrepasa los 2.000 metros; sin embargo, parece que no afectó a la zona axial y a las cadenas cretáceas inmediatamente adosadas.

COMPOSICIÓN
DE LOS
CONGLOMERADOS

Estos conglomerados o pudingas post-pirenaicos contienen cantos de variada naturaleza que, de ordinario, son originarios del substratum del contorno; así las pudingas más meridionales están formadas por elementos de rocas mesozoicas y eocenas, mientras que las del N. comprenden fragmentos de rocas de la

zona axial, entre los que no falta el granito. El cemento que engloba estos cantos es calizo-arcilloso y de color amarillento o rojizo. Con poca frecuencia acompañan a estas rocas detríticas areniscas y margas; en su base se presentan, a veces, margas y calizas amarillentas con capas de lignito que en Sosis (Lérida) contienen moluscos de agua dulce y restos de vegetales, así como molares de *Anoploterium commune* Cuv., identificados por Battaller, los cuales testifican su edad bartonense.

Estas pudingas post-pirenaicas, aun cuando tienen el carácter de transgresivas sobre el substratum, aparecen no pocas veces concordantes sobre el Eoceno. Este hecho, y la edad de la fauna citada de Sosis, movieron a Dalloni (37) a incluir estos conglomerados en el Bartonense y el Ludense. Misch (133) los sitúa en el Oligoceno, y Almela y Ríos (3), en su Memoria de la provincia de Lérida, consideran que su sedimentación se extendió desde el Eoceno superior hasta el comienzo del Mioceno, y que, por tanto, gran parte de su masa puede atribuirse al Oligoceno.

La uniformidad litológica de esta formación y su carencia de fósiles no permiten distinguir niveles dentro de ella. Tan sólo en el caso mencionado de Sosis puede determinarse con seguridad la edad de las capas que le sirven de base.

Estas pudingas se disponen, de ordinario, en gruesas hiladas casi horizontales y alcanzan un espesor máximo de unos 500 metros.

El Oligoceno del S. se inicia al N. de las alineaciones surpirenaicas, en el gran sinclinal del río Guarga, donde aparece concordante sobre las capas rojas del Ludense. Se compone de conglomerados, areniscas y margas rojizas que, contorneando las Sierras de Guara, Gratal, Loarre y Santo Domingo, vienen a unirse por el O. con el Oligoceno de la vertiente meridional de las cadenas surpirenaicas (zona de Biel, Ayerbe, Bolea, etc). Las areniscas y margas pertenecen a la que seguidamente será descrita como "facies normal" del Oligoceno, y en la proximidad de las sierras se hallan violentamente plegadas o volcadas. Los conglomerados son transgresivos y, en una disposición subhorizontal, resultan, a veces, discordantes sobre la formación de "facies normal", como se ve, por ejemplo, en los Mallos de Riglos.

EDAD

ESPESOR

OLIGOCENO DEL S.

Todo este conjunto oligoceno, como ya hizo notar Selzer, es discordante sobre su substratum mesozoico-eoceno al E. del meridiano de la Sierra de Guara; asimismo, en este sector oriental se registra un gran predominio de los conglomerados. Al O. del meridiano de Guara el Oligoceno descansa concordante sobre el Eoceno; en esta zona occidental los conglomerados escasean, acuñándose entre areniscas, margas y, más raramente, calizas, entre las que forman indentaciones.

CONGLOMERADOS
MARGINALES
DE LA DEPRESIÓN
DEL EBRO

Queda por considerar la inmensa formación oligocena, de facies asimismo lacustre, que rellena la depresión del Ebro. Con frecuencia, el borde septentrional de la misma viene jalonado por unos "conglomerados marginales", a los que se ha dado diversa interpretación. Representan el papel de formación clástica basal-marginal y casi siempre se muestran concordantes sobre el Bartonense, de modo que cabe asignarles una edad ludense-oligocena. También son concordantes con la serie yesífera que les sirve ordinariamente de techo.

TRÁNSITO CONGLO-
MERADOS-ARENIS-
CAS-CALIZAS

Estos conglomerados pasan a facies detríticas más finas hacia el centro de la cuenca, como ya observó Selzer, convirtiéndose en areniscas y después en calizas. También pasan, a veces, lateralmente, con mucha rapidez, a yesos, como sucede al N. de Estada. Se ha comprobado, por los sondeos llevados a cabo en busca de sales potásicas, que el conglomerado basal desaparece hacia el interior de la cuenca; allí, según veremos, el tramo de la base viene representado por anhidritas y yesos que reposan sobre el Ludense.

FACIES NORMAL

La "facies normal", que ocupa enormes extensiones en la cuenca del Ebro, consiste en una alternancia monótona de molasas pardoamarillas o grises, arcillas amarillas y margas rojas. Esta serie presenta algunas variaciones locales, como, por ejemplo, conjuntos de calizas margosas grises bien estratificadas o margas pizarreñas con capas de lignito, como ocurre en la conocida cuenca carbonífera de Mequinenza, lindante con nuestra provincia.

YESOS

Debajo de esta "serie normal" existe una potente formación de yesos violentamente plegados, que afloran en los núcleos de los anticlinales y que constituyen a veces extensas fajas, como en el trayecto Barbastro-Almunia de San Juan-Tamarite.

SALES POTÁSICAS

El muro del tramo yesífero y la base del conjunto oligoceno

10121 191

está constituido por un complejo muy potente de margas, anhidrita, yeso y sal, que modernamente viene atribuyéndose al Ludense, conocido gracias a los sondeos efectuados para explorar los yacimientos salinos catalanes. Estos sondeos han sido muy numerosos, especialmente en la provincia de Barcelona. También en la zona potásica de Navarra se han realizado sondeos, que han señalado un criadero de sal, silvinita y carnalita a una profundidad media de 200 metros y con un espesor medio de 20 metros. Los sondeos se ubicaron en Salinas, Guendulain, Subiza y Javier, en la cuenca de Pamplona, que viene a ser la continuación morfológica y tectónica de la Canal de Berdún.

La base de la zona salina consta predominantemente de sal común, a la que van reemplazando en altura las sales potásicas que forman el yacimiento explotado. Sobre la formación potásica descansan niveles de margas y sal común, a los que sucede la anhidrita, que suele alternar con tramos de margas grises y rojas, a veces yesosas o salíferas.

La siguiente sucesión estratigráfica, debida a Marín (160), precisa los distintos niveles mencionados de la serie y sus espesores respectivos.

Ludense (1).

Maciños, calizas y margas con yesos, con escaso desarrollo y pocos fósiles.

Sannoissense.

Banco de anhidrita y yeso, 2 a 10 metros.

Zona potásica inferior (casi siempre falta), 2 a 8 metros.

Sal blanca o gris, muy pura generalmente, 200 a 300 metros.

Zona potásica superior, 60 a 70 metros.

Margas, sal común y anhidrita en lechos muy delgados, 40 a 50 metros.

Margas grises y rojas yesosas y saladas, a veces con bancos de arenisca caliza y yesos, de espesor variable, 100 a 200 metros.

(1) El paquete de las sales potásicas entendemos debe incluirse todavía en el Ludense.

Margas rojas predominantes, margas grises con calizas, conglomerados y areniscas, 1.000 metros.

Yesos superiores con margas y areniscas, 100 metros.

Margas grises y rojas con calizas fosilíferas y lignitos de Calaf.

Calizas y molasas de Tárrega con osamentas.

Estampense.

Molasas gruesas de Lérida y de la provincia de Huesca.

EDAD

Es difícil establecer distinciones estratigráficas en la serie oligocena de la depresión del Ebro, dada su uniformidad litológica y su carencia de documentos paleontológicos. Sólo el hallazgo de una fauna de vertebrados en Tárrega, clasificada por Vidal y Depéret (248), permite identificar con seguridad como sannoissenses los tramos superiores de la serie.

POTENCIA

En cuanto a la potencia del Oligoceno, es estimada por Selzer (224), dentro de la zona de las sierras surpirenaicas, en más de 1.500 metros para el sector al E. del río Alcanadre. Al O. del mismo sería aún mayor; entre Jaca y Bernués alcanzaría a los 3.000 metros. En la cuenca del Ebro no se puede precisar, a falta de sondeos, el espesor del Oligoceno, que debe de ser muy grande. Basta recordar que en el sondeo de Marcilla (Navarra), ejecutado en reciente campaña de prospección de petróleo, se llegó a los 3.415 metros sin salir de un complejo de anhidrita, yeso, sal y margas grises y rojas que representan el Oligoceno.

Es, como de costumbre, muy pobre en fósiles el Oligoceno lacustre, y tan sólo tenemos noticias de citas de moluscos y pistas de aves en Peralta de la Sal, y *Planorbis* y *Helix* entre Binefar y Esplús y San Román.

MIOCENO

LÍMITES

Sólo es de señalar este terreno en la parte de la provincia correspondiente a la depresión del Ebro. En ella ocupa un amplio espacio de límites inciertos, dada la dificultad de distinguirlo del Oligoceno. De acuerdo con las observaciones de Sáenz (164), el límite septentrional de este extenso manchón mioceno,

que cubre la porción central de la cuenca del Ebro, pasaría, por lo que a nuestra provincia se refiere, un poco al N. de Almudévar y cortaría hacia el O. el Gállego, cerca de Gurrea de Gállego. Por el E. se continuaría al pie de la vertiente septentrional de la Sierra de Alcubierre, prolongándose por el valle del Alcanadre en la dirección Sariñena-Ontiñena. La línea de contacto se doblaría seguidamente hacia el S., dirigiéndose al Ebro, al E. de Candanos y rodeando así a los Monegros de Huesca.

Además de esta gran mancha miocena meridional, hay que mencionar un pequeño retazo de este terreno al N. de Ayerbe, constituido por conglomerados que Almela y Ríos (8) denominan "de la Peña del Sol", por haberlos registrado en esta montaña. Son pudingas poco coherentes, que a veces se reducen a un amontonamiento de cantos muy rodados, de tamaño grueso. Por su posición topográfica, más elevada que los Mallos de Riglos, así como por su distinto carácter litológico, han sido interpretados por los autores citados como pertenecientes a una sedimentación posterior a la de los conglomerados de los Mallos, que alcanzarían ya el Mioceno.

En cuanto al Mioceno del sector central del valle del Ebro, parece integrado por dos niveles típicos en la facies continental de las cuencas terciarias españolas; uno inferior, formado por los yesos y margas yesíferas horizontales del Sarmatense, y otro superior, por las calizas y margas, asimismo horizontales, del Pontense. Este último tramo—análogo al de la Loma de la Negra, en las Bardenas, y al de la Sierra de la Muela, en Zaragoza—se reduce en nuestra provincia a la Sierra de Alcubierre, en cuya cima, en San Caprasio, ha localizado E. Hernández-Pacheco (ver Royo, 158) fósiles del Pontense. El nivel inferior de yesos—que acertadamente fué diferenciado por Sáenz (211) de los yesos paleogenos plegados de la faja Barbastro-Tamarite—tiene una amplia propagación por el O. en los Montes de Castellar y Castejón, hasta enlazar con los yesos de Tauste. Por el S. se continúa en los Monegros zaragozanos y cruza después el Ebro en la zona de Quinto, prolongándose al S. de este río por los sectores de Belchite, Muel, Epila, etc.

El nivel inferior del Mioceno, constituido por arcillas sabulosas rojas, areniscas y conglomerados, que vendrían a representar el Tortonense, apenas ha sido señalado en nuestra provincia.

CONGLOMERADOS
DE LA PEÑA
DEL SOL

CONSTITUCIÓN
DEL MIOCENO DEL
VALLE DEL EBRO

LOS CONGLÓMERA-
DOS MARGINALES

Se le encuentra entre Almudévar y Huesca, y, según Mallada, al pie de las Sierras de Alcubierre y Ontiñena, llegando incluso hasta la ribera del Cinca, entre Ballobar y Fraga. Tampoco cabe atribuir al Mioceno de Huesca una facies de conglomerados marginales, como lo hizo Selzer (224). Este autor distinguía un Mioceno bajo formado por conglomerados que pasaban a areniscas y luego a yesos y calizas, sobre el que se apoyaban, en discordancia, conglomerados bastos, apenas trastornados, que atribuía al Mioceno superior. Pero aun cuando existe discordancia entre los Mallos de Riglos, por ejemplo, y el Oligoceno normal subyacente, no hay motivo—cotejada esta discordancia con otras semejantes de la cuenca del Ebro en Cataluña—para incluir la parte superior de estas series detríticas en el Mioceno. A falta de otros datos, somos partidarios de incluir en el Oligoceno la faja de conglomerados que bordea por el S. las sierras surpirenaicas, salvo los citados de la Peña del Sol. Además, el mismo Selzer señala (por ejemplo, al S. del barranco de Castillo Mango) que al pasar los conglomerados a una serie detrítica más fina, a medida que se avanza hacia el S. se igualan los dos horizontes miocenos, alto y bajo, y se hace imposible su distinción.

En el borde S. de la cuenca del Ebro, Sáenz (212) ha señalado, sin embargo, conglomerados marginales en el Mioceno que se superponen en discordancia muy clara, en Moneva y Tosos, a conglomerados, maciños y margas, fuertemente inclinados, del Oligoceno.

También este terreno es muy pobre en fósiles, y sólo conocemos citas de fósiles que se consideran miocenos en la cumbre de San Caprasio (Sierra de Alcubierre), subida de Fraga a Siétamo y canteras de Almudévar, localidad esta última en la que se citan *Planorbis sanśanensis* Noul., Sarmatense-Helvecense.

CUARTARIO

Pertenecen a este terreno dos clases de depósitos: los debidos a la acción de antiguas glaciaciones y las llanuras aluviales de los ríos, en las que frecuentemente se distinguen diversos ni-

veles de terrazas. Los primeros quedan limitados a la zona axial pirenaica y a las sierras interiores adyacentes, mientras que los segundos ocupan dilatadas extensiones en los valles fluviales, especialmente en la depresión del Ebro.

Depósitos glaciares

Sabido es que durante el Pleistoceno un enorme casquete de hielo cubrió las tres cuartas partes de la extensión de los Pirineos, quedando solamente libre de él la terminación occidental de la cordillera (aproximadamente desde el Pico de Ory y el valle de Salazar, hacia el O.). Las lenguas glaciares que emanaban de esta gran capa de hielo descendían en la vertiente sur hasta una altitud media de 800-1.000 metros, mientras que en la vertiente opuesta, donde las precipitaciones eran más abundantes, alcanzaban los 400-600 metros; en consecuencia, los glaciares del Pirineo meridional, cuya longitud media fué de 30 kilómetros, eran más cortos que los de la vertiente francesa.

Los fenómenos glaciares actuales son mucho más restringidos, pues quedan limitados a pequeños glaciares de circo distribuidos a lo largo de unos 90 kilómetros del frente S. de la cordillera, es decir, menos de una cuarta parte de la longitud de la misma. Por lo que se refiere a la provincia de Huesca, los glaciares se localizan en los macizos de Balaitous (o Pico Moros), Vignemale, Monte Perdido, Neubielhe y Maladeta. Puede encontrarse una descripción de los mismos en el trabajo de Plané (189).

El glaciario cuartario ha impreso honda huella en la morfología de la alta montaña pirenaica, en forma de circos de distintos tipos, instalados preferentemente en las cabeceras de los ríos, de valles en U (a veces con la V del valle fluvial inscrita en el fondo plano de la artesa glaciar por la erosión normal subsiguiente), cuyo curso longitudinal aparece accidentado por cubetas y umbrales, etc. Este modelado glaciar pirenaico, así como los depósitos morrénicos correspondientes, fueron estudiados por Penck (187), Obermaier (178, 179), Dalloni (57) y posteriormente por Nussbaum (176, 177) y Panzer (184); hay también sobre ellos abundante bibliografía de autores españoles,

MODELADO
GLACIAR

como García Sainz (91, 92, 94), Solé Sabaris (227, 228), Llopis (142), Fontboté (85) y Casas y Fontboté (47). Estos autores se han ocupado del relieve y sedimentos glaciares de la zona comprendida entre el valle de Canfranc y el de Noguera Ribagorzana; los valles pirenaicos situados al O. del valle del Aragón han sido estudiados por Nussbaum (177).

PERÍODOS
GLACIARES

Por lo que a los sedimentos glaciares se refiere, sólo aparecen bien conservadas, en general, las morrenas de las glaciaciones más modernas; las correspondientes a periodos glaciares antiguos han sido borradas por la erosión. Por esto, los primeros

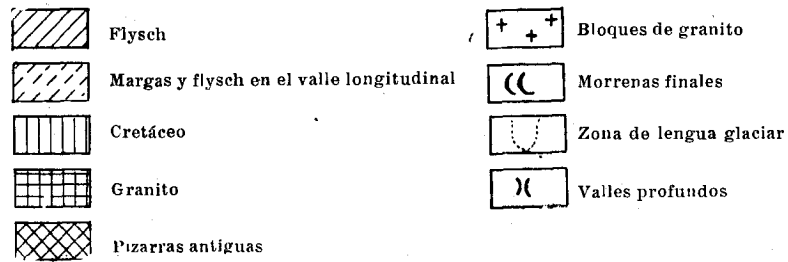
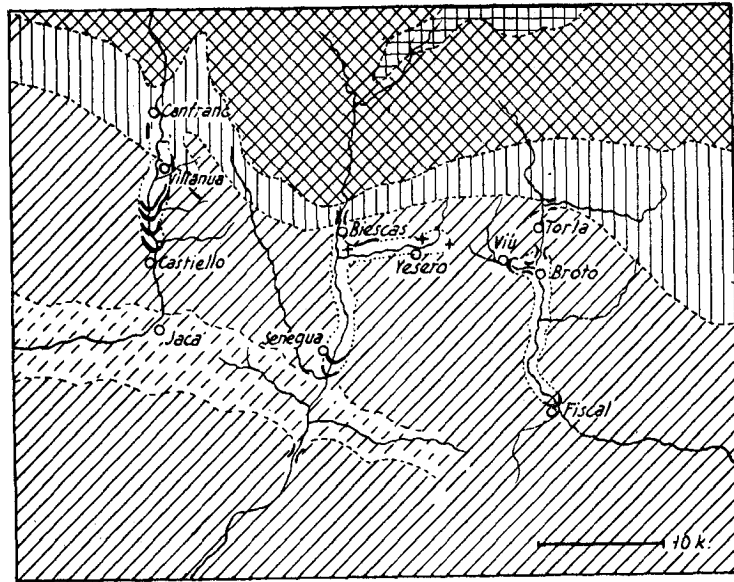


Fig. 1.— Los glaciares cuaternarios del Alto Aragón, según Panzer (184).

avances glaciares no pueden identificarse mediante sus morrenas frontales, y ésta es, sin duda, una de las causas de que reine el desacuerdo respecto al número de glaciaciones ocurridas en el Pirineo aragonés. Según Panzer, que estudió las morrenas terminales del valle del Aragón, los períodos glaciares fueron tres; Fontboté, interpretando las morrenas del valle del Gállego, los reduce a dos (85), y de la misma opinión es Llopis (142), en su estudio morfológico del valle del Aragón.

Durante el desarrollo del glaciario cuaternario descendían por la vertiente meridional del Pirineo diez grandes heleros; de entre ellos correspondían a la provincia de Huesca los que discurrían por los valles del Veral, Aragón, Subordán, Gállego, Ara, Cinca, Esera y Noguera Ribagorzana (fig. 1). En el valle del Aragón, donde los restos glaciares aparecen mejor conservados, existen cinco morrenas en Castiello de Jaca que señalan la terminación de un glaciar de 22 kilómetros, del cual se aprecian huellas en el valle en artesa aguas arriba de dicha localidad.

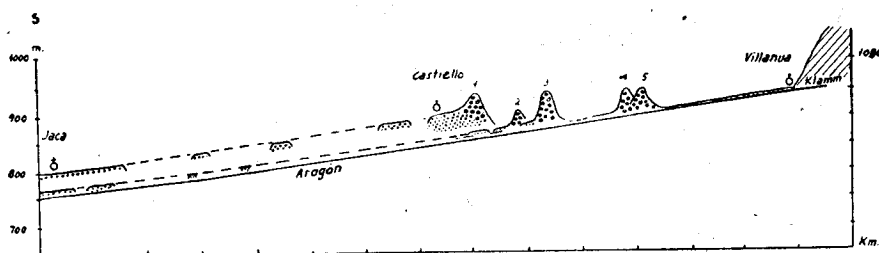


Fig. 2. - Corte longitudinal a través del alto valle del Aragón, según Panzer (184).

Estas morrenas forman, según Panzer, tres grupos que resultan homólogos de las terrazas de 60, 20 y 7 metros, que jalonan el valle del Aragón. Aguas arriba, en Aratores y Villanúa, se señalan morrenas laterales (Fig. 2).

En el valle del río Estarrún, tributario del Aragón, ha registrado Nussbaum (177) las huellas de un glaciar de 6,5 kilómetros, cuyo campo de nevé se situaba en el flanco S. de la Peña de la Garganta y cuya morrena frontal aparece a tres kilómetros aguas arriba de Aínsa, unida a una terraza fluvio-glacial. También el río Osia, afluente del Aragón Subordán, contuvo un gla-

MORRENAS
DEL ARAGÓN

AFLUENTES
DEL ARAGÓN.
RÍOS ESTARRÚN
Y OSIA

-10121

10101-

13101

-10121

ARAGÓN-
SUBORDÁN

ciar de siete kilómetros de longitud que terminaba con potentes morrenas frontales de 4,5 kilómetros aguas arriba de Aragüés del Puerto (en las Bordas de Iro), a 1.100 metros de altitud. La zona colectora se emplazaba en el Circo de Bernera, excavado en el macizo de Bisaurín.

El glaciar del Aragón Subordán era mucho más considerable que los anteriores, pues medía 25 kilómetros y cubría una extensión de 115 kilómetros. Su morrena terminal se halla junto a Hecho, a 830 metros de altitud. Aguas arriba, en Siresa, hay importantes acumulaciones morrénicas de cantos pulidos y estrizados de calizas, esquistos y bloques de areniscas rojas triásicas. Más hacia el N., entre Santa Ana y Oza y en el barranco

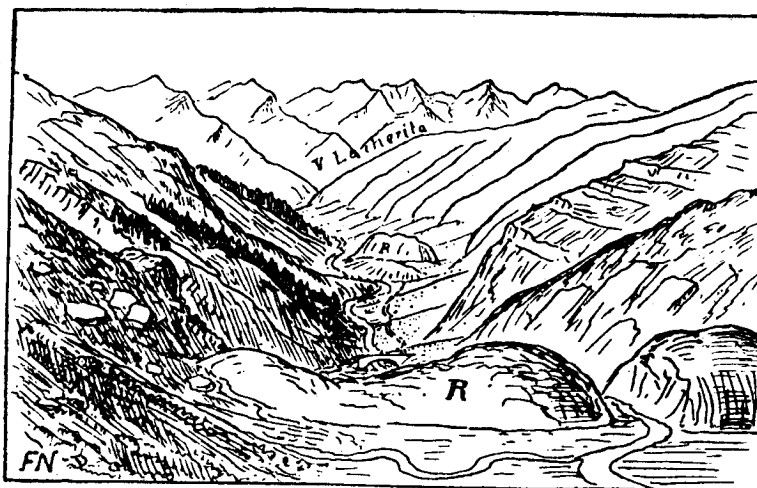


Fig. 3.—Vista del valle de Aguas Tuertas, en dirección aguas abajo, según Nussbaum (177).
R, Rocas aborregadas.

de Aguas Tuertas, hay bellos ejemplos de valle en artesa, cuyo fondo se accidenta con rupturas de pendiente y en el que abundan las rocas aborregadas, los conos de deyección, etc. El circo de alimentación se halla en el flanco N. del Bisaurín (fig. 3).

GLACIAR
DEL VERAL

En el valle del río Veral hay, asimismo, vestigios de un glaciar corto cuyo circo de origen se encuentra entre los picos Laraille y Anie, aguas arriba de Ansó, a 1.150 metros de altitud.

Hay otras morrenas terminales en Zuriza, que atestiguan el retroceso del glaciar.

El glaciar del Gállego, después de un recorrido de 41 kilómetros, se extinguía en Senegüé (10 kilómetros al S. de Biescas), donde se conserva un anfiteatro morrénico terminal. Aguas arriba abundan las morrenas laterales, bastante elevadas sobre el fondo del valle, y que acreditan, por tanto una gran potencia (aproximadamente de 400 metros) en el glaciar. Los vestigios morfológicos son muy abundantes y típicos, tales como pequeños circos y cubetas (donde hoy se sitúan hasta 58 ibones), rocas estriadas, conos de deyección, etc. Destaca en este relieve glaciar el magnífico circo de Panticosa, cerrado por un umbral o parapeto y excavado en el granito.

GLACIAR DEL GÁLLEGO

El glaciar del Ara fué asimismo muy importante, pues midió 40 kilómetros y su potencia puede cifrarse en unos 300 metros. Enviaba lenguas glaciares a valles laterales como el de Linás de Broto y creó magníficas formas, como las de Broto, Torla, el valle de Ordesa, etc. Penck situaba su terminación 10 kilómetros más abajo de Broto y Panzer la supone en Fiscal, donde se presentan varias lomas morrénicas, a una altitud de 800 metros. En cuanto al glaciar del Cinca, alcanzó unos 40 kilómetros de longitud y su terminación puede localizarse a 700 metros de altitud, cerca del paso de las Devotas.

GLACIARES DEL ARA Y CINCA

En el valle del Esera se alojó un potente glaciar, al que enviaban tributarios los macizos del Turbón y Cotiella; su longitud fué de unos 30 kilómetros y probablemente se extinguía antes de llegar a la cadena de Peña Montañesa.

GLACIAR DEL ESERA

En el macizo de Cotiella se han reconocido, finalmente, por Nussbaum (177), abundantes vestigios glaciares consistentes en circos pequeños (Coronas, Era de las Brujas, etc.) que albergaban glaciares locales. Del mayor de estos circos, el Circo de Armeña, descendía un glaciar por el valle del río Llenero que desemboca en el Esera, cerca de Seira, cuyo curso aparece señalado por dos grandes diques morrénicos.

COTIELLA-VALLE DE GISTAIN

La mole de Cotiella está limitada por el N. por el valle del Cinqueta, por el cual circulaba un gran glaciar cuya potencia puede evaluarse en 300 ó 400 metros. Este glaciar ha dejado abundantes morrenas laterales en Gistaín y El Plan, consistentes en bloques graníticos originarios de la zona axial. Termi-

naba en la desembocadura del Cinqueta, en el Cinca. Una lengua lateral del glaciar, que pasaba entre Col de Sahún y Col de Coronas, formó aguas arriba de Plan una extensa terraza fluvio-glaciár.

Depósitos aluviales

Los depósitos fluviales se disponen en llanuras aluviales recortadas a veces por terrazas, o están constituidos por acumulaciones de arrastres recientes. No faltan tampoco en las laderas montañosas que bajan hacia los valles frecuentes depósitos eluviales y coluviales.

TERRAZAS

Las terrazas de los ríos pirenaicos aragoneses no son bien conocidas, salvo, en los ríos Aragón y Gállego; en los restantes, sus niveles no han sido determinados con precisión mediante una exploración sistemática del curso del río y, sobre todo, no se ha intentado su correlación con morrenas glaciares para fijar su cronología.

DEL RÍO ARAGÓN

El río Aragón presenta en la depresión de Jaca tres niveles de terrazas, estudiados por Panzer (184), Solé (227) y Llopis (142). La superior, de 55-60 metros, se enlaza con la morrena de Castiello de Jaca, considerada como rissense; la siguiente, de 20 metros, corresponde a la morrena wurmense del mismo lugar, y la inferior, de 6-7 metros, de muy amplia propagación, sería post-wurmense.

DEL GÁLLECO

El Gállego carece de terrazas en la ancha cubeta glaciar Biescas-Senegüé, pero entre este último pueblo y Sabiñánigo muestra un sistema bien desarrollado de estas formas. Los niveles presentes son: de 120 metros, de 60-65 metros, de 20 metros y de 6-7 metros. La terraza de 20 metros se enlaza con el complejo fluvio-glaciár de la morrena terminal de Senegüé, de edad wurmense; la terraza superior, de 60-65 metros, sería, por tanto, rissense, como su homóloga del Aragón, y la más alta, probablemente mindelense. La edad de la terraza de 6-7 metros sería post-wurmense. En todas ellas se muestran materiales poligénicos procedentes de la zona axial y sierras interiores adyacentes (granito, Permotrias, Cretáceo, etc.) (fig. 4).

Aguas abajo, en las sierras surpirenaicas, y al salir a la

depresión del Ebro, el Gállego manifiesta un sistema bastante constante de tres terrazas, de alturas 7-8 metros, 20-25 metros y 40-50 metros sobre el thalweg, descritas por Barrere (21) y los autores de las Hojas a 1:50.000 del Alto Aragón (Hojas de Ayerbe y Yebra de Basa).

En el Cinca, aguas arriba de Ainsa, Penck reconoció dos ni-

DEL CINCA

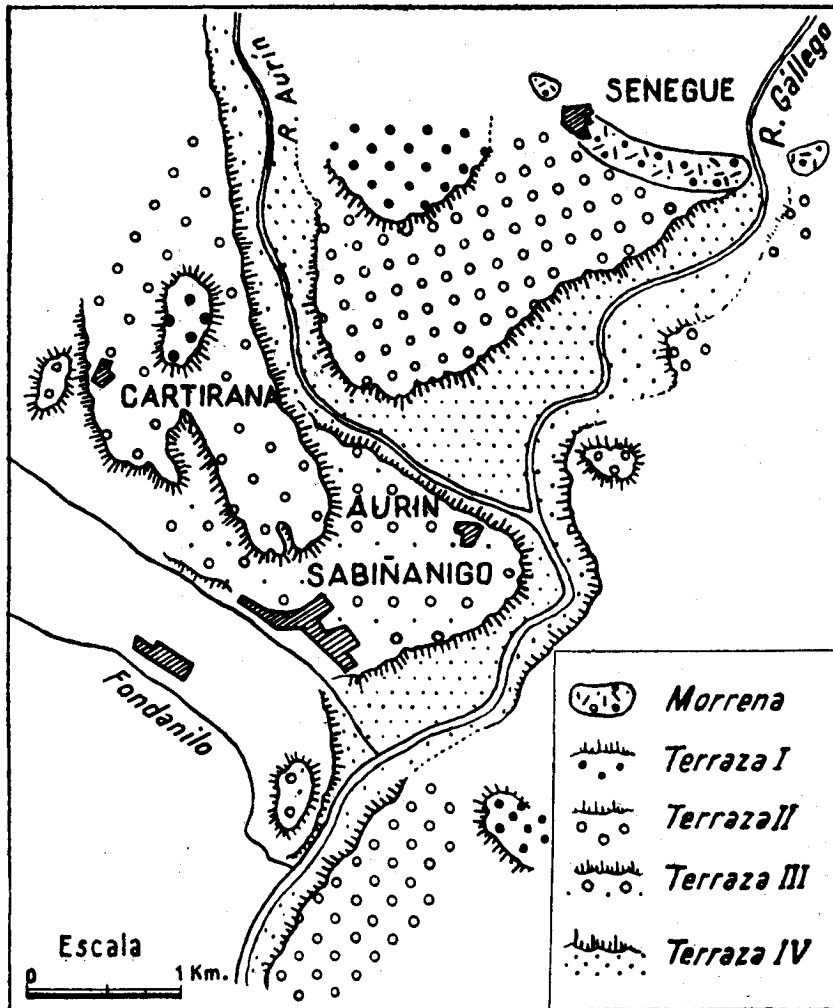


Fig. 4.—Las terrazas del Gállego en Sabiñánigo, según Solé Sabarís (227).

veles de terrazas, sobre la más alta de las cuales está edificado dicho pueblo. Desgraciadamente, no se pueden relacionar con las morrenas terminales del glaciar del Cinca, que han sido casi borradas por la erosión. Aguas abajo se ha organizado un sistema completo de terrazas escalonadas; ya en la depresión del Ebro, entre Barbastro y Monzón, se aprecian, por ejemplo, terrazas de 8 metros, 40-45 metros, 60-65 metros, 100 metros y 115 metros. De entre estos niveles tiene especial importancia morfológica y geográfica el de 40-45 metros, constituido por una potente formación de conglomerado, superpuesta a areniscas y margas.

CUARTARIO DEL S.
DE LAS SIERRAS
SUBPIRENAICAS

Todavía de menos datos se dispone acerca de los ríos que como el Isuela, Flumen, Guatizalema, etc., tienen su nacimiento en las sierras exteriores subpirenaicas, de las que descienden a la depresión del Ebro. Circulan por el extenso pedimento desarrollado al pie de dichas alineaciones, en el cual se encajan a veces, originando un sistema de profundos meandros, como ocurre en el Flumen. Este pedimento consiste en una amplia plataforma de derrubios, inclinada hacia el S. y constituida, según Barrere (21), por conglomerados mezclados con arenas groseras, a los que se superponen lechos de lodos finos. Este extenso talud se corresponde con los niveles cuartarios que bordean por el N. la Hoya de Huesca y por el O. con la terraza superior del Gállego.

Al S. de esta superficie de pedimento, en la depresión del Ebro, se muestran extensos canturrales diluviales formados casi siempre por cascajo muy rodado y margas arenosas, generalmente de color rojizo. Estas rañas o "sasos", cuya distribución resulta independiente del curso de los actuales ríos, pueden representar restos de una superficie de piedemonte, antaño más extensa, pero su origen no está todavía bien aclarado.

TERRAZAS
DEL EBRO

Finalmente, en el corto trecho que el Ebro recorre en nuestra provincia, va acompañado por un variado sistema de terrazas escalonadas. Hasta nueve menciona Penck en el cercano trayecto Caspe-Chiprana, situado dentro de la provincia de Zaragoza. De ellas, el nivel de 40 metros se corresponde con la morrena del penúltimo período glacial (Panzer hace este enlace por interpolación) y, por tanto, las cuatro terrazas inferiores podrían relacionarse con las otras cuatro morrenas más modernas de Castiello. Los cuatro niveles superiores pertenecerían al

Diluvial antiguo, y el superior, de 100-115 metros, seguramente al Plioceno reciente. Por regla general, estas terrazas consisten en acumulaciones de cantos más o menos cementados, de potencia media de seis metros, a veces recubiertos por una dura costra calcárea.

III

HISTORIA SEDIMENTARIA Y TECTÓNICA**HISTORIA DURANTE EL PALEOZOICO****Siluriano y Devoniano.**

Se dispone de pocos datos acerca de la evolución del ámbito de la provincia de Huesca durante el Paleozoico, ya que las principales obras que lo estudian—las de Dalloni (57) y Misch (172)—recogen escasas observaciones sobre la tectónica de los terrenos primarios. Los acontecimientos sucedidos en esa edad han de reconstruirse, de modo bastante incompleto, a través de la obra de Schmidt (220) principalmente, cuyas observaciones fragmentarias necesitarían comprobación mediante un reconocimiento sistemático a todo lo largo de la cordillera.

Hemos indicado que el terreno más antiguo que aparece en los Pirineos es el Ordovicense. Forman su base las pizarras del Llandeilense (tramo de *Calymene tristani*) de facies geosinclinal. Así, pues, la historia del territorio pirenaico se inicia con una fase sedimentaria geosinclinal que al parecer perduró sin alteraciones durante el Siluriano. Ahora bien, Schmidt cita una discordancia de los conglomerados del Caradocense sobre su yacente pizarroso en Vilamur, en el valle del Noguera Pallaresa, que revela, en este punto concreto, movimientos orogénicos anteriores a los tectónicos. Schmidt (220) propone denominar “plegamiento pallarésico” a esta fase orogénica, que habría que

DISCORDANCIA
PALLARÉSICA

comprobar con nuevos ejemplos para apreciar si realmente tiene validez general.

DISCORDANCIA
LERIDANA O
ILERDENSE

Persistió la sedimentación sin trastornos durante el Devónico, ya que los plegamientos caledonianos no afectaron al Pirineo. Sin embargo, hay que mencionar un ejemplo de plegamiento sucedido al final del Devónico superior, que Schmidt registra en Feixá, no lejos de Sort. En dicho lugar se manifiesta una discordancia del nivel de *Cheiloceras* (Famenense inferior) sobre el tramo de *Manticoceras* (Frasnense), que correspondería a una fase de plegamiento anterior a la mársica. No se conocen otros ejemplos de esta discordancia, a la que Schmidt denomina "discordancia leridana", y no es posible, por tanto, concluir que el Pirineo se viera afectado en una extensión apreciable por movimientos prebretónicos.

FENÓMENOS
SINOROGÉNICOS

No puede decirse que las fases mársica y nassáutica de Stille (233, 234) de los plegamientos bretónicos hayan dejado huella en el Pirineo en forma de discordancias claras, pero se presentan, en cambio, niveles de conglomerados que pueden interpretarse como sinorogénicos de las mismas. Así, cerca de Feixá, según datos de Schmidt, el tramo de *Clymenias* (Famenense) contiene un conglomerado más potente que el del nivel de *Cheiloceras*, y podría considerarse como sinorogénico de los movimientos mársicos. Asimismo, en lugar próximo a Feixá, al O. de esta localidad, entre las pizarras del Culm y las calizas de *Clymenias* se intercala un conglomerado que podría ser sinorogénico de los plegamientos nassáuticos.

Cabe concluir, finalmente, que en el Pirineo aragonés existieron plegamientos bretónicos de poca intensidad, que en algunos sitios no llegaron a manifestarse. Pueden citarse como prueba de ellos algunas discordancias pre-cúlmicas como la que menciona Schmidt en el valle del Esera, aguas abajo de Benasque. En otros lugares, sin embargo, la serie Devónico superior-Culm aparece concordante.

Durante el Carbonífero y el Permotrías

Al final del Westfaliense se registra una emersión en el sector central del Pirineo, a causa de la cual no se deposita el Estefanense. Los plegamientos astúricos, que tanta importancia tuvieron en toda la cordillera, se manifiestan, por tanto, en dicha región, central, por la discordancia entre el Permotrías y su yacente. Puede servir de ejemplo de la misma, la discordancia que en el ibón de Estanes, en el puerto de Somport, se presenta entre los conglomerados permotriásicos y las grauwasas, casi verticales, del Westfaliense.

PLEGAMIENTOS
ASTÚRICOS

Esta discordancia entre el Permotrías y el Estefanense (cuando existe), y su substratum, es muy frecuente, de lo que se deduce que la fase astúrica fué la más importante de la orogenia her-

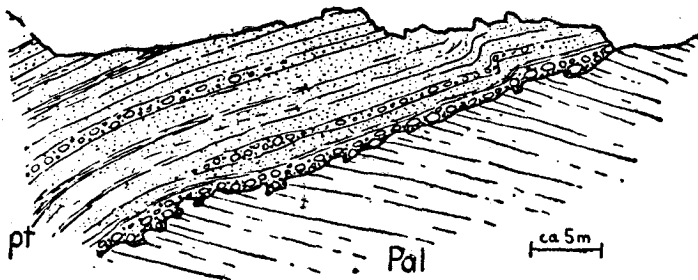


Fig. 5. —La discordancia varisca en la vertiente O. del Esera, al N. de Vilanova, según Misch (172)

pt, Permotrías sobre caliza meso y supradévónica; *pal*, volcada hacia el Sur.

ciniana. Ciertamente es que a veces esta discordancia es muy débil, o incluso nula, como sucede al E. de nuestra provincia, en el valle del Flamisell; asimismo, en la vertiente francesa del Pirineo central (aproximadamente entre los ríos Ariège y Aspe) la concordancia del Estefanense con su yacente es constante, concordancia que se manifiesta todavía, entre Canfranc y Sallent. Pero en muchos puntos de la vertiente española queda patente la discordancia varisca, a veces de modo muy marcado, como sucede en Vilanova, en el valle del Esera, según señaló Misch (figura 5) y en la cabecera del Aragón, según Dalloni (Canal de Izas).

COMPOSICIÓN DEL
ESTEFANENSE Y EL
PERMOTRÍAS

El Estefanense, donde se depositó, es un piso continental formado por rocas eruptivas, acompañadas de tobas que pasan a areniscas blandas o a rocas silíceas de varios colores; el techo de esta serie está constituido por pizarras negras en las que se ha encontrado flora estefanense, capas de carbón, grauwacas y conglomerados. Parece que sobre este conjunto no actuó la fase urálica, y así el Permotrías se deposita aproximadamente concordante sobre el Estefanense. El nivel inmediatamente superior al mismo es una serie de pizarras negras del Rotliegendes inferior. Le suceden hacia arriba conglomerados bien desarrollados, areniscas y arcillas arenosas rojas en las que se entremezclan algunos bancos de conglomerado. La serie se termina con arcillas verde oscuras que constituyen el paso al Buntsandstein, del cual es muy difícil deslindar el complejo permiano.

FASE SAÁLICA

Para muchos autores, los plegamientos saálicos del comienzo del Permiano no han trastornado este conjunto; la fase astúrica sería, pues, la final de los movimientos hercinianos. Dalloni opina, sin embargo, que la orogenia varisca tuvo su convulsión máxima en el plegamiento saálico, durante el cual se produjo la intrusión de los granitos del Pirineo. Esta afirmación, que aparece desmentida por los frecuentes ejemplos de concordancia entre el Estefanense y niveles superiores, con los conglomerados rojos del Rotliegendes superior, ha sido puesta en duda por Schmidt, para quien la irrupción de los granitos sería de edad ordovicense, alcanzando localmente al Carbonífero (como sucede al N. de la Maladeta) o al Permiano (como ocurre al N. de Bielsa). Es cierto que el Permotrías se apoya discordante muchas veces sobre un yacente más antiguo que el Estefanense, pero en tal caso hay que atribuir el fenómeno al plegamiento astúrico.

Según Llopis (141), esta inexistencia de la fase saálica no puede aplicarse al Pirineo aragonés, puesto que en la zona de la cabecera del Aragón (La Raca, Pico de Anayet, Canal de Izas) aparece plegado por dichos movimientos el conjunto Carbonífero-Permiano, apreciándose dentro del mismo una discordancia entre el Estefanense y el Permotrías.

Asimismo, Boissevain (31) identifica con la fase saálica las manifestaciones de volcanismo que se registran en el S. de la Sierra del Cadí, donde aparecen porfiritas encima del Estefanense, con tobas porfiríticas que pasan gradualmente a arenis-

cas permianas. La erupción corresponde, por tanto, a los comienzos del Permiano.

La sedimentación del Permotriás no se termina sin que la altere una discordancia interna. Según Misch, entre Batiliu de Sas y Aguiró, un tramo superior de 200 metros de potencia aparece separado del resto de la serie, de unos 800 metros de espesor, por una ligera discordancia angular, que sería de edad palatínica o pfálzica. Dicha discordancia marcaría el límite inferior del Buntsandstein; los terrenos que yacen debajo de ella son más modernos que el Rotliegendes inferior y acaso abarcarían el Rotliegendes superior y el Zechstein. Si el espesor del Permotriás—que es muy variable, pues oscila entre los 150 y los 1.000 metros—se reduce mucho, hay que presumir que la serie contiene solamente Bunt y que falta el Permiano.

DISCORDANCIA
PFÁLZICA O
PALATÍNICA

HISTORIA DURANTE EL MESOZOICO

Durante el Triásico, Liásico y Jurásico

En las cuencas continentales en que se formaron los materiales permotriásicos se depositó posteriormente, sobre las arcillas verde oscuras que coronan aquella serie, un complejo de margas dolomíticas amarillentas, a las que sustituyen a veces dolomías cavernosas. Sobre este nivel se asientan las calizas grises del Muschelkalk, pero es frecuente que entre su muro y las dolomías o margas dolomíticas antedichas se intercalen formaciones de yeso, como sucede, según Misch, en Espés Alto, al O. de Alins. Este conjunto de yesos y dolomías que separa el Bunt, es decir, el límite superior del Permotriás, de las calizas del Muschelkalk, es englobado por dicho autor en el Röt.

ROT

Con el Muschelkalk se entra en un episodio marino de sedimentación, provocado seguramente por un hundimiento epirogénico de la cuenca sedimentaria que permitió una mayor profundidad de las aguas. Durante él se forman bancos gruesos de calizas compactas dolomíticas grises oscuras, sobre las que descansan calizas tableadas con frecuentes faunas de moluscos. El espesor de esta formación es desconocido, porque las capas del

MUSCHELKALK

Muschelkalk aparecen muy trastornadas y revueltas: muchas veces no consisten sino en bloques o retazos dispersos sobre el yacente. En ningún punto puede apreciarse un corte completo desde las arcillas del Permotrias al Keuper, y asimismo resulta casi imposible separar el Muschelkalk con precisión del que le sucede por encima. No obstante esta disposición caótica, puede calcularse que el espesor del Muschelkalk no excede de los 50-60 metros.

KEUPER

Después de esta fase marina se registró una importante regresión y un consiguiente desarrollo del régimen continental. Se depositan en esta etapa las arcillas abigarradas, con yeso y sal del Keuper, frecuentemente atravesadas por apuntamientos de ofitas. Estas formaciones lagunares suelen estar separadas del yacente calizo por un nivel de calizas cavernosas dolomíticas. Su potencia máxima puede evaluarse en unos 200 metros.

La sedimentación triásica alcanzó evidentemente una gran extensión, pero sus depósitos se redujeron y fragmentaron notablemente por la denudación subsiguiente y por los esfuerzos orogénicos que trastornaron completamente un material tan plástico. Sin embargo, en el sector occidental de los Pirineos aragoneses está totalmente ausente el Triás, como ya hemos hecho notar anteriormente; no se inicia sino en la transversal de Espierba, al E. del valle de Pineta, adquiriendo progresiva expansión y continuidad en dirección de la provincia de Lérida.

TRANSGRESIÓN
RETIENSE

La transgresión retiense, procedente del E., inicia el período siguiente. El dominio continental en que se constituyeron los depósitos del Keuper se vió invadido por las aguas marinas, originándose un régimen salobre en el que precipitan las carniolas del Infralías. El tránsito de las margas rojas yesíferas triásicas a las carniolas viene señalado por margas verdes, con capas rojas o violetas intercaladas, sin yeso, que hacia arriba adquieren un color grisverdoso, haciéndose más compactas y dolomíticas.

El avance de las aguas marinas progresa durante el Lías medio y superior hacia el S., pero por el O. tropieza con un bloque continental que ocupa buena parte de las provincias de Huesca y Navarra, cuya emersión fué obra probablemente de los movimientos paleokimméricos. Las aguas contorneaban este

continente por el N., penetrando por la Navarra septentrional y las Vascongadas.

La tendencia a la emersión persistió durante el Jurásico, pero es probable que las aguas alcanzaran su extensión máxima en el Jurásico medio. El hecho de que en los Pirineos sean muy escasos los retazos de Dogger y Malm se debe, sin duda, a la activa denudación que estos terrenos experimentaron antes de la transgresión infracretácea. Un resultado de los procesos de emersión sobrevenidos en esta época son los yacimientos de bauxita y las formaciones de laterita que con cierta frecuencia aparecen sobre el Lías o el Dogger, cuya génesis sólo es posible en un área continental con clima cálido, sometida a una intensa meteorización.

EMERSIÓN
POST-LIÁSICA

Después de depositadas las dolomías azoicas y negras del Dogger el territorio pirenaico se elevó en masa, mientras que la sedimentación marina continuaba en el ámbito celtibérico. La erosión comenzó a atacar enérgicamente este bloque emergido, que no volvió a hundirse hasta el comienzo del Aptense, con cuya transgresión la fosa de sedimentación pirenaica adquiere el carácter de un verdadero geosinclinal.

Durante el Cretáceo

Así como las vicisitudes experimentadas por el territorio de la provincia de Huesca durante el Paleozoico y todo el Mesozoico hasta el Cretáceo son deficientemente conocidas, al entrar en este período, su riqueza de niveles y su amplia expansión superficial nos permiten disponer de datos mucho más precisos. En consecuencia, nos será posible bosquejar una evolución paleogeográfica más exacta y completa que en las anteriores épocas. Para su reseña nos servirán, principalmente, de guía las investigaciones y trabajos de síntesis de Ashauer (17), Misch (172), Almela y Ríos (7) y Marcet Riba (156).

Hemos indicado que en el Jurásico se inicia una emersión que perdura largamente. En la provincia de Huesca y en parte de la de Navarra se prolonga durante todo el Neocomiense, puesto que en sus áreas no se conocen depósitos de esta edad. También en el vecino Sistema Ibérico hubo un movimiento de su-

rección, puesto que el Cretáceo inferior que en él se deposita es de facies continental o wealdense.

APTENSE INFERIOR

Con el Aptense inferior da comienzo la transgresión marina que convertirá el ámbito pirenaico en una fosa geosinclinal, aun cuando, según veremos, no se define en él una cuenca uniforme hasta el Cretáceo superior. Por el contrario, en el lado septentrional de los Pirineos existe desde el Cretáceo inferior un extenso mar ininterrumpido.

Los depósitos del Aptense inferior son calizas con *Rudistos* y *Orbitolina*, de facies urgonense, y se sedimentan en concordancia con las dolomías del Dogger. Parece que la máxima profundidad de la cuenca se situó entre el Segre y el Ribagorzana; el caso es que el espesor de las formaciones comienza a decrecer al O. del Noguera Pallaresa, de tal modo que el Urgo-aptense no llega al Turbón, pues se extingue, acuñándose, al E. del mismo (cl, fig. 6 a).

APTENSE SUPERIOR-ALBENSE

Durante el Aptense superior y el Albense la transgresión progresa notablemente hacia el O. y alcanza el Esera. Hacia el E. de este mar se depositan principalmente margas, indicio de facies más profunda, y por el O. calizas de *Orbitolina*; más hacia el O., a estas calizas suceden areniscas, y en posición más occidental aún, junto al Esera (zona de Gabás), aparecen capas de lignito. Es digno de mención el ahondamiento local que en esta época se produce en el sector de la Sierra de Aulet, al N. de Arén, que permite la formación de un gran espesor de calizas de *Orbitolina* (c, fig. 6 a).

LÍMITES DEL MAR APTENSE-ALBENSE

Los límites de este surco de sedimentación aptense-albense aparecen bien definidos. Al O. de este mar se levantaba un continente alto-aragonés, de cuya surrección ya tratamos en el apartado anterior, y que había de persistir, según veremos, hasta el Cretáceo superior. Este continente se unía por el S. con una extensa área terrestre a la que Misch denomina "masa del Ebro" ("Ebro Masse"), emplazada en la depresión del Ebro, que serviría de confín meridional al mar aptense. Por el E. comienza a definirse un límite mediante un umbral transverso en la región del Ampurdán, al que Ashauer designa con el nombre de "Umbral del Ampurdán" ("Ampurdanische Schwelle"). Sin embargo, durante el Aptense y el Albense este umbral no hace sino esbozarse en forma de plataforma litoral, con un mar nerítico; su

-10121-101-
101-

aparición es algo posterior y fué obra de los plegamientos aústricos.

Esta cuenca aptense carece, sin embargo, de un límite continental por el N., en opinión de Misch, de suerte que es posible que se comunicasen las aguas con las de la fosa marina existente al N. del Pirineo. Parece probado que no alcanzaba a nuestra provincia el geanticlinal axial que, según Ashauer, existía más al E. de los Pirineos catalanes, desde el Cretáceo inferior.

La masa del Ebro estaba separada, a su vez, del macizo de la



Fig. 6a.—Las facies del Infracretáceo y Cenomanense, según Misch (172).
Escala 1:1.500.000.

Meseta central española, por la fosa celtibérica, en la que se depositaban los sedimentos que habrían de constituir el Sistema Ibérico. Del continente mediterráneo de Menorca-Córcega-Cerdeña le separaba el geosinclinal mediterráneo, en el que se formaban los materiales de la Cadena Litoral Catalana y del sistema balear.

Hemos señalado antes el progresivo desarrollo de las cuencas

REGRESIÓN
POR EL SUR

aptense y albense hacia el O. En cambio, por el S. se manifiesta un movimiento de retroceso de las aguas desde el Urgonense al Albense, que ha de proseguir, acentuándose, durante el Cenomanense. Al parecer, el máximo avance del mar en esta dirección alcanzó una línea situada entre el Montsech y las sierras subpirenaicas más meridionales.

CENOMANENSE

El Cenomanense es transgresivo sobre los anteriores tramos y avanza notablemente hacia el O., en dirección al umbral transversal alto-aragonés, desbordando el macizo de Cotiella (c, fig. 6a). Su facies en esta zona consiste en calizas macizas, equivalentes a las margas con equínidos del E. No existen niveles clásticos. Misch sostiene que en esta época se alzó una masa continental por el NO., ya que las formaciones cenomanenses no se presentan en la faja cretácica de Barbaruens, extinguiéndose en la línea del Esera. Pero por el N. debió de existir una amplia comunicación con la cuenca marina nord-pirenaica, es decir, no cabe señalar tampoco un geoanticlinal axial, que fuese prolongación del registrado por Ashauer en Cataluña.

Por el S., el mar cenomanense se retira a un margen mucho más septentrional que el de los períodos anteriores, que seguramente se situarían en la Conca de Tremp. Es probable, por tanto, que el Cenomanense no se depositase en las sierras subpirenaicas, en las cuales, desde luego, faltan sus sedimentos.

El límite oriental del surco cenomanense sigue definido por el umbral del Ampurdán, que se enlaza por el S. con el bloque del Ebro, el cual constituye, como anteriormente, la orilla meridional.

DEL TURONENSE
AL CAMPANENSE

La sedimentación debió de continuar durante el Turonense, cuya presencia es probable en las sierras marginales septentrionales, aun cuando no se ha probado paleontológicamente. En el Coniacense el mar sigue avanzando por el NO., donde alcanza la mancha de Barbaruens y llega por el S. al Montsech. En el Santonense apenas hay progreso por el O, pero por el S. las aguas rebasan el Montsech y dejan sus depósitos en las sierras subpirenaicas más exteriores (fig. 6 b). La facies de estos sedimentos meridionales es detrítica, mientras que por el N. (zona del Turbón) no hay sino margas y calizas. De ello hay que deducir que era el continente del Ebro, sujeto a una viva erosión, el que suministraba materiales para las areniscas del S. del

Montsech. El mismo origen meridional tienen los elementos componentes de las brechas que en este tiempo se originan al O. del Turbón (brechas de Campo), las cuales deben su formación a movimientos subhercínicos.

Los contornos del surco sedimentario durante estos períodos eran, como se ve, semejantes a los de épocas pasadas. Misch opina que tampoco durante el Santonense llega a erigirse un umbral en la zona axial, puesto que no hay señales en esa dirección de borde alguno de la cuenca.

Durante la etapa siguiente, acontecen, con la gran trans-

TRANSGRESIÓN
SENONSENSE

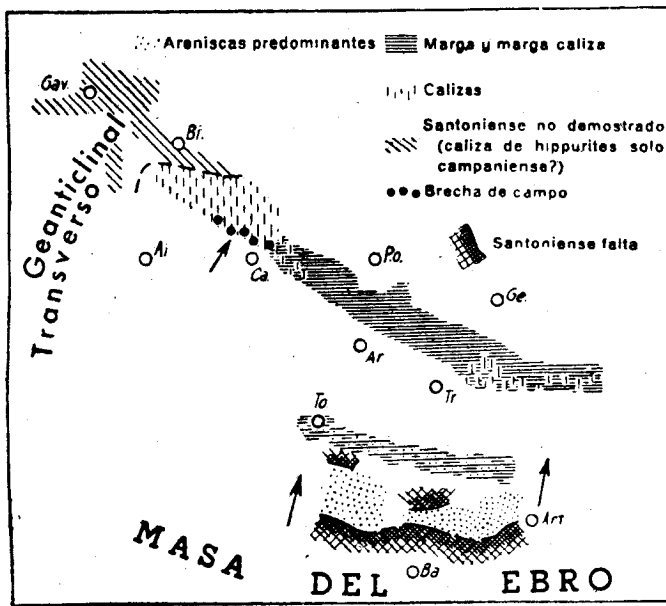


Fig. 6b. —Límites y facies del Santonense, según Misch (172)
Escala 1:1.500.000.

gresión del Senonense superior, modificaciones importantes en el geosinclinal pirenaico. En primer lugar, es anegado por las aguas el umbral alto-aragonés: esto puede comprobarse por la continuidad que a través de ese geanticlinal tienen las calizas campanenses de *Hippurites*, si bien es cierto que la serie superior de margas azules campanenses y maestrichtenses se inte-

18100-
-10129101-

rumpe en el NO. de la cuenca. Al otro lado del umbral reaparecen bajo la caliza de *Hippurites* los niveles inferiores santonenses y coniacenses (fig. 6 c).

Este hundimiento del umbral alto-aragonés debió de sobrevenir paulatinamente; a una primera fase de inmersión, que dió lugar a un mar nerítico de escasa profundidad, sucedió un nuevo ahondamiento, que permitió la sedimentación de potentes formaciones maestrichtenses.

UMBRAL AXIAL

Con la desaparición de este umbral quedó establecida la comunicación con el mar de los Pirineos occidentales. Parece, en

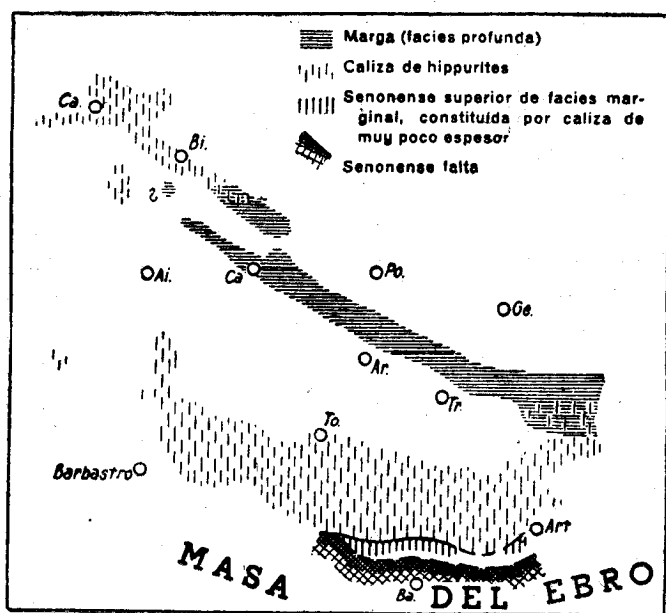


Fig. 6c.—Distribución de las facies del Campanense, según Misch (172). Escala 1:1.500.000.

cambio, que se cierra la comunicación por el N. con una barrera continental. En efecto, la facies de las margas azules se ve sustituida desde la transversal de Cotiella, hacia el O., por una potente serie de maciños o areniscas, que llega a los 1.000 metros de espesor (arenisca del Monte Perdido), que denota un continente emergido por el N. Las areniscas se acuñan al S. de esta

18101
18101

barrera axial, que se prolongaba largamente por el E. durante el Senonense.

También por el S. avanzó la transgresión considerablemente, rebasando el dominio de las sierras subpirenaicas. Se depositan aquí, lo mismo que en la cuenca de Tremp, calizas de *Hippurites* que denotan una facies más litoral, en contraste con la serie batial de las margas depositadas más al Norte.

La transgresión tiene su máxima culminación en el Campanense (fig. 6 c). La parte más profunda de la cuenca se traslada entonces a la zona entre el Noguera Ribagorzana y el Esera, donde las margas senonenses alcanzan los 2.000 metros de espesor. Algo más al O. del Esera se manifiestan, sin embargo, grandes profundidades, pues la arenisca de Cotiella llega a los 1.000 metros de potencia; incluso sobre el antiguo umbral altoaragonés las formaciones sedimentadas en el Maestrichtense suman 1.000 metros de espesor. Tiene, pues, toda la fosa sedimentaria, en esta fase, el carácter de un verdadero geosinclinal.

Después de este período de máxima extensión de las aguas se inicia la regresión en el Maestrichtense. Son indicio de ella las areniscas groseras y compactas que aparecen en la parte superior de las margas azules y que tan considerable desarrollo adquieren entre el Cinca y el Noguera Ribagorzana y más al E., en la provincia de Lérida. Esta formación, de escaso espesor, que hemos llamado, de acuerdo con la denominación de Misch, "arenisca de Arén", representa el Maestrichtense superior, durante el cual la fase regresiva se manifiesta ya francamente. Es verosímil suponer que los elementos de estas rocas detríticas procedían del geanticlinal axial que, como hemos dicho, se alzaba por el N. en esta época.

La retirada del mar se continuó sin interrupción, de tal suerte que en el Danés la emersión es total. Desaparecido el régimen marino, la sedimentación prosigue con facies continental garumnense. Sin embargo, como ya hemos hecho notar en el capítulo de Estratigrafía, quedó en el NO. un sector sumergido, pues a partir del Esera, y en esa dirección, se observa una facies de calizas marinas. El extremo SO. de la cuenca sufrió, no obstante, la emersión, pues en él predomina también la facies garumnense. Como ya dijimos anteriormente, el tránsito del régimen marino al terrestre se localiza al S. de Campo, en el Esera;

MÁXIMAS
PROFUNDIDADES
DE LA CUENCA

REGRESIÓN
MAESTRICHTENSE

GARUMNENSE

algo más al E., en la Sierra de Merli, también se puede comprobar el paso del nivel de la arenisca de Arén a margas abigarradas, areniscas y arcillas rojas de facies lacustre. Pero, a partir de aquí, la sedimentación terrestre tiene completa primacía y en el Isábena sólo se muestra una facies netamente continental. Los depósitos garumnenses han de cobrar la máxima importancia en la Conca de Tremp, donde contienen niveles yesíferos y su espesor suma varios centenares de metros. Señalemos el caso curioso de que en Isona, al SE. de Tremp, se presenta una intercalación marina descubierta por Vidal (245), en forma de margas que contienen fósiles del Danés.

La serie garumnense parece abarcar todos los niveles entre el Maestrichtense y el Eoceno, ya que en ella no es visible laguna de ningún género. Cuando la facies es marina, como en las calizas danesas del O. del Esera, la transición al tramo superior de la caliza de *Alveolina* es imperceptible. La edad de este conjunto sería danés-paleocena, y en él, según la opinión de Dalloni, se alcanzaría el Ipresense.

OROGENIA
CRETÁCEA

Los tramos cretáceos que acabamos de examinar son completamente concordantes, de modo que los movimientos infracretáceos no tuvieron lugar en los Pirineos aragoneses. Ya dijimos que los plegamientos precretáceos (neokimméricos) tampoco llegaron a actuar, pues la concordancia del Urgo-aptense sobre el Dogger era perfecta. Conviene, sin embargo, mencionar algunas excepciones de poca importancia, tal la leve discordancia de las areniscas albenses sobre el Triás en el Turbón, que podría ser debida a un débil movimiento austrico. Asimismo hemos hecho ya mención de que la brecha de Campo coincidía con una fase subhercínica muy localizada. Otros ejemplos de transgresiones del Senonense sobre tramos inferiores como el Dogger o el Triásico, que se presentan en bordes de la cuenca cretácea, podrían ser efecto de movimientos austricos locales y de muy poca intensidad. En cambio, la fase austrica revistió en el Pirineo oriental una importancia mucho mayor, puesto que, según Ashauer, originó el levantamiento del geanticlinal transversal del Ampurdán.

HISTORIA TERCIARIA

Durante el Eoceno

La fase de emersión con la que termina el Mesozoico perdura durante el comienzo del Terciario, en el que, por tanto, no hay un Eoceno inferior marino. Ya hemos indicado que los niveles continentales que representan el paso del Cretáceo al Terciario suponen un régimen de transición incierto, en el que no es posible señalar una división clara. De no encontrar en la serie las capas con *Bulimus* que permiten delimitar el Ipresense, se hace necesario atribuir al conjunto una edad global garumnense-paleocena.

En el Luteciense inferior comienza la invasión marina, originando un mar de escasa profundidad en el que se deposita primeramente un somero nivel detrítico de conglomerados. No hay datos de que en los Pirineos aragoneses hayan existido los movimientos neolarámicos que en los Pirineos orientales plegaron muy suavemente, según Ashauer, el yacente del Eoceno.

Se sedimentan después la caliza de *Alveolina* y la caliza de *Nummulites*, indicio esta última de un mar más profundo, pero todavía de tipo sublitoral o nerítico. La cuenca sigue hundándose en el Luteciense medio y superior, durante el cual se forma el tramo de las margas azules; estos lodos de grano fino, sedimentados en aguas claras y tranquilas, contienen, como ya sabemos, una abundantísima fauna de *Nummulites*, *Assilina*, *Orthophragmina*, políperos y moluscos de carácter nerítico. Por tránsito lateral pasan, como ya hicimos constar, al O. del Cinca, al flysch arenoso que tan gran propagación tiene en el N. y NO. de nuestra provincia.

En el Luteciense inferior comienzan a diferenciarse, en la cuenca sedimentaria, dos zonas de distinta profundidad. En el E. y en el S. de la cuenca se manifiesta un dominio marino de aguas claras, en el que se depositan las capas de *Velates*, a las que han de suceder inmediatamente las margas azules. En cambio, desde la transversal del Monte Perdido hacia el NO., hasta penetrar en Navarra, la fosa pirenaica presenta un hondo

TRANSGRESIÓN
LUTECIENSE

DIFERENCIAS
DE PROFUNDIDAD
EN EL SURCO
LUTECIENSE

y ancho surco en el que se acumulan, con millares de metros de espesor, los materiales detríticos del flysch arenoso. Sólo al final del Luteciense las margas azules recubrirán uniformemente toda la cuenca ocultando todos los tramos anteriores.

Esta desigualdad en el fondo submarino de la cuenca es reconocida por Misch al señalar que de N. a S. hay en ella una disminución de caracteres marinos, por lo que se refiere al horizonte inferior, la caliza de *Alveolina*. En el N. aparece una caliza gris margosa, sustituida incluso, en ocasiones, por margas numulíticas, mientras que por el S. la caliza es maciza y arenosa, indicio de una costa próxima. En el tramo superior también es patente el contraste entre las margas azules que con una gran potencia recorren el N. de la zona de Tremp y las calizas de *Alveolina* que afloran por el S. de la misma. Al S. del Montsech, incluso, estas capas son reemplazadas por flysch arenoso. Queda, pues, probado que la zona profunda de la cuenca estaba en el N., mientras que por el S. el mar era mucho menos profundo. En esta dirección aparecía limitado por una costa, a la que la erosión arrancaba los elementos detríticos que se entremezclan en la caliza de *Alveolina* de este sector, pero dicha costa estaba situada bastante más al S. que la del mar senonense.

AVANCES
DE LA CUENCA

Recordemos que al finalizar el Cretáceo, solamente al O. del Esera, en el NO. de la cuenca, persistió el régimen marino, mientras que el resto de la misma quedaba emergido. Hubo, pues, una traslación de la cuenca hacia el NO. y este fenómeno se ve reiterado en el Luteciense, pues, como hemos indicado, se localiza en esa dirección el surco más hondo de la fosa sedimentaria. Pero, al mismo tiempo, también la cuenca progresa por el S., donde se encuentra un continente en vías de retroceso. Este avance por el S., que ensancha cada vez más el surco pirenaico, iniciado ya en el Cretáceo, ha de caracterizar a toda la evolución subsiguiente del mar terciario.

HUNDIMIENTO
DEL UMBRAL
DEL AMPURDÁN

Al final del Luteciense inferior se acrece también el dominio marino con el hundimiento del umbral del Ampurdán, que, como se recordará, estaba unido por el S. al bloque del Ebro. Con la desaparición de esta unidad se esboza la formación de la depresión del Ebro, y se manifiesta una fuerte transgresión hacia la

cuenca geosinclinal mediterránea, en la que, hasta ahora, todos los avances marinos se dirigían de Sur a Norte.

Por el N. no existía, según Misch, una barrera axial durante el Eoceno inferior, pero en el Eoceno superior hay pruebas evidentes del levantamiento de un umbral, con enérgico empuje ascendente. En efecto, entre los ríos Noguera Pallaresa y Esera, el Eoceno superior consiste en un flysch arenoso que se ve sustituido rápidamente hacia arriba por un horizonte límnic de conglomerados. Al E. del Isábena, en Lascuarre, se observa claramente cómo el flysch, hacia el N., pasa a esta serie límnic de pudingas. En el Esera este hecho es aún más patente, porque los conglomerados, que reemplazan en dirección N. a las areniscas calizas y margas numulíticas del flysch, adquieren una gran extensión. Es la formación que hemos denominado "conglomerados de Santa Liestra", que tiene su mejor representación en la comarca de Abenzos y que es prueba indudable de una masa continental por el Norte.

UMBRAL AXIAL

La violenta denudación del umbral axial, al originar este abundante acarreo de materiales detríticos hacia el S., hizo que en la parte N. del surco el relleno fuera muy activo; su profundidad disminuyó, pues, rápidamente y ocasionó el desplazamiento de la fosa hacia el Sur.

Dicho umbral axial separaba nuestro ámbito pirenaico de una cuenca geosinclinal nord-pirenaica, que a su vez se ensanchaba hacia el N. como consecuencia del hundimiento de su costa septentrional (el umbral de Carcelona, de Ashauer).

Se comprueba, como conclusión de los acontecimientos reseñados, que el mar ha ensanchado notablemente sus límites sobre los del dominio garumnense, a costa, principalmente, de la eliminación del umbral transversal del Ampurdán y del progresivo hundimiento del macizo del Ebro. Se ha hecho posible así la creación de una larga y profunda fosa geosinclinal que, sin interrupción alguna, comunica el Mediterráneo con el Golfo de Vizcaya. En esta época culmina, por tanto, como hace notar Misch, la evolución del geosinclinal pirenaico.

DESARROLLO
GEOSINCLINAL
MÁXIMO

Al final del Eoceno hay una elevación general de la cuenca y, con ella, una nueva regresión marina. El régimen continental que ya se preludiva en la serie límnic a que antes hemos hecho referencia, adquiere un general desarrollo. Las formaciones la-

REGRESIÓN FINAL

-10121

custres y detríticas que se depositan en este período final, el Ludense, forman espesos mantos que desbordan por el S. la línea de las sierras subpirenaicas.

Durante el Oligoceno y el Mioceno

MOVIMIENTOS
PIRENAICOS

Después de la fase de sedimentación continental con la que termina el Eoceno, la paleogeografía del Pirineo se altera radicalmente con los primeros plegamientos meso-alpinos. Con los movimientos pirenaicos, que acontecen al final del Eoceno, se levanta vigorosamente la zona axial. Queda, al S. de la misma, una depresión que ya no puede ser llamada cuenca pirenaica porque su eje, una vez definida la cordillera, se ha desplazado hacia el valle del Ebro. Se ha convertido, pues, en una prefosa marginal, que cierra pronto por el E., ya que la cuenca del Ampurdán se convierte nuevamente en umbral con la regresión sucedida al final del Eoceno; por otro lado, el macizo catalano-balear, erigido desde los comienzos del Terciario, se enlaza con el antedicho umbral y transforma a la depresión del Ebro en un mar interior. Este régimen marino dura muy poco y es reemplazado por una etapa de sedimentación continental durante la que se depositan grandes espesores de sales, yesos, margas rojas y areniscas, que en los bordes de la depresión pasan a conglomerados.

LOCALIZACIÓN DE
LOS PLEGAMIENTOS
PIRENAICOS

Ahora bien, los plegamientos pirenaicos sólo actúan en nuestra provincia, como hizo notar Selzer, al E. de la transversal Monte Perdido-Guara. En la zona comprendida aproximadamente entre el Cinca y el Segre se observa, en efecto, al Oligoceno discordante siempre sobre el Eoceno. En cambio, al O. de los Pirineos orientales la concordancia de ambos terrenos es manifiesta y la fase que ha plegado a ambos es de edad sávica, según Ashauer. Un fenómeno semejante ocurre en la parte occidental de nuestra provincia, al O. de la citada línea Monte Perdido-Guara, puesto que la concordancia oligoceno-eocena vuelve a ser constante y el plegamiento es post-oligoceno. La edad del mismo ha podido ser averiguada gracias a la discordancia del Terciario superior de la zona marginal de las sierras exteriores sobre su yacente oligoceno. Este paroxismo post-oligoceno alar-

ga, según Selzer, hacia el O. las alineaciones subpirenaicas y origina nuevos pliegues longitudinales que se adosan unos a otros, a veces cabalgándose.

Al levantarse la zona axial, comienza a ser atacado su relieve por la erosión normal, originándose enormes masas de conglomerados que constituyen un espeso manto detrítico, del que hoy sólo quedan manchas aisladas. Estos conglomerados, que hemos denominado "septentrionales" en el capítulo de Estratigrafía, son discordantes sobre el substratum y su deposición es continua desde el final de los movimientos pirenaicos hasta el Mioceno, por lo que se les puede considerar, en conjunto, como oligocenos.

Con esta facies del N. contrasta decididamente, como ya hicimos notar anteriormente, la de los depósitos meridionales que se han sedimentado en la fosa marginal. En ésta no se han registrado convulsiones orogénicas y los terrenos se suceden en concordancia, dando lugar a un potente complejo de areniscas, arcillas y margas, con yesos infrapuestos y conglomerados en la base. La serie clástica basal se muestra de ordinario concordante sobre el Eoceno y pasa, hacia el centro de la cuenca, a facies detríticas más finas como areniscas y calizas. Como, al parecer, se extingue bajo los tramos superiores, al desplazarse hacia el centro de la depresión, tiene el carácter de una formación de borde de cuenca.

Después de las convulsiones pirenaicas sobreviene un hundimiento y, como al mismo tiempo persiste el arrasamiento que da origen a grandes masas detríticas, el relieve de la zona axial llega casi a desaparecer bajo sus propios derrubios. La cresta axial, sin embargo, no llega a anegarse e incluso en el O. parece experimentar una elevación, puesto que allí no existe el Oligoceno. Al S., en la zona del Ebro, también se registran hundimientos, lo que permite a la fosa marginal, transformada en cuenca de sedimentación lacustre, albergar ingentes espesores de sedimentos. El borde N. de esta cuenca se define frente a la línea de las cadenas subpirenaicas, con una facies claramente marginal; donde estas alineaciones subpirenaicas cesan, la cuenca del Ebro avanza profundamente hacia el Norte.

La segunda orogénesis que afecta al ámbito de nuestra provincia es post-oligocena, de edad sáyica. No es fácil de apreciar

CONGLOMERADOS
DEL NORTE

FACIES DEL SUR

HUNDIMIENTOS
POST-PIRENAICOS

PLEGAMIENTOS
SÁVICOS

en el E. de la provincia por la falta de Terciario superior, pero sí en el O. Sabemos, asimismo, que al E. del Segre fué comprobada esta fase por Ashauer en la terminación occidental de los Pirineos catalanes. Estos movimientos ensanchan la zona plegada hacia el centro de la cuenca, y la misma depresión del Ebro se ondula en largos anticlinales. La presencia de un nivel de yesos bajo el tramo detrítico superior de molasas, arcillas y margas hace que estos pliegues tengan a menudo un carácter diapírico. Por otro lado, las sierras subpirenaicas del borde de la cuenca adquieren una nueva configuración, adoptando una fuerte vergencia hacia el S. que se traduce en cabalgamientos locales de sus pliegues sobre el Oligoceno de la depresión. A menudo, estos pliegues experimentan enérgicas desviaciones al ser influidos los empujes por el relieve originado en los anteriores plegamientos pirenaicos, relieve que ha sido todavía poco arrasado.

Hemos de subrayar que esta orogénesis pierde importancia en el N. de nuestra provincia, salvo en el sector que está al O. del Cinca. Así, por ejemplo, entre el Segre y el Isábena, según advierte Misch, el Oligoceno es sensiblemente horizontal.

CONGLOMERADOS
SUPERIORES

Estos plegamientos post-oligocenos, al rejuvenecer el relieve creado en la anterior fase pirenaica, provocan una nueva erosión. Se forman otra vez grandes masas de conglomerados, que las sierras envían hacia el S. y que vienen a descansar, discordantes, sobre el Oligoceno más antiguo. De ellos hay magníficos ejemplos en nuestra provincia, en las zonas de Graus, Estadilla, al S. de la Sierra de Balces y en los Mallos de Riglos y de Agüero.

El hecho de que estos conglomerados estén ligeramente plegados, como sucede, por ejemplo, en los Mallos de Riglos, induce a pensar a Selzer que nuevos movimientos posteriores a los sávicos continúan actuando en este ámbito, si bien con escasa intensidad, persistiendo hasta después del comienzo del Cuartario. Sin embargo, los depósitos miocenos de nuestra provincia son horizontales o subhorizontales y descansan concordantes sobre el Oligoceno, que en el centro de la cuenca ibérica se muestra, asimismo, horizontal.

DISCORDANCIAS
PROGRESIVAS

En general, hay que concluir que en el dominio pirenaico los esfuerzos orogénicos no cesan durante todo el Oligoceno, a partir de la fase principal de plegamiento, aun cuando no ac-

12101-
-10121-

túan en toda su extensión ni con una intensidad uniforme. Los efectos de esta actividad continua se hacen patentes en la zona limítrofe de las sierras, donde las formaciones del Oligoceno han sido plegadas en distintos niveles, acusando la persistencia del empuje, con violencia desigual. Se producen así ejemplos de disarmonía o discordancia progresiva, en los que el tramo basal (conglomerados de base) aparece violentamente levantado, soportando las capas de la serie normal oligocena con inclinación bastante menor. El conjunto suele coronarse con los conglomerados superiores en posición casi horizontal. Ríos, Almela y Garrido han señalado disarmonías de este tipo, al S. y al E. de San Lorenzo de Morunys, en la provincia de Lérida (196) y Selzer a lo largo del borde meridional de las sierras subpirenaicas (224).

Con la sedimentación del Mioceno, que hoy limita su presencia la parte central de la cuenca del Ebro, podría darse por terminada la historia terciaria del territorio de nuestra provincia. Pero hay que mencionar todavía un acontecimiento que tiene importantísima repercusión en la morfología del ámbito pirenaico: el levantamiento epirogénico de la cordillera, contemporáneo de la deposición de los conglomerados—o quizá posterior, en parte, a ella—que hay que situar al final de los tiempos terciarios. Recordemos que después de los plegamientos pirenaicos y sávicos, el áspero relieve originado fué sometido a una violenta denudación y quedó posteriormente sepultado bajo un manto muy potente de depósitos detríticos. La morfología pirenaica—especialmente en el Pirineo central, donde la formación de pudingas revistió mucha mayor importancia que en los extremos de la cordillera—debía de ser en este momento sumamente distinta de la actual, ya que las formas estructurales habían sido anegadas por la cobertera de derrubios. Pues bien, al sobrevenir en las postrimerías del Terciario un levantamiento epirogénico de grandes proporciones—pues se estima entre los 1.000 y los 2.000 metros—los ríos desencadenaron una nueva erosión sobre el monótono relieve de los conglomerados. La cobertera detrítica desapareció en gran parte y los ríos ahondaron su cauce hasta alcanzar el substratum plegado; al prolongarse el movimiento de elevación y continuar, por tanto, el proceso de rejuvenecimiento, las formas estructurales antiguas, ya exhumadas, fueron también atacadas. Hoy podemos ver, por tanto,

LEVANTAMIENTO
EPIROGÉNICO
POSTERIOR

gracias a este fenómeno de epirogénesis, el relieve antiguo debido a los plegamientos alpinos, modificado por la erosión normal subsiguiente. Este importante movimiento epirogénico puede apreciarse no solamente por las inclinaciones u ondulaciones producidas en las masas de pudingas, sino por los grandes desniveles—a veces superiores a los 1.000 metros—entre los depósitos de conglomerados del área pirenaica y los de otros sectores más meridionales.

Durante el Cuartario

Al final del Terciario, el territorio de nuestra provincia ha adquirido una configuración semejante a la actual y en él se distinguen las mismas unidades morfológicas y estructurales que hoy día. Sin embargo, la morfología de la alta montaña ha de experimentar importantes retoques con las glaciaciones cuartarias y con la acción de la erosión normal.

En el capítulo de Estratigrafía hemos dado cuenta brevemente de las glaciaciones sucedidas en los Pirineos, y hemos descrito el modelado glaciar y los sedimentos morrénicos del ámbito de nuestra provincia. Asimismo reseñamos sucintamente las formas de acumulación debidas a la acción de los ríos. Por aquellas descripciones se apreciará que el Cuartario no abarca más que una etapa de sedimentación continental (glaciar y fluvial), acompañada de una acción modeladora. Su única consecuencia es una modificación del relieve que no llega a borrar el cuadro estructural creado en la era Terciaria.

Selzer menciona movimientos orogénicos en el Cuartario que levantaron algunas planicies de denudación diluvial al S. de las sierras exteriores. Recientemente, Solé Sabarís ha puesto de relieve (230) que los anticlinales oligocenos de la cuenca del Ebro han podido tener moviminetos posteriores al plegamiento que los originó, debido a la gran plasticidad de sus núcleos yesíferos. Este juego póstumo sería perceptible en la deformación de terrazas aluviales asentadas sobre dichos pliegues. El autor menciona terrazas deformadas de esta clase en los cursos infe-

rios del Segre y el Aragón, cuya ligera dislocación habría tenido efecto en el período interglacial Riss-Würm.

Ignoramos si estos interesantes fenómenos intracuartarios han tenido cierta extensión en nuestra provincia; en todo caso, su efecto ha debido de ser de escaso alcance.

IV

ESTRUCTURAS TECTÓNICAS

Para la descripción ordenada de la tectónica del territorio de la provincia de Huesca, lo consideramos dividido, de Norte a Sur, en las siguientes zonas:

- A) LA ZONA AXIAL PIRENAICA Y SU BORDE MERIDIONAL.
- B) LAS SIERRAS MARGINALES SEPTENTRIONALES.—En esta denominación se comprenden las sierras interiores adyacentes al Paleozoico axial, a las que, por predominar en ellas el Cretáceo, designó Misch con el nombre de “zona cretácica subcentral”.
- C) LA ZONA DE LAS DEPRESIONES INTERMEDIAS.—Corresponde ésta a la región asinclinada eoceno-oligocena que se sitúa al S. de las tierras marginales antes citadas. En ella se incluyen las depresiones de Jaca y Boltaña, que tienen, en la provincia de Lérida, su prolongación morfológica en la Conca de Tremp.
- D) LAS SIERRAS SUBPIRENAICAS.—Son las sierras marginales exteriores que limitan por el S. las depresiones antedichas y que sirven de borde septentrional a la depresión del Ebro.
- E) LA DEPRESIÓN DEL EBRO.

Estas zonas longitudinales abarcan dominios geológicos y

morfológicos tan extensos que sólo será posible dar una idea general de su estructura. Cuando la tectónica del territorio descrito sea compleja será forzoso descender a un análisis más detallado, y en este caso se dividirá transversalmente en sectores la zona en cuestión para una mayor claridad.

A) LA ZONA AXIAL PIRENAICA Y SU BORDE MERIDIONAL

Estudiaremos la estructura de esta zona de E. a O., dividiéndola transversalmente en los tres sectores siguientes:

- I.—Entre el Noguera Ribagorzana y el Esera.
- II.—Entre el Esera y el Monte Perdido.
- III.—Entre el Monte Perdido y el río Aragón Subordán.

I. La estructura de la zona axial pirenaica y su borde meridional entre el Noguera Ribagorzana y el Esera

La zona axial del extremo NE. de nuestra provincia es, como muchos sectores de la misma a lo largo del Pirineo, poco conocida. Poseemos acerca de ella sólo referencias muy esquemáticas debidas a Dalloni; son, por tanto, datos bastante antiguos que habría que revisar y completar con un reconocimiento más detallado de la región.

ANTICLINAL DE OO

Forma la cresta fronteriza en este sector una alineación anticlinal, la del macizo del Oo, que no es sino continuación de la región anticlinal de Gavarnie-Bielsa-La Pez. La dirección del gran pliegue anticlinal viene claramente marcada por la del macizo granítico de Oo, que es la de E. a O. Al parecer, la masa eruptiva se alojó a lo largo del eje del pliegue y surgió, abombándolo, es decir, acentuando el buzamiento de los estratos, pero sin desviar su rumbo. Como es lógico, el asomo eruptivo ejerció un poderoso influjo metamórfico sobre los materiales silurianos que constituyen el anticlinal, a los que digirió en gran proporción. Así, en torno al granito porfiróide de Oo, por el que corre

la raya de la frontera, se presentan esquistos y cuarcitas del Ordovicense, en gran espesor y muy metamorfizados, sobre los que descansan depósitos de Siluriano superior.

Es muy probable que este gran pliegue, mediante el que se prosiguen hacia el E. las pizarras y cuarcitas silurianas de Aguas Groses y Clarabide, tuviese el carácter de un anticlinorio. Así lo acredita una serie de fajas de Devoniano que pueden verse en el puerto de Oo, posibles núcleos de sinclinales secundarios silurianos. Estos pliegues subordinados han sido incorporados por el granito y las bandas calizas devonianas que restan aparecen intensamente metamorfizadas.

En el flanco N. de este gran anticlinal se observa, hacia la vertiente francesa, la sucesión normal Ordovicense-Gotlandense-Devoniano inferior y medio-Carbonífero (fig. 7). El buzamiento

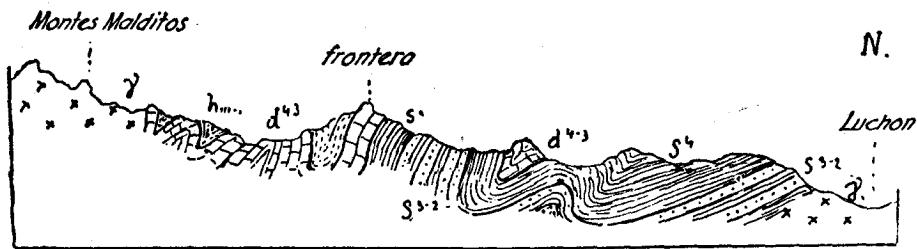


Fig. 7.—Corte esquemático entre los Montes Malditos y Luchon, según Dalloni (57).
S³⁻², Ordovicense; S⁴, Gotlandense; d⁴⁻³, Devoniano medio y superior; hIII-1, Westfaliense; γ, granito.

es constante hacia el S., lo mismo que en el flanco meridional. Un corte esquemático desde el macizo de los Montes Malditos hasta Bagnères de Luchon mostraría, en el ala N. del anticlinorio, una serie de sinclinales volcados hacia el N. (fig. 7); vamos a ver en seguida cómo este estilo se repite en la vecina región sinclinal de Posets.

Desde el O. del Cinqueta (Puerto de la Madera) se alarga una faja de Devoniano por Aguas Groses, el S. de Col de Gistaín y el Valle de Astos, hasta penetrar en el Valle del Esera. Representa, al S. de la alineación anticlinal de Oo, una compleja área sinclinal caracterizada por la presencia de pliegues isoclinales

REGIÓN SINCLINAL
AL NORTE DE
LOS POSETS

1010710121
10101-

violentamente volcados hacia el N. (fig. 8). Forman aquí la base de la serie estratigráfica las pizarras y cuarcitas del Ordovicense, a las que suceden los esquistos carbonosos del Gotlandense, que tienen una gran propagación al pie del macizo de Oo y al N. del Col de Eristé. Sobre éstos se asientan las pizarras del Devoniano inferior y las calizas marmorizadas del Devoniano medio y superior que dibujan en el flanco N. de los Posets una serie de sinclinales bastante apretados, vergentes al N. (fig. 8). En los ejes de estos sinclinales aparecen, fuertemente pellizcadas, fajas de esquistos y cuarcitas carboníferas; asimismo, en las estrechas crestas anticlinales no es raro que afloren, forzadas por las intensas presiones orogénicas, delgadas láminas de pizarras got-

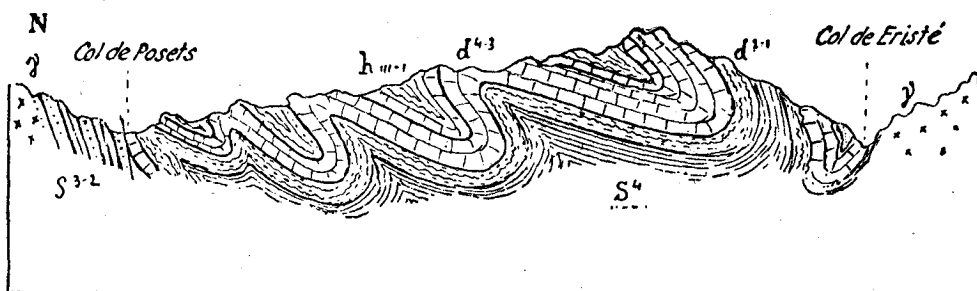


Fig. 8.—Corte del macizo de los Posets, según Dalloni (57).
 γ, Granito; S³⁻², Ordovicense; S⁴, Gotlandense; d²⁻¹, Devoniano inferior;
 d⁴⁻³, Devoniano medio y superior; h^{III-1}, Westfaliense.

landenses. Cerca del contacto con el granito de Eriste hay un último sinclinal, más pequeño, cuyo plano axial no es subhorizontal como en los pliegues anteriores, sino casi vertical, aun cuando siempre buzando al S. Su flanco meridional aparece muy adelgazado, no obstante lo cual aún llegan a aflorar, junto al granito, los esquistos gotlandenses del yacente. En otros puntos a lo largo del pliegue, sin embargo, el Siluriano y el Devoniano de dicho flanco llegan a laminarse por completo y el Carbonífero del núcleo, muy metamorfozido, entra en contacto directo con el granito. Hemos de ver repetido este fenómeno, tan expresivo de las enormes presiones desarrolladas, al N. de los Montes Malditos.

En opinión de Dalloni, esta estructura casi imbricada está condicionada por la masa resistente granítica de Eriste, al S. En efecto, el potente empuje hacia el S., que en zonas vecinas ha producido corrimientos (por ejemplo, en la región de Benasque y al O. del Esera), al chocar con el macizo granítico de Eriste ha provocado el rechazo de los pliegues hacia el Norte.

En el valle de Astos vuelven a encontrarse sinclinales devonianos con núcleo carbonífero englobados en el Siluriano granitizado que se extiende entre el macizo de Oo y el de los Posets. Aquí, sin embargo, no se observa una vergencia definida, ya que los planos axiales de los sinclinales oscilan en posición alrededor de la vertical. Evidentemente, la compresión habida entre las moles graníticas de Oo, por el N., y Eristé-Posets, por el S., es responsable de esta inclinación indecisa.

Esta zona asinclinada del valle de Astos se prolonga por el alto valle del Esera, limitada ahora al N. por la ondulación central de la cadena pirenaica y por el S. por la mole granítica de los Montes Malditos. Al S. del macizo devoniano de la Peña Blanca vuelven a encontrarse, en el Plan des Etangs, sinclinales de calizas marmóreas del Devoniano con núcleo de pizarras y areniscas con fósiles vegetales del Carbonífero; estos pliegues, reiterando el estilo de la zona de Posets, aparecen con un buzamiento permanente al S. y violentamente abalanzados hacia el Norte. Ofrecen, sin embargo, la variante de que en los vértices de los anticlinales no aparecen las pizarras carbonosas del Gotlandense, lo que puede ser manifestación de que el plegamiento es menos enérgico que en la zona de los Posets. Más al E., este complejo sinclinal continúa todavía por el valle de Arán con parecidas características; en su margen S. el Carbonífero llega a establecer contacto con el macizo granítico de la Maladeta, repitiéndose así el ejemplo que hemos señalado al N. del Col de Eristé.

Examinemos ahora la estructura del sector de Benasque, del cual ha trazado Schmidt un breve esquema, que difiere bastante de la interpretación de Dalloni. Según este último autor, hay en esta zona un área anticlinal, con sinclinales secundarios isoclinales volcados hacia el S., es decir, con una vergencia distinta a la que hemos registrado en las comarcas más al N. El Permo-trías ha participado en estos plegamientos sobre todo al E. del

VALLE DE ASTOS

ZONA SINCLINAL
DEL VALLE DEL
ESERAREGIÓN
DE BENASQUE,
SEGÚN DALLONI

Esera, y así por ejemplo, al S. del Pico Gallinero se registra, según Dalloni, una sucesión de sinclinales carboníferos abiertos hacia el S., en cuyo núcleo se muestran los conglomerados, areniscas y arcillas rojas del Permiano (fig. 9).

El mismo estilo nos encontraríamos más al E., en el Isábena, al N. de Castanesa o en la Sierra de Denuy. El corte por el Noguera Ribagorzana revelaría, asimismo, una disposición semejante; así, entre Bono y Aneto, el Devoniano, que aquí es continuación del que integra el Pico de Castanesa, formaría sinclinales englobados en el Siluriano superior volcados hacia el Sur.

La tectónica del anticlinal de Benasque se mantendría, pues, con caracteres muy uniformes en su prolongación hacia el Este.

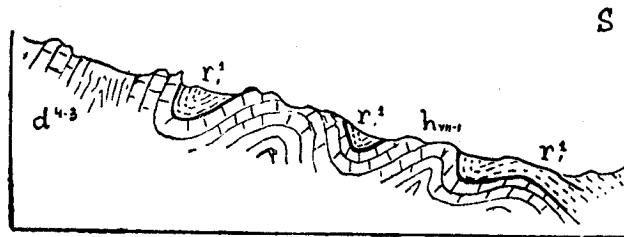


Fig. 9.—Corte al Sur del Pico Gallinero, según Dalloni (57).
 d^{4-3} , Devoniano medio y superior; h_{III-1} , Westfaliense; r^1 , Permotrías.

Entre esta zona anticlinal por el S., y la región sinclinal de la cabecera del Esera por el N., el macizo de los Montes Malditos vendría a ocupar una posición anticlinal.

La interpretación de Schmidt parece más de acuerdo con la realidad y concuerda, desde luego, con el resultado de las investigaciones de Misch al O. del Esera. Según ella, en las proximidades de Benasque existe un gran anticlinal acostado, con núcleo ordovicense, desplazado hacia el S. (fig. 10). La magnitud del trayecto recubierto por el pliegue (cinco a diez kilómetros) da a este fenómeno el carácter de un corrimiento. En el flanco superior del anticlinal aparece el Siluriano superior (Gotlandense), que por hallarse muy replegado tiene un gran espesor aparente; es seguido hacia el N. por el Devoniano inferior. Aguas

ANTICLINAL
ACOSTADO
DE BENASQUE

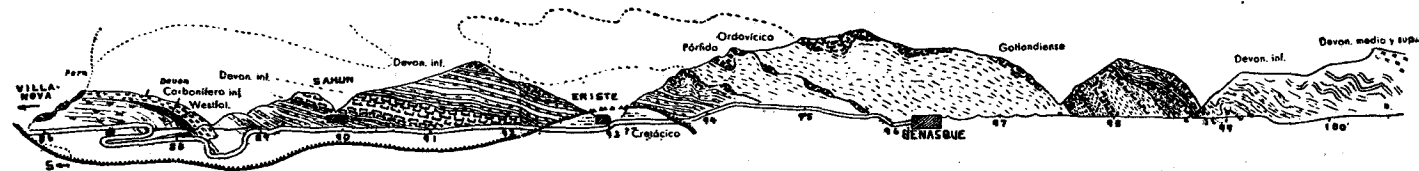


Fig. 10.—Corte de N. a S. por la zona de Benasque, según Schmidt (220).

-10121

10121

-10121

-1015-

VENTANA TECTÓNICA DE ERISTÉ

abajo de Benasque vuelve a aparecer el Gotlandense muy laminado, en el flanco inferior del accidente, debajo del cual asoman las cuarcitas del Devoniano inferior. La terminación del flanco se halla a la altura de Eristé, donde las capas devonianas dibujan un sinclinal. La erosión las ha atacado y ha puesto al descubierto un yacente anómalo de brechas con cantos de mármol y pizarra y areniscas verdosas que Schmidt atribuye al Gault. Se trata, pues, de una verdadera ventana tectónica que permite asomar al substratum cretáceo autóctono. Sobre dicho cretáceo los estratos paleozoicos se prolongan planos en dirección al Sur, separados del yacente mesozoico por milonitas, todo lo cual confirma la hipótesis de un corrimiento.

CAPA DE SAHÚN

Entre Eristé y Sahún se encuentra un nuevo pliegue acostado constituido por Devoniano inferior, cuyo núcleo forman las calizas con *Orthoceras* del Gotlandense. Debajo del flanco inferior de esta "capa de Sahún" se suceden el Devoniano medio y superior, el Culm y el Westfaliense. Contra este último se apoyan en discordancia los conglomerados del Permotrias, lo que pudiera ser un ejemplo de discordancia varisca. Algo más al Este, en el Pico Gallinero, según ponía de manifiesto el corte de Dalloni (fig. 9), el Permotrias y el Carbonífero están, no obstante, concordantes.

La estructura en pliegues acostados descrita tiene su correspondencia por el O. en los mantos de corrimiento entre el Esera y el Cinqueta, y por el E. en los anticlinales acostados de Gallinero y Basibé. Parece ser que en este último pico el eje del anticlinal de Benasque sufre una fuerte inflexión hacia el Este.

ZONA DE LAS PAÚLES

Nos queda por examinar la estructura de la compleja zona de Las Paúles, formada por Paleozoico y Permotrias, que sirve de prolongación, al O. del Noguera Ribagorzana, a la llamada por Misch "zona de los Nogueras". Dicha zona constituye un elemento estructural interpuesto entre la zona axial paleozoica y el margen cretáceo de las sierras interiores, que se desarrolla en una larga faja desde el Segre hasta el Esera. Entre el Segre y el Flamisell este dominio tectónico consiste en una serie de pliegues y escamas autóctonos a los que caracteriza una doble vergencia, es decir, un movimiento de cabalgamiento hacia el Norte acompañado por otro hacia el S., si bien el empuje en sentido nórdico es predominante. Entre el Mañanet y el Riba-

gorzana se dispone un conjunto de escamas a las que los empujes en sentidos opuestos, característicos de la doble vergencia, ha convertido en mantos de aparente aloctonía.

No es nuestro propósito entrar en un análisis más detallado de esta zona y sí solamente subrayar que el conjunto de Las Paúles, que la prolonga y sirve de terminación por el O., tiene rasgos comunes con ella, aun cuando su autoctonía es, si cabe, más manifiesta.

Por el E., la zona de Las Paúles no es sino un manto alóc-

LÍMITES E. Y S.
DEL CONJUNTO
DE LAS PAÚLES

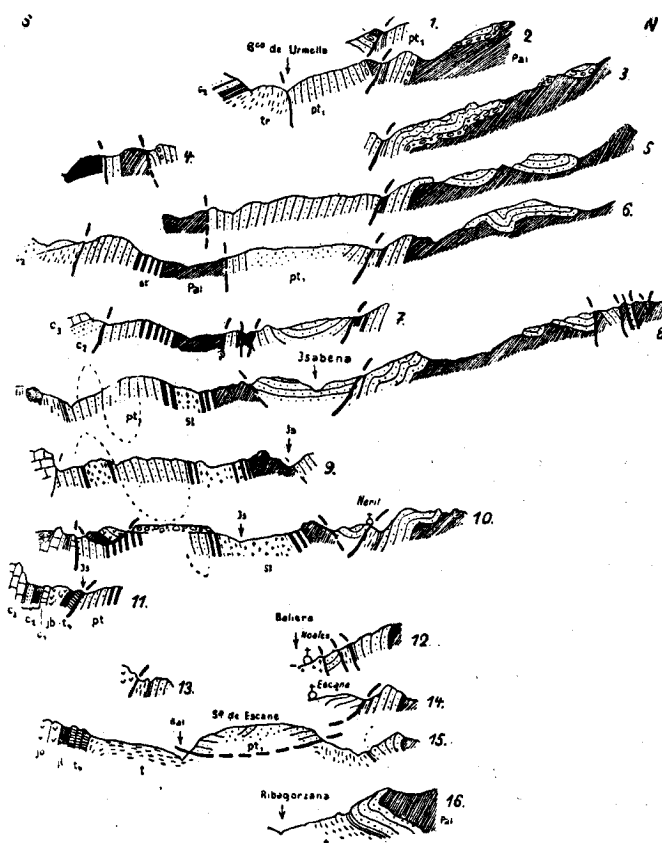


Fig. 11. — Cortes geológicos de la zona de Las Paúles, según Misch (172).
Pal, Paleozoico; St, Estefanense; pt₁, Permotrias; tr, Trias medio y superior;
t₄, carniolas; jb, Dogger; C₂, Aptense-Albense; C₃, Cenomanense.

tono cuyos estratos, casi horizontales, de Permotrías reposan sobre el Triásico (fig. 11, corte 15). Pero esta disposición cesa pronto por que al O. de Castarnés el Permotrías está ya levantado y al O. de Bibiles se le ve establecer contacto con el Triás mediante una falla inclinada, a lo largo de la cual queda recubierto por un Keuper casi vertical (fig. 11, corte 13). Nos encontramos, en este punto, con el flanco S. de un anticlinal permotriásico cuyo núcleo constituyen el Estefanense y el Paleozoico situados más al N. Hay una evidente semejanza tectónica y estratigráfica con la masa de Gotarta, situada al E. del Noguera Ribagorzana. (Ver Memoria de Lérida, por Almela y Ríos [7].)

En la faja permotriásica meridional de este anticlinal, el Permotrías buza fuertemente al S. y queda recubierto normalmente por el Triás. Algo más al O. hace contacto con el Cretáceo mediante una falla que se prolonga largamente (véanse cortes 7 y 6 de la fig. 11) al NO. del Espés. Hay que mencionar, en este sector, la presencia de una pequeña escama de Lías y Dogger, corrida sobre el Permotrías y el Estefanense, al O. del Isábena y N. de Alins, que indudablemente procede del Secundario del Sur (fig. 11, corte 10).

En el extremo SO. del conjunto de Las Paúles el Permotrías hace contacto con el Triás por una falla vertical que corta primero oblicuamente la faja permotriásica del ala S. del anticlinal, luego al Paleozoico del núcleo y finalmente al Permotrías del ala norte.

PERMOTRIÁS
DEL NORTE

La faja permotriásica del flanco N. que se desarrolla al O. de Neril, se pone en contacto con el Paleozoico del S. a través de una falla que constituye el margen del mismo (fig. 11, corte 10). El Permotrías forma un sinclinal muy abierto (cortes 10 y 8) que hacia el N. se convierte en un haz de pliegues apretados casi verticales (corte 5). Señalemos que al S. de este sinclinal se intercala una fajita de Keuper de un kilómetro y medio de longitud, entre los barrancos de Rins y de San Valero, que Jacob, Fallo, Astre y Ciry (132) interpretaron como una ventana tectónica, pero que según Misch no es sino un sinclinal dislocado (corte 7).

En su extremo NO., la masa de Las Paúles, al cesar el Paleozoico del núcleo, está formada solamente por Permotrías. La

falla que señalamos en el SO y la cobijadura marginal del N. se unen en este sector. El Permotriás forma un anticlinal volcado hacia el S., con algo de Paleozoico en su núcleo (cortes 1 y 2). El Permotriás de la zona axial envuelve, formando un arco, esta terminación nord-occidental del dominio de Las Paúles.

En definitiva, nos encontramos en esta zona con un anticlinal de Paleozoico y Permotriás levantado e indudablemente autóctono, con débil vergencia al S. Entre los ríos Isábena y Blanco este anticlinal aparece dividido en dos por un sinclinal permotriásico. Este complejo entra en contacto con la zona axial por una cobijadura, a lo largo de la cual se observa que el borde del Paleozoico y Permotriás axiales consisten en un amplio pliegue en rodilla de buzamiento S., es decir, en una "flexura" (Cortes 10, 8 y 3). Hacia el E., cerca del Ribagorzana, esta disposición se transforma en una flexura volcada hacia el S. (ver corte 16 de la fig. 11).

Esta concepción del conjunto de Las Paúles está en desacuerdo la opinión de Jacob, Fallot, Astre y Ciry (132), que no veían

RESUMEN. BORDE
DE LA ZONA AXIAL

LA INTERPRETA-
CIÓN DE JACOB,
FALLOT, ASTRE
Y CIRY

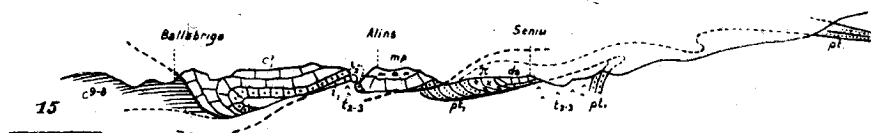


Fig. 12.—Corte por el Isábena a través de la zona de Las Paúles y su margen cretáceo, según Jacob y Ciry (132). Escala 1:100.000.

ds, Paleozoico; π , ortófilos del Estefanense; pt, Permotriás; t₂₋₃, Trías medio y superior; i₂, Dogger; C₇, calizas cretáceas; C₉₋₈, margas del Senonense superior; mp, pudíngas post-pirenaicas.

en ella sino un manto alóctono procedente del N., al que también pertenecían las escamas al E. del Noguera Ribagorzana. Ya se indicó brevemente que, en la interpretación de Misch, esos accidentes de la zona de los Nogueras consistían en escamas autóctonas de doble vergencia; por lo que se refiere al dominio de Las Paúles, es verdad que en su extremo oriental forma, según se ha indicado, un manto flotante sobre el Keuper (corte 15), pero la descripción posterior del conjunto ha probado que el resto del mismo arraiga en el substratum. Misch alega, además,

que en el núcleo del anticlinal de Las Paúles hay un Estefanense potente, que no se encuentra en la vertiente S. de la zona axial, donde habría que buscar las raíces del manto de corrimiento. Por otro lado, las ventanas tectónicas que como prueba de su hipótesis mencionaban Jacob, Fallot, Astre y Ciry (132) no existen, pues al parecer se confundió, al identificarlas, el Keuper con las porfiritas y tobas pluricolores del Estefanense. Ya se hizo ver, además, cómo la manchita al N. de San Valero, que efectivamente es de Keuper, no es sino un pequeño pliegue *in situ*. Anteriormente reproducimos un corte en que se expresa la concepción de aquellos autores (fig. 12).

II. Entre el Esera y el Monte Perdido

En el dominio de Las Paúles termina la zona de escamas de los Nogueras, y al O. del Esera el margen cretáceo de las sierras anteriores aparece inmediatamente adosado al borde de la zona axial. Con la extinción de aquella unidad estructural, encontramos, franqueado el Esera, una tectónica de muy distinto carácter. El régimen de escamas bivergentes que, según hemos visto, caracterizaba a la zona de los Nogueras, se ve sustituido por corrimientos de gran extensión, que fueron ya reconocidos por Dalloni (57) y posteriormente por Jacob, Fallot, Astre y Ciry (132) y Misch (72).

CORRIMIENTOS
DEL ALTO
CINQUETA

Efectivamente, en la orilla E. del Cinqueta superior, un magnífico corte trazado por dicho río revela un substratum de granito, sobre el que descansa el Permotrias formando un anticlinal muy abierto, seguido inmediatamente por esquistos gotlandenses muy reducidos y un regular espesor de calizas devonianas (fig. 13, corte 8). Al N. y al S. existen sendas fallas y por el N. el Paleozoico se hunde suavemente en dirección septentrional. Este manto de corrimiento se extiende por el E. hasta cerca del Col de Sahún (fig. 13, corte 11).

MARGEN
DEL CRETÁCEO

Al S. del borde del manto alóctono se ve al Cretáceo establecer contacto con el Triás mediante una falla inclinada (fig. 13, cortes 11, 9 y 5). El margen de la serie cretácea denuncia, pues, un corrimiento de despegue semejante al que le distingue al E. del Esera. Aparece, pues, el Cretáceo completamente inde-

2810E
-10121

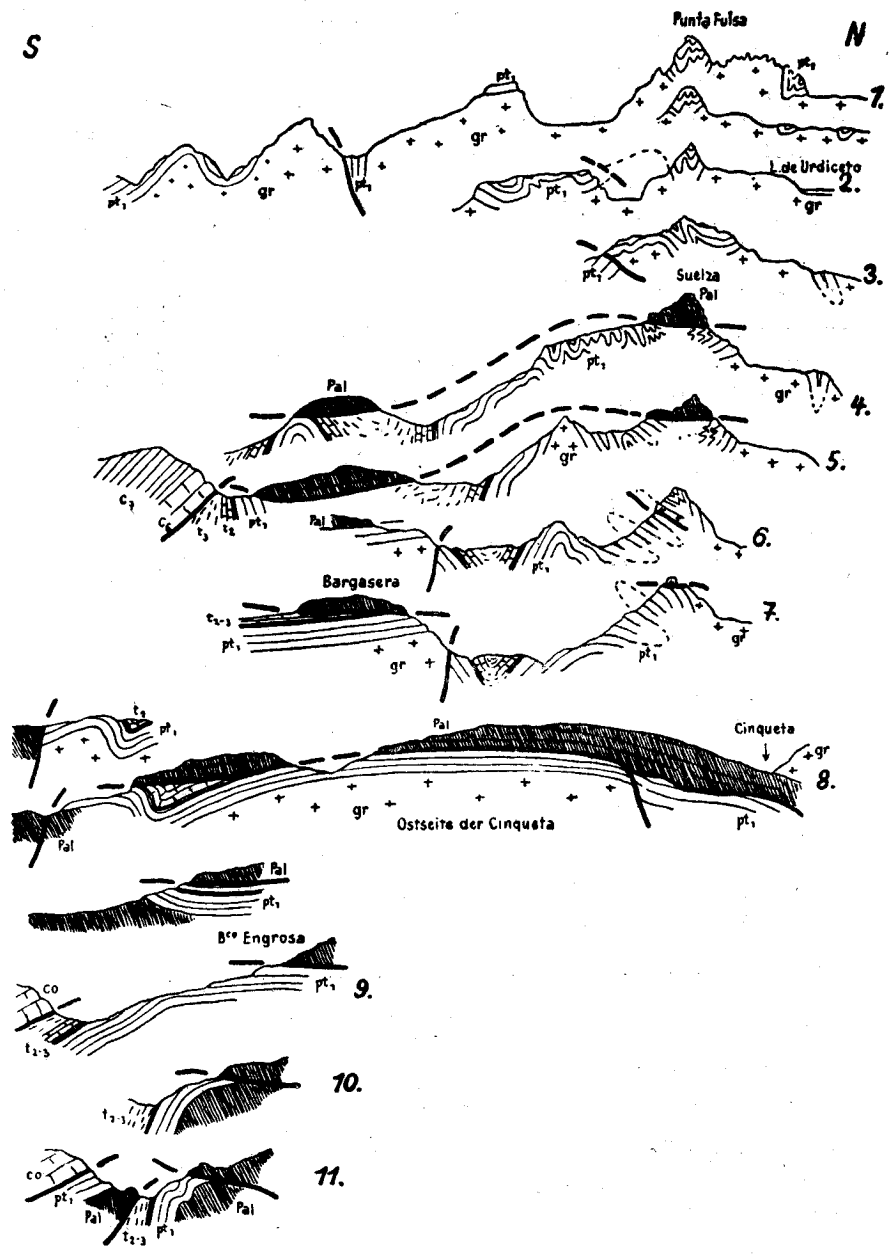


Fig. 13.—Cortes por el borde Sur de la zona axial, entre el Esera y Bielsa, según Misch (172). Escala 1:50.000.
gr, granito; Pal, Paleozoico; Pt₁, Permotrias, t₂, Muschelkalk; t₃, Keuper; Co, calizas del Cretáceo superior; Cg, Cy, Maestrichtense.

9846
-90121

pendiente del corrimiento, y ello es debido, como apunta Misch, a la movilidad de su yacente triásico. Pero esta autonomía del Cretáceo cesa al llegar al Cinca, precisamente porque en ese punto el Triás se acuña. La falla marginal del Cretáceo desaparece y es reemplazada por una superposición normal. Al O. del Cinca el Cretáceo se pliega ya en unión con los terrenos infra-yacentes y más hacia el NO. participa plenamente, según veremos, en el movimiento del manto de Gavarnie.

ESCAMAS DE
BARGASERA
Y PUNTA SUELZA

Al O. del Cinqueta, en el cerro de Bargasera, se presenta, asimismo, una escama de Paleozoico flotando sobre el Permotriás y el Triás, con superficie de corrimiento horizontal (fig. 13, corte 7). Más al N., con el macizo de Punta Suelza vuelve a encontrarse una escama alóctona semejante, aunque de menor dimensión (fig. 13, cortes 4 y 5). Entre ambas el corrimiento

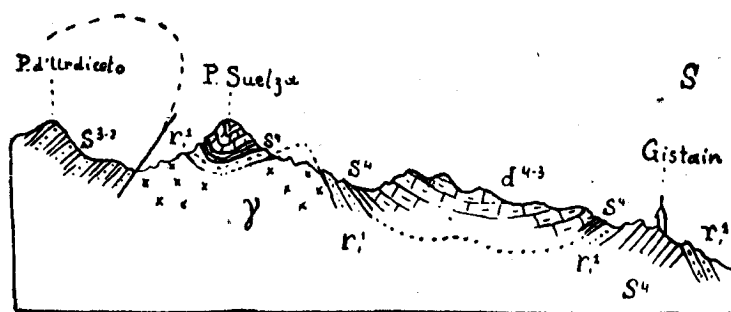


Fig. 14. —Corte entre el Pico de Urdieto y Gistain, según Dalloni (57).
γ, granito; S³⁻², Ordovicense; S¹⁻⁴, Gotlandense; d⁴⁻³, Devoniano medio y superior; r¹, Permotriás.

parece tener una inclinación hacia el S. Con ellas termina por el O. el manto de corrimiento de la zona del Cinqueta alto, que, sin embargo, puede relacionarse con el manto de Gavarnie, que hemos de encontrar al O. de Bielsa.

Dalloni dió una interpretación muy semejante a estos accidentes, reconociendo en el Pico de Suelza un paquete de esquistos silurianos y calizas griottosas devonianas que forma su cumbre y reposa sobre el Permotriás. Al S. de este macizo aflora un abombamiento granítico que recubren al S. las areniscas

rojas permianas, sobre las cuales vuelve a aparecer, en la Sierra del Marqués, contigua a Bargasera, una serie devoniana con pizarras silurianas en la base, que bosqueja un sinclinal abierto (fig. 14). Dalloni admite que al N. de Gistain el Permotriás, que reaparece, se apoya por falla sobre el Paleozoico y que el hundimiento, según esta dislocación, ha determinado el descenso del frente del manto alóctono.

El substratum autóctono del corrimiento está suavemente plegado hacia el E., en la parte del Cinqueta (corte 8), pero en el O. se muestra violentamente replegado. Así en los sectores del lago Urdiseto, de Punta Fulsa y al S. de Punta Suelza, el Permotriás se presenta en pliegues apretados; a veces forma sinclinales estrujados en el granito que, en cierto modo, parece haber obedecido al plegamiento (ver cortes 1, 2, 3 y 4 de la figura 13). En general, la vergencia de estos pliegues autóctonos es, aun cuando no aparece muy marcada, meridional. Se puede comprobar que en los pliegues más meridionales de esta zona, en las cercanías del Cinca, aparece involucrado el Cretáceo. Algo más al E., según hemos indicado antes, el borde del mismo consistía en un corrimiento de despegue debido al yacente triásico, que favorece fenómenos de esa clase (corte 9). Pero en las proximidades del Cinca desaparece el basamento triásico y, por lo tanto, el Cretáceo pierde su independencia tectónica, quedando en adelante implicado en el plegamiento de los terrenos ante-triásicos.

Al O. de Bielsa, en los valles de Chisagües y Pineta, se observa el recubrimiento del Cretáceo por un gran manto alóctono paleozoico que se prolonga por el NO. y el O. hasta Gavarnie. Desde 1908 es conocido el famoso manto de Gavarnie-Gèdre gracias a los estudios de Bresson (35), manto con el que se enlazan los fenómenos de corrimiento que vamos a describir entre el alto Cinca y el Monte Perdido. Misch opina, además, que hay una probable correspondencia entre este "manto de Gavarnie-Bielsa" y los corrimientos del alto Cinqueta, pero Jacob y Ciry (132) sostienen que el pliegue de Gavarnie es una entidad que arraiga más al N. que las estructuras del Cinqueta, las cuales, según dichos autores, tendrían sus raíces en la zona permotriásica de Lago Urdiseto-Punta Fulsa.

En la vertiente francesa, al N. del Monte Perdido, se ve con

EL SUBSTRATUM
AUTÓCTONO

MANTO DE GAVARNIE-BIELSA

VERTIENTE
FRANCESA

-101211

gran claridad, entre los valles de Gavarnie y Estaubé, cómo el Siluriano superior, que buza suavemente al N., se superpone a la caliza de Rudistos. En el fondo del valle de Estaubé puede observarse asimismo al Senonense soportando las pizarras silurianas y las calizas y esquistos devonianos, constituyendo todo ello un conjunto con débil buzamiento al N. (fig. 29, corte 7). Más al E., en el Pico de Troumouze, las calizas campanenses descansan sobre el Ordovicense, pero a su vez sirven de yacente al Gotlandense, Devoniano y Coblencense, terreno éste último que forma un largo trecho de la cresta fronteriza. Generalmente, en todo el ámbito del circo de Gavarnie, el Paleozoico, infrapuesto

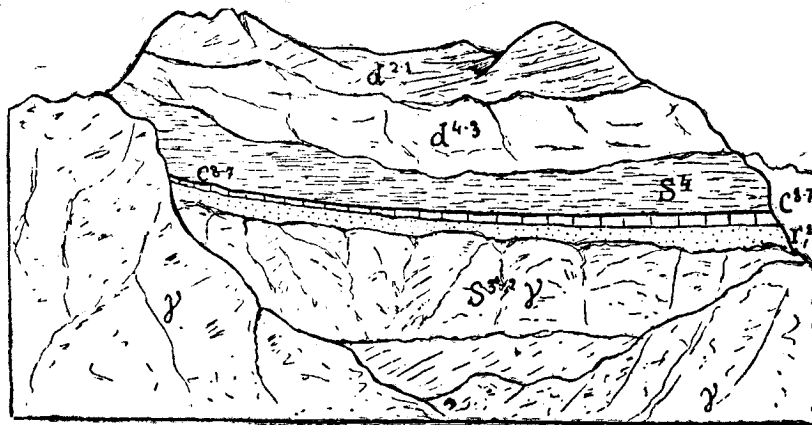


Fig. 15.—Corte del Circo de Barrosa, según Dalloni (57).
 γ, Granito; S³-², Ordovicense; S⁴, Gotlandense; d²-1, Devoniano inferior;
 d⁴-³, Devoniano medio y superior; γ¹, Permotrías; C⁸-7, Senonense.

al Cretáceo, suele estar metamorfozido, mientras que el que le sirve de techo no lo está.

CIRCO DE BARROSA

El manto de Gavarnie está magníficamente representado, al S. de la línea de la frontera, en el Circo de Barrosa (fig. 15). Puede observarse en él, sobre el fondo de granito, el Ordovicense con una lámina de Permotrías superpuesta, fuertemente metamorfozados ambos, que soportan las calizas cretáceas de Rudistos y Lacazina. Viene seguidamente el manto alóctono paleozoico, con una constitución semejante a la citada en las cerca-

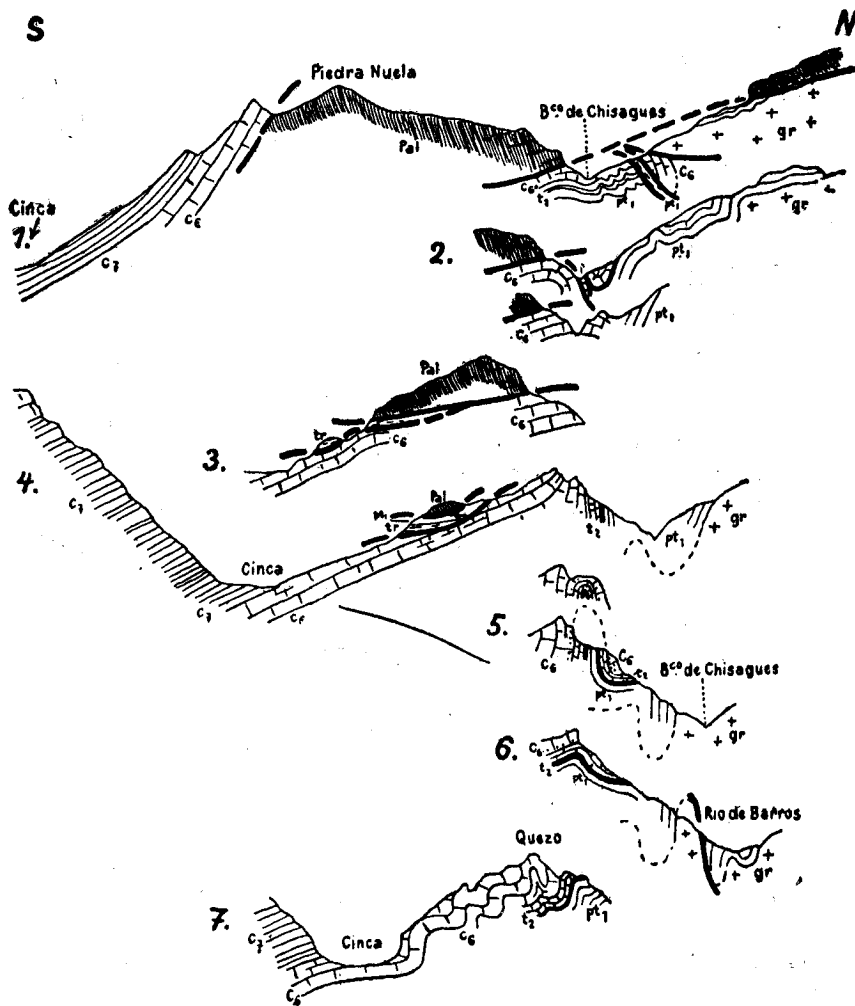


Fig. 16.—Cortes por el borde de la zona axial, al O. de Bielsa, según Misch (172). Escala 1:50.000.

gr, granito; *Pal*, Paleozoico; *pt*, Permotriás; *t₂*, Muschelkalk; *tr*, Trías medio y superior indiferenciados; *C₆*, calizas del Cretáceo superior; *C₇*, arenisca maestrichtense del Monte Perdido.

20101
-10121

nías de Gavarnie, es decir formado por Gotlandense, Devoniano medio y Coblencense. Este Paleozoico se extiende por el E. en forma de retazos diseminados por la cresta de Barroude. Junto a este lugar surgen, entre el Cretáceo autóctono y el Paleozoico desplazado, fragmentos de Permotrias milonitizado que representan restos del flanco inferior laminado del manto de corrimiento.

BARRANCO DE
CHISAGÜES

Al S. del Circo de Barrosa el manto alóctono alcanza el barranco de Chisagües. En la vertiente N. de este valle se puede señalar una sucesión parecida a la del Circo de Barrosa, es decir, sobre el granito aparece el Permotrias, sucedido por la caliza de *Hippurites*, que sirve de base a la serie paleozoica trasladada Siluriano superior-Devoniano medio-Coblencense. Hacia

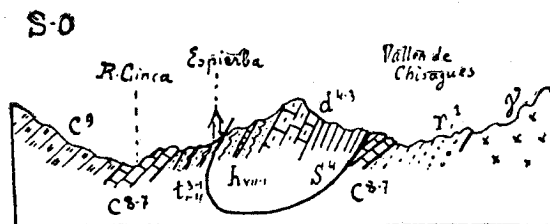


Fig. 17. - Cortes del Barranco de Chisagües, a la altura de Espierba, según Dalloni (57).

γ , granito; S^4 , Siluriano superior; d^{4-3} , Devoniano medio y superior; h_{III-1} , Westfaliense; v_1^1 , Permotrias; t^{3-1} , Trías medio y superior; C^{8-7} , Senonense inferior; C^9 , Maestrichtense.

el O. se superpone a este último tramo el Carbonífero del Pico de Lary.

El manto, con buzamiento señaladamente meridional, continúa por el flanco S. del valle de Chisagües, que aparece totalmente integrado por él (fig. 16, corte 1). El Cretáceo del fondo del barranco, infrapuesto al manto, está muy estrujado y hendidido en escamas (ver corte 1). Por la vertiente meridional del barranco el Paleozoico se prolonga largamente hacia el S., hasta terminar sobre la caliza de *Hippurites*, no sin mostrar, en este frente del corrimiento, restos laminados de Trías y Permotrias del flanco inverso del manto (fig. 16, corte 4). Todavía al E. de

Espierba puede atestiguar el cabalgamiento del Cretáceo por el Paleozoico (fig. 16, corte 3), pero el manto se extingue en seguida por este sector. Su borde se retira hacia el NO., siguiendo el flanco N. del valle de Pineta, añadiéndose ya a la serie paleozoica alóctona el Carbonífero del Pico de Lary (fig. 17). El contacto mesozoico-paleozoico no se distingue muy bien, pero puede concluirse que consiste en una falla oblicua, con buzamiento al S., que se continúa hasta el E. del Plan de Lary (fig. 18 y figura 16, corte 1).

En la depresión del Plan de Lary volvemos a registrar una sucesión semejante a la de Barrosa y Chisagües. Así, en su paredón accidental se muestran, sobre el granito y el Permotrias, la caliza de *Hippurites*, que forma una especie de bóveda, y la

PLAN DE LARY



Fig. 18.—Corte por el Plan de Lary, según Dalloni (57).
r, granito; S⁴, Siluriano superior; h^{VI-1}, Carbonífero; v¹, Permotrias; C⁸⁻⁷, Senonense inferior.

serie siluriano-devoniana coronada por el Carbonífero que forma el Pico de Lary (fig. 18).

En los espléndidos afloramientos del gran tajo que limita por el O. el Plan de Lary, puede verse cómo, según Misch, termina, acuñándose, el manto paleozoico. El frente del mismo aparece embutido en la caliza cretácea, de suerte que sobre él se amontonan pliegues cretáceos fuertemente fruncidos (fig. 31, corte 9). El corte de Dalloni, que reproducimos más arriba (figura 18), no da, pues, idea de este borde terminal de la capa alóctona. Esta aparece, en realidad, descansando sobre estratos inferiores del Cretáceo, sensiblemente horizontales, y soportando otros términos superiores de la serie cretácea que se apilan sobre el Paleozoico en pliegues enérgicamente fruncidos (ver la misma figura 31, corte 9). En la hipótesis de Misch, el frente del manto

FRENTE DEL MANTO

se intercaló por un plano de sedimentación del conjunto cretáceo, embutiéndose en él y quedando recubierto por algunos estratos superiores, violentamente arrugados por efecto del choque. Esta estructura se mantiene hacia el NO., hasta el Pico Blanco, donde también el extremo del manto se introduce bajo pliegues cretáceos, violentamente rebatidos sobre el Paleozoico (fig. 31, corte 8). Es de notar que estos pliegues, muy fruncidos, cesan poco después del contacto con el borde del manto.

Al O. del Pico Blanco continúa el manto en la vertiente francesa con los caracteres de que hemos hecho antes breve referencia (valles de Gavarnie y Estaubé). En el Puerto de Gavarnie, según Dalloni, se ponen en contacto el Carbonífero, que buza casi vertical al N., y el Cretáceo, con buzamiento muy marcado al S., mediante una falla sub-vertical. Es un tipo de contacto en el borde del Paleozoico que hemos de ver repetidamente en el O. de los Pirineos aragoneses hasta el Puerto de Ansó. Hacia el O. de Gavarnie el manto debe de prolongarse un buen trecho, aunque ya no vuelve a encontrarse su frente en los valles transversales al O. del de Gavarnie.

ESCAMA AL SUR
DE BIELSA

Citemos finalmente, para terminar la reseña de esta región de mantos de corrimiento de Bielsa, una fajita paleozoica al S. de esta población, emplazada en la orilla derecha del Cinca, que reposa sobre el Permotrias. Esa manchita, mencionada por Dalloni y, posteriormente, por Jacob y Ciry (132), consiste en un paquete de poco espesor de esquistos, calizas y areniscas, seguramente pertenecientes al Devoniano y al Carbonífero, que se inicia al S. de Javierre y se extingue prontamente por el E. Los autores citados están de acuerdo en considerarla no como el núcleo de algún pequeño anticlinal, sino como una escama pellizcada por el Permotrias y relacionada con el frente del manto de Gavarnie-Bielsa.

III. Entre el Monte Perdido y el río Aragón Subordán

Al NO. de la zona Monte Perdido-Ordesa reaparece el Paleozoico axial formando una amplia faja entre los puertos de Somport y de Gavarnie. La describiremos de E. a O., empezando por

la región comprendida entre los cursos superiores del Ara y el Gállego.

Nos encontramos en el segmento de la zona axial comprendido entre dichos ríos con un territorio muy complejo, del cual no podemos ofrecer más que una interpretación bastante sumaria, fundada exclusivamente en los datos del estudio de Dalloni. Schmidt no hace sino corroborar la opinión de este autor, sin añadir nuevos datos; hay que admitir, por tanto, que la tectónica de esta zona debe de tener una complicación de detalle mucho mayor que la que señalan los esquemas excesivamente simplificados de dichos autores.

REGIÓN ENTRE EL
ARA Y EL GÁLLEGO

La parte más septentrional de este sector (Pico del Arriel) está ocupada por el granito del macizo de Cauterets. Bordeándole

ANTICLINAL
DE FRONDELLA

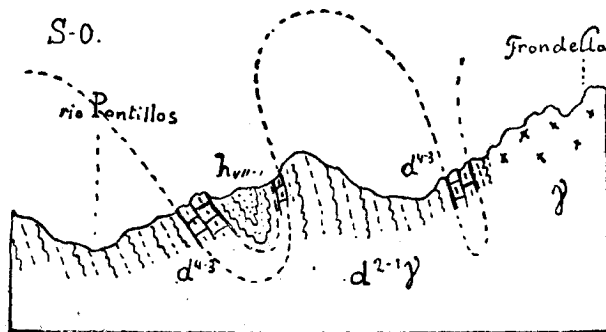


Fig. 19.—Corte entre Frondella y el río Pontillos, según Dalloni (57).
γ, granito; d²⁻¹, Coblencense; d⁴⁻³, Devoniano medio; h VII-1, Westfaliense.

por el O., a la altura del Col de Sobe, aparece una faja de Devoniano, dirigida de NO. a SE., que se ensancha progresivamente al S. de la mole granítica. Esta banda devoniana se inicia al S. de Frondella, con una serie de enclaves en el granito alineados de NO. a SE.; a partir de este contacto, en el que el Devoniano se muestra intensamente metamorfozido, adquiere este terreno gran desarrollo hacia el S., hallándose integrado principalmente por los esquistos y grauvacas fosilíferos del Coblencense. No faltan tampoco algunas fajas de Devoniano medio, que forman sinclinales (fig. 19). El conjunto dibuja un anticlinal, con núcleo

de Devoniano inferior, volcado hacia el S., con capas que buzan casi verticales al N. Le sucede al S. el sinclinal carbonífero, que seguidamente describiremos, de Las Ferraturas (fig. 19).

Esta serie esquistosa devoniana alcanza por el E. la frontera en el Pico de la Fache, sirviendo de separación entre los macizos graníticos de Panticosa y Cauterets; desde el piso citado se enlaza, mediante enclaves alargados en el granito, con el Devoniano del N. del Vignemale.

ZONA ANTICLINAL
DE LAS FERRATURAS-
VIGNEMALE

Al S. de la faja devoniana anterior y desde la cadena fronteira de las Ferraturas, hacia el E., hay una repetida alternancia de fajas devonianas y carboníferas, que constituyen apretados sinclinales volcados hacia el S. Más que un sólo anticlinal

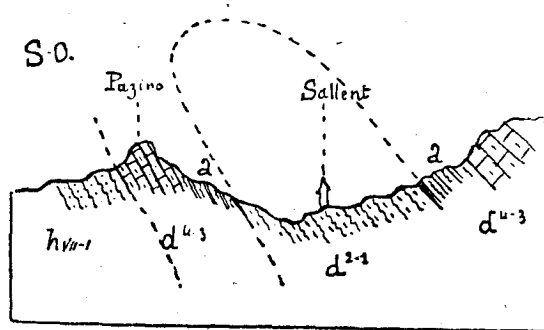


Fig. 20.—Corte entre Sallent y el Pico Pasino, según Dalloni (57).
 d^{2-1} , Coblencense; a , Coblencense; Eiffelense; d^{4-3} , Devoniano medio y superior; h_{VII-1} , Carbonífero.

tenemos, pues, en la zona de las Ferraturas, un área sinclinal con abundantes pliegues isoclinales, de marcado buzamiento al N. Según Schmidt (220), esta estructura tiene la apariencia de un sistema de imbricaciones, y así, en el valle de Aguas Limpias, afluente por el E. al valle del Gállego, menciona hasta cuatro murallones repetidos de Devoniano medio, seguidos al Sur por el Carbonífero inferior.

La faja carbonífera de Las Ferraturas, después de reducir considerablemente su anchura, desaparece al chocar con el granito de Panticosa, pero al otro lado del macizo encuentra su prolongación en el Carbonífero del Pico de Lourdes, que continúa, al S. del Vignemale, el sinclinal anteriormente descrito.

Más al S., el Devoniano, que tan extenso desarrollo tiene a un lado y otro del Gállego, a la altura de Sallent, constituye el núcleo de un gran anticlinal fuertemente volcado al S. (fig. 20). Se trata de un Devoniano inferior, formado por pizarras y grauwacas muy fosilíferas, que suele estar separado del nivel superior de calizas de coralaris silíceos del Devoniano medio por un tramo bien caracterizado de calizas amarillas con braquiópodos que representaría el Coblencense superior y el Eiffelense (*a*, figura 20). Las dos alas del anticlinal vienen definidas por las calizas de políperos del Devoniano medio de Peña Foradada, al N., y Pasino, al S. Hay que hacer notar que el flanco inferior del anticlinal está bastante reducido por laminación, mientras que el superior, integrado por las calizas macizas de Peña Foradada, ha resistido el estiramiento y aparece con un espesor mucho más considerable (ver fig. 21).

ANTICLINAL
DE SALLENT

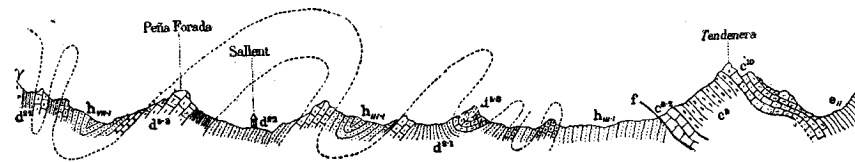


Fig. 21.—Corte entre Peña Foradada y el Pico de Tendeñera, según Dalloni (57).

γ, granito; d^2-1 , Devoniano inferior; d^2-3 , Devoniano medio; h_{III-1} , Westfaliense; C^{8-7} , Senonense inferior; C^2 , Maestrichtense; C^{10} , Garúmnense; C^{11} , Luteciense inferior.

que sigue el curso del Escarra. Un nuevo anticlinal seguirá por el S. a este sinclinal carbonífero, haciendo ver que el anticlinal de Sallent está acompañado por una serie de pliegues de menor importancia, violentamente abalanzados, como aquél, hacia el Sur (fig. 21).

El Devoniano continúa al E. de Sallent y Lanuza, desviándose al SE. por la interposición del macizo de Panticosa. En torno de éste se manifiesta una ancha aureola metamórfica, traduciéndose además su influencia en una rápida disminución en la anchura de la faja paleozoica, que entre el macizo cretáceo

ZONA DE ORDISO-
BERNATUERO

de Tendeñera y el granito del Pico de Bacias llega a reducirse a unos cinco kilómetros.

El haz de pliegues devoniano-carboníferos, tan comprimido en la transversal del Pico de Bacias, se expansiona al E. de la misma. Las capas, que seguían un rumbo NO.-SE., sufren una inflexión radical, hasta tomar la dirección SO.-NE., como si se adaptaran al contorno del macizo granítico de Panticosa. Este encorvamiento determina el ascenso hacia el N. de las formaciones mesozoicas de las sierras interiores, y así, algo más al E., la línea fronteriza se sitúa dentro del Cretáceo y el Eoceno del Monte Perdido.

En la ancha agrupación de pliegues al E. de la línea Pico Bacias-Pico de Ordiso aparece el sinclinal carbonífero de Pico de Lourdes, que constituye una estrecha faja fusiforme que se extingue poco después de cruzar la frontera; al S. de la misma aparece, en Bernatuero, el Coblencense en posición anticlinal.



Fig. 22.—Corte entre Peña Collarada y el Puerto de Somport, según Dalloni (57).

*d*⁵⁻³, Devoniano medio; *h*^{VII-1}, Dinantense; *h*^{III-1}, Westfaliense; *v*¹, Permotriás; *C*⁸⁻⁷, Senonense inferior; *C*^a, Maestrichtense; *C*¹⁰, Garumnense; *e*¹¹, Luteciense inferior.

Dos nuevos sinclinales carboníferos le suceden por el S., con pronunciado buzamiento al N., hasta llegar al Senonense y Maestrichtense de la Sierra de Tendeñera, cuyas capas se inclinan fuertemente al Sur.

REGIÓN DE
CANFRANC

Si pasamos ahora al alto valle del Aragón nos encontramos, siguiendo la interpretación de Dalloni, una estructura relativamente sencilla. El Permotriás del Puerto de Somport, en la línea de la frontera, viene a formar el borde de un ancho sinclinal, bajo el que asoman las calizas de coralarios del Devoniano medio de la mole del Tobazo. Esta masa caliza compone un domo, inclinado hacia el S. suavemente; las calizas del Tobazo no adoptan, en efecto, en el contacto con el Permotriás septentrional

sino un buzamiento de 30-40 grados al N. Más al S. hace su aparición el Carbonífero, a la altura del río Seta y el barranco de Izas, iniciando una banda sinclinal que se prolongará por el sur del Pico de Colivilla hasta enlazar con el Carbonífero del río Escarra. A esta franja sinclinal alude Dalloni con la designación de "sinclinal de las Arroyeras", aunque consiste más bien en un haz de capas isoclinales buzando al N. (fig. 22).

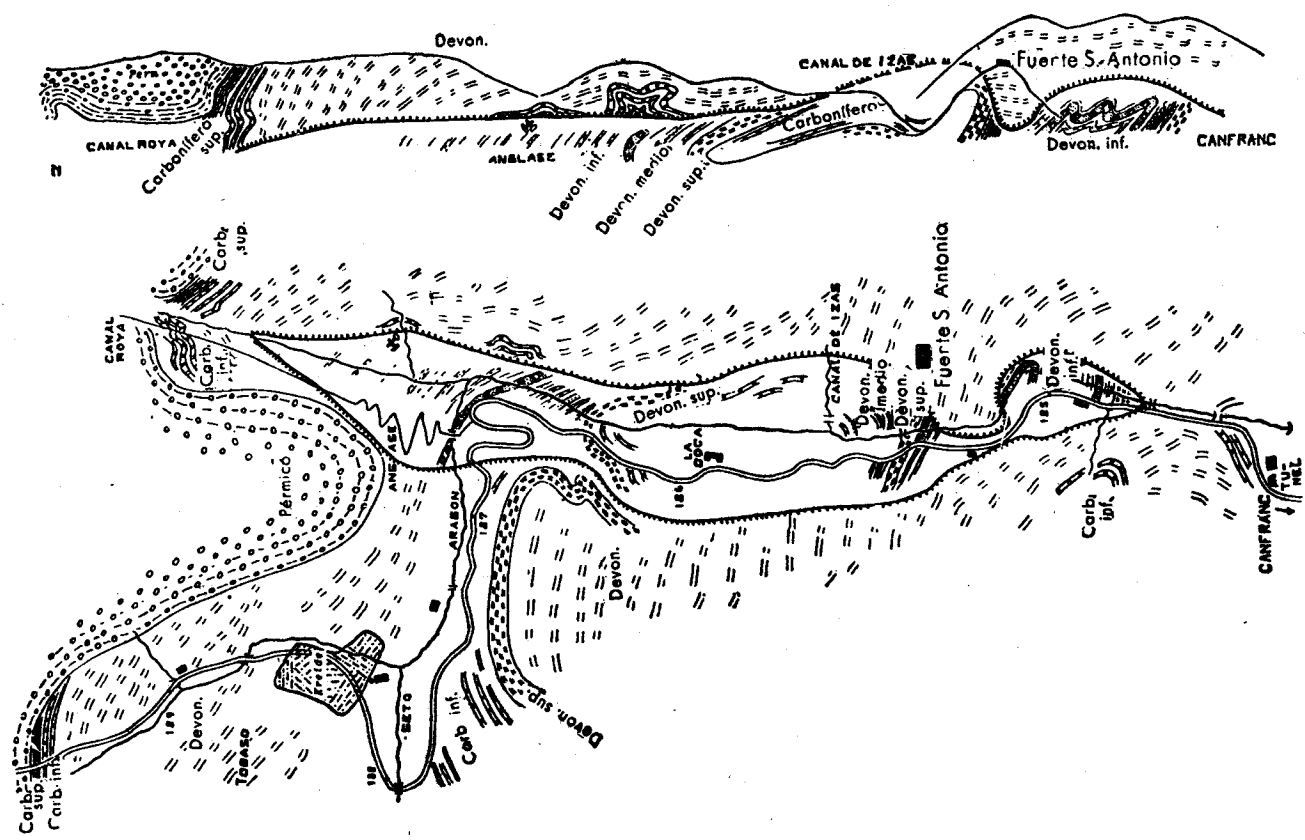
Señala Dalloni en esta zona ejemplos de clara discordancia entre el Permotriás y el Carbonífero en todo el borde de la faja permotriásica Anayeto-Colivilla. El Permotriás está subhorizontal, mientras que los pliegues arrasados del Carbonífero se levantan casi verticales. En algunos puntos del borde de la banda de Colivilla el contacto se establece mediante una falla oblicua, que ha abierto camino a venidas eruptivas, de las que son manifestación los pitones andesíticos de Anayet y Bazaruelo. De la misma naturaleza es el asomo eruptivo, mucho más importante, del Pico de Midi d'Ossau, que se yergue en la vertiente francesa algunos kilómetros más al Norte.

Schmidt, que ha reconocido la zona de la cabecera del Aragón y presenta un bosquejo geológico de la misma, coincide con Dalloni en apreciar en el Permotriás de Somport un sinclinal muy abierto, debajo del cual asoma, en aparente concordancia, un pequeño retazo del Carbonífero, en la misma carretera de Canfranc. Seguidamente se levanta la mole de calizas devonianas del Tobazo, a la que sucederá hacia el S. un sinclinal de Culm, alineado en la dirección del río Seta (fig. 23). Ahora bien, al llegar a la confluencia del Gállego y la Canal de Roya se advierten bajo este Carbonífero pliegues devonianos que Schmidt estima pertenecientes a una serie infrapuesta que aparece en ventana tectónica. El conjunto devoniano-carbonífero del Tobazo, al que acabamos de referirnos, constituye, pues, una capa de corrimiento con largo desplazamiento hacia el S. Se prolonga hasta el contacto con el Cretáceo de Tordiellas y comprende Devoniano medio y superior con algunos retazos de Carbonífero inferior en el flanco inferior del manto. En realidad, es ésta una concepción parecida a la de Dalloni, de la que se diferencia por exagerar la importancia del movimiento hacia el S. del pliegue devoniano del Tobazo hasta convertirlo en una capa de corrimiento.

10*

18101-
-1021DISCORDANCIAS
ASTÚRICASCORRIMIENTOS DE
LA CABECERA DEL
ARAGÓN, SEGÚN
SCHMIDT

-10121



-10121

Fig. 23.—Croquis geológico del valle superior del Aragón, aguas arriba de Canfranc, y corte correspondiente al lado izquierdo del valle, según Schmidt (220).

-10121

La ventana tectónica a la que hemos aludido antes es un alargado y estrecho ojal que comienza en la Canal Roya, un poco al N. de su unión con el Aragón, y termina junto a Los Arañones. En ella afloran calizas y pizarras del Devoniano inferior, medio y superior, muy parecido este último al Devoniano del manto de corrimiento. La ventana se estrecha mucho a la altura del Fuerte de Coll de Ladrónes, donde el manto sufre un hundimiento en forma de sinclinal (ver fig. 23).

Si continuamos hacia el O. encontramos en la cabecera del río Aragón Subordán la terminación del Paleozoico axial, que se dobla hacia el N. hasta traspasar la frontera, contorneado por el Cretáceo de Zuriza. Volvemos a registrar en este extremo NO. de la provincia una estructura bastante parecida a la de los cortes del Aragón y del Gállego, puesto que su rasgo distintivo es la

ZONA DEL
BARRANCO DE
AGUAS TUERTAS

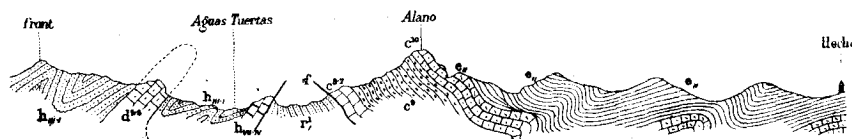


Fig. 24.—Corte entre Hecho y el Barranco de Aguas Tuertas, según Dalloni (57).

*d*⁵⁻³, Devoniano medio; *h*^{vii-iv}, Carbonífero inferior; *h*ⁱⁱⁱ⁻¹, Carbonífero medio; *v*¹, Permotrias; *c*⁸⁻⁷, Senonense inferior; *c*⁹, Maestrichtense; *c*¹⁰, Garumnense; *e*₁₁, Luteciense inferior.

presencia de pliegues acostados hacia el S. Efectivamente, al norte del Carbonífero del barranco de Aguas Tuertas, afluente por el E. al alto valle de Hecho, aparece el Devoniano medio como núcleo de un anticlinal enérgicamente volcado al S. (figura 24). El Carbonífero se frunce en estrechos sinclinales abiertos hacia el S. hasta chocar con una faja de Permotrias que adquiere gran desarrollo hacia el E., en la zona de Mallo Blanco, adentrándose en territorio francés; por el O., sin embargo, este terreno se acuña rápidamente y así, entre Petraricha y Aciotello, es el Carbonífero el yacente inmediato del Cretáceo. El contacto del Carbonífero y el Permotrias es constantemente anormal y se hace mediante un falla; a lo largo de la superficie de fractura desaparecen por laminación tramos del muro del Permiano (las capas detríticas basales) o se abren paso apunta-

mientos eruptivos, como los asomos andesíticos del Láchar de Aguas Tuestas.

El Permotriás mencionado hace el papel de zona acharnelada, pues, en general, sus estratos buzanan al N. en las inmediaciones del contacto con el Carbonífero, mientras que en las proximidades del Cretáceo, por el S., tienen buzamiento meridional. El Cretáceo cobija al Permotriás mediante una falla inclinada; se repite, por tanto, aquí el tipo de contacto que hemos observado reiteradamente en el margen del Paleozoico axial desde el macizo de Monte Perdido.

Según Selzer (224), el Cretáceo ciñe en esta zona al Paleozoico, formando un pronunciado pliegue en rodilla, de plano axial casi horizontal (fig. 25). Este estilo de contacto repercute

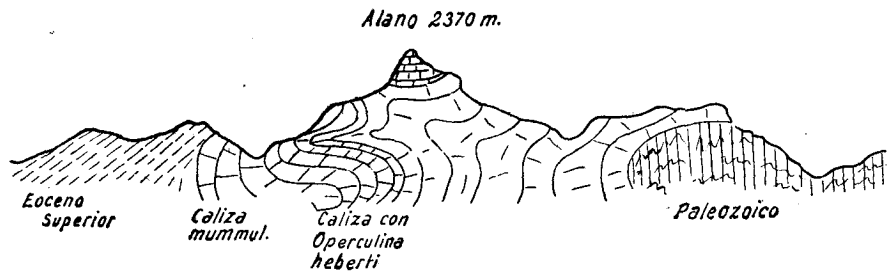


Fig. 25.—Corte por el borde de la zona axial en la transversal de las Canteras de Alano, según Selzer (224).

al S., en la estructura de las Canteras de Alano, donde se presenta un sinclinal eoceno acostado y abierto hacia el S., superpuesto a otro anticlinal también acostado (ver fig. 25).

En el ibón de Estanés, más al E., reaparece el Carbonífero inferior formando un anticlinal en el Permotriás. Desde aquí a la transversal del río Aragón nos encontramos un país de plegamientos particularmente intensos, con sinclinales apretados de Permotriás volcados al S.; esta violenta tectónica parece propagarse a las sierras cretáceas de Bernera y Bisaurín, que bordean el Paleozoico por el S., originando una complicada estructura, a la que hemos de referirnos más adelante.

-10124

B) LAS SIERRAS MARGINALES SEPTENTRIONALES

Como en el capítulo dedicado a la zona axial, distinguiremos tres dominios transversales, que estudiaremos sucesivamente a saber:

- I.—Entre el Noguera Ribagorzana y el Esera.
- II.—Entre el Esera y el Monte Perdido.
- III.—Entre el Monte Perdido y el río Veral.

I. Las sierras marginales septentrionales entre el Noguera Ribagorzana y el Esera

Forma la margen derecha del Noguera Ribagorzana, en el sector correspondiente a las sierras interiores, una compleja zona triásico-cretácea, cuya estructura vamos a sintetizar siguiendo, principalmente, a Misch.

Encontramos aquí, entre Sopeira y Cirés, una serie de accidentes que son prolongación de otros situados al E. del Noguera Ribagorzana, a los que será forzoso hacer referencia. Es el primero de ellos, empezando por el S., la Sierra de Aulet, cuya disposición anticlinal ya fué señalada por Dalloni. En realidad, consiste más bien en un conjunto monoclinal del Cretáceo inferior, que en algunos puntos llega al Cenomanense (como en Sopeira), y que buza más o menos pronunciadamente al S. Termina por el O. en una dislocación transversal por la que asoma el Triás, y su prolongación por el E., al otro lado del Noguera Ribagorzana, está constituida por la Sierra de San Gervás, en la que la serie cretácea se completa hacia arriba con las calizas supracretáceas, que buzan ahora marcadamente al N. (fig. 26: I en los cortes 3, 5, 7, 8 y 9).

SIERRA DE AULET

El Cretáceo de las Sierras de San Gervás y Aulet choca por falla al N. con el Triásico de Aulet, que viene a ser la continuación, al O. del Ribagorzana, de la prolongada faja de Keuper, salpicada de ofitas, de Senterada, en el valle del Flamisell. Es

DIAPIRO DE AULET

un asomo diapírico (fig. 26: II en los cortes 1, 3, 5, 7, 8 y 9), al N. del cual el Cretáceo se fracciona en una serie de escamas, la más importante de las cuales es la Sierra de Piñana, en la orilla derecha del Mañanet, ya en la provincia de Lérida. Por lo que atañe a nuestra provincia, hay que registrar en el NO. de este diapiro de Aulet (zona de Obis y Betesa) una serie de escamas cretáceas y jurásicas fuertemente tumbadas hacia el Norte, separadas por fallas de otras escamas aptenses y albeneses volcadas hacia el S. (corte I de la fig. 26).

SIERRAS DE SAN SALVADOR-FALLADA

Al N. de este pasillo de Keuper eyectivo de Aulet encontramos la Sierra de San Salvador, que forma unidad con el macizo de Fallada, al E. del Ribagorzana. Es un sinclinal (III en los

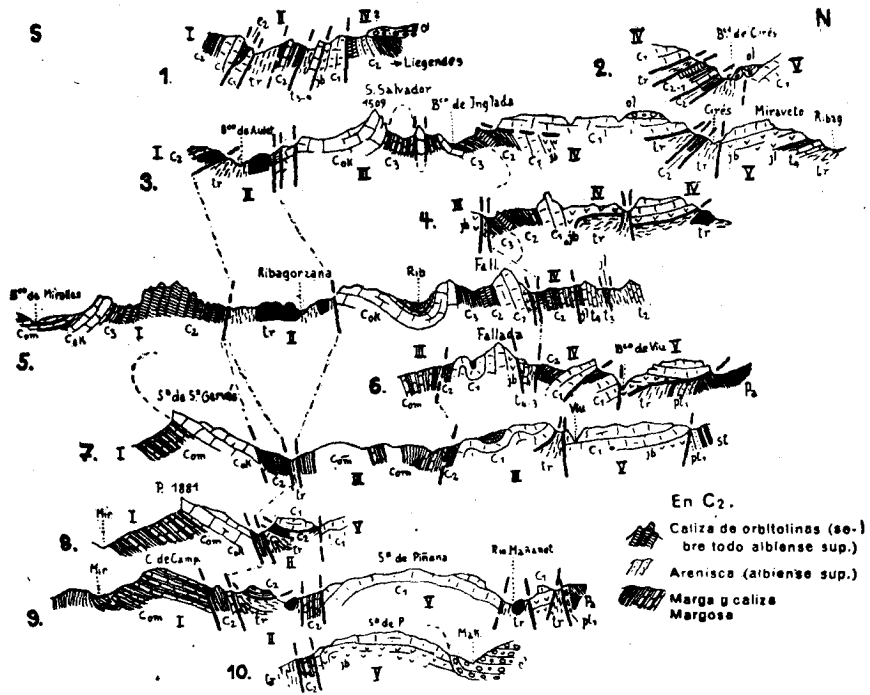


Fig. 26.-- Cortes geológicos en la zona cretácea, desde el O. del Flamisell hasta el O. del Ribagorzana, según Misch. (172). Escala 1:100 000.
 Pa, Paleozoico; St, Estefanense, Pt, Permotrias; tr, Triásico; jb, Dogger; C₁, Aptense; C₂, Albenese; C₃, Cenomanense; Cok, Calizas del Cretáceo superior; Com, margas senonenses; Ol, Oligoceno.

-10121
:2101

cortes 3, 5 y 7) integrado por calizas del Cretáceo superior, cuyo flanco N. conserva completa la serie cretácea y que denuncia una vergencia marcada al S. Hace contacto con el Triás de Aulet por una falla subvertical, mientras que por el N. queda limitado asimismo por otra falla vertical, que a veces se convierte en una cobijadura, contra el Keuper de otro asomo diapírico, el de Víu, al NO. de la Sierra de Piñana (cortes 5, 6 y 7).

Al N. del accidente de Fallada-San Salvador se halla la escama de Buirra. Es un anticlinal, de pronunciada vergencia sur (IV en los cortes 4, 5 y 6), que por el N. llega a cobijar, en territorio catalán, al Permotriás y al Paleozoico de la zona de los Nogueras; posee, por tanto, esta escama una vergencia bilateral. Por el S. choca bruscamente, a lo largo de una falla vertical, contra el Cretáceo del macizo de Fallada. Tiene este anticlinal muchas complicaciones de detalle originadas por despegues y roturas: por ejemplo, en su extremo O. (corte 3) la caliza urgonesa del núcleo está corrida sobre las capas cretáceas, casi verticales, de su flanco sur.

ESCAMA DE BUIRA

Otro nuevo diapiro, el de Cirés, sirve de límite por el N. a la escama de Buirra. Es una estrecha fajita de Keuper que se comunica por el E. con el Triás de Pont de Suert y en la que aparecen pellizcadas escamas del Cretáceo de vergencia N. (fig. 26, cortes 2 y 3). Después de bifurcarse el diapiro en dos corredores triásicos en torno al Cretáceo inferior de Cirés se pierde bajo el Oligoceno de la Sierra de Sis. Por el N. limita con el conjunto jurásico-cretáceo del Cerro de Miraveto (V en los cortes 2 y 3), el cual está ya en inmediato contacto con la zona de Las Paúles.

DIAPIRO DE CIRÉS

Resumiendo lo expuesto anteriormente, se puede concluir que la zona comprendida entre el Noguera Ribagorzana y el Oligoceno de la Sierra de Sis se caracteriza por la presencia de escamas cretáceas diseminadas y pellizcadas en el Triás. El Triásico se manifiesta en asomos diapíricos que forman fajas, en general estrechas pero dotadas de gran continuidad, pues proceden de las lejanas manchas triásicas de la zona catalana de los Nogueras. La citada estructura en escamas del Cretáceo viene impuesta por la movilidad del Triás. En estas escamas no se puede señalar una vergencia uniforme, pues así como en la de Buirra o en el sinclinal de Fallada-San Salvador hay una clara vergencia S., en cambio en el diapiro de Cirés el empuje tiene

RESUMEN

133001-
-10121

SINCLINAL DE
ALINS Y ANTICLI-
NAL DE ESPÉS

rumbo septentrional. No interfieren estas vergencias en la misma unidad, como sucedía en la zona de los Nogueras, salvo en el caso de la escama de Buirá, donde hemos señalado una doble vergencia.

Los asomos diapíricos y las escamas cretáceas antes descritos se interrumpen por el O. en el Oligoceno de la Sierra de Sis, que recubre, según veremos, un gran sinclinal transverso que asume el papel de divisoria tectónica. Solamente salva esta divisoria, rodeando su extremo N., la faja jurásico-cretácea del Cerro de Miraveto, que forma el borde septentrional de la zona cretácea.

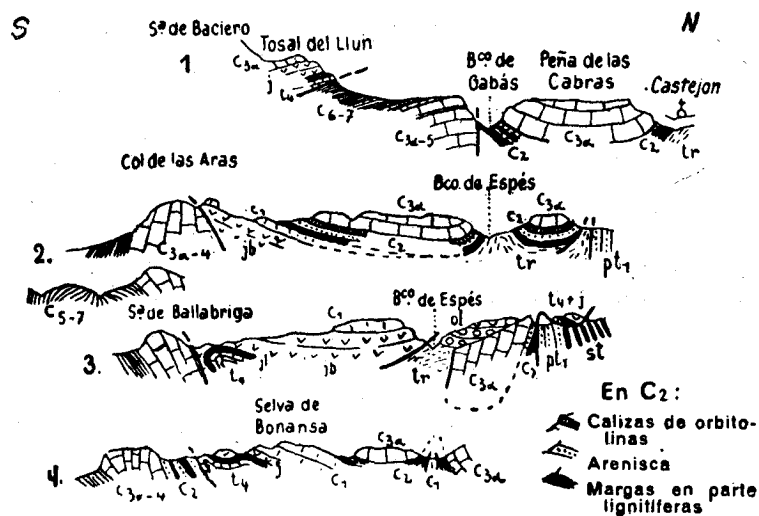


Fig. 27.—Cortes por las sierras marginales septentrionales entre el E. del Isábena y el E. del Esera, según Misch (172). Escala 1:100.000.
St, Estefanense; pt, Permotrias; tr, Triásico; t1, carniolas; jb, Jurásico; C1, Aptense inferior; C2, Albense; C3a, Cenomanense inferior; C3a-6-7, margas senonenses.

Con esta serie de Miraveto, suavemente inclinada al S. (ver figura 26, cortes 2 y 3), se corresponde, ya al O. de Bonansa, el sinclinal de Alins, que se disloca por el O., perdiéndose en el Trías (fig. 27, cortes 3 y 4). Un estrecho pliegue anticlinal, en el que aflora el Trías, el anticlinal de Espés, le sucede por el S.; en el Isábena, su borde N. forma una cabalgadura. Al N. de este anticlinal, en la comarca de Buyelgas y Veri, aparece un nuevo

-1012101-
18101-

sinclinal del Cretáceo inferior, cuyas calizas se superponen normalmente al Trías y que prolonga la alineación sinclinal de Alins (fig. 27, corte 2).

Al S. del anticlinal de Espés se presenta un país muy distinto del que hemos examinado al E. de la Sierra de Sis; en lugar de las escamas cretáceas y los diapiros triásicos que allí hemos descrito se observa un gran anticlinal de calizas del Cretáceo superior, que Misch designa con el nombre de anticlinal de Ballabriga. Manifiesta marcada vergencia al S., pues su flanco sur se vuelca sobre las margas senonenses de Ballabriga y Raluy (fig. 27, cortes 2, 3 y 4). Parece continuar al O. de la mancha oligocena del anticlinal de Aulet, en el que sucedían al Triásico, hacia el S., la caliza de Rudistos, el Cenomanense de Sopeira y las margas senonenses de Cornudella. La alineación de Ballabriga se muestra, respecto de ésta, notablemente desplazada hacia el Norte.

ANTICLINAL DE
BALLABRIGA

Al E. del Isábena se manifiesta un encorvamiento hacia el NE. de las calizas del anticlinal de Ballabriga; asimismo, al otro lado del Oligoceno, en el O. de la Sierra de Aulet, las margas senonenses meridionales dibujan un entrante hacia el N. Estas inflexiones del rumbo de las capas cretáceas atestiguan un plegamiento transversal, en forma de ancho sinclinal recubierto en gran parte por el Oligoceno. Ya hemos visto antes cómo este sinclinal transversal actúa de divisoria tectónica, pues en él cesan las estructuras del O. del Ribagorzana.

SINCLINAL TRANS-
VERSO AL E. DEL
ISÁBENA

Este fenómeno de plegamiento de rumbo no pirenaico se manifiesta con mayor claridad entre el Isábena y el Esera, en el anticlinal transversal del Turbón (fig. 28). Es un anticlinal muy levantado, de eje aproximadamente N.-S., en cuyo núcleo afloran, junto con el Cretáceo inferior, el Liásico y el Keuper, y cuyas calizas avanzan mucho hacia el S., entre las margas senonenses. Jacob, Fallot, Astre y Ciry (132) lo consideraban como un manto de corrimiento desplazado hacia el S., pero Misch hace notar que las calizas cenomanenses o coniacenses del macizo del Turbón se esconden normalmente bajo las margas senonenses del contorno. Esto se ve de modo patente en Ejea, en el extremo sur del accidente, donde un arco anticlinal bastante abierto desaparece bajo las margas senonenses (fig. 28, corte 4). Los cortes de Misch, que reproducimos, ponen de relieve que la estructura

ANTICLINAL
TRANSVERSO
DEL TURBÓN

del Turbón es un anticlinal recto (ver corte 3), sin vergencia señalada al Este ni al Oeste.

También el anticlinal del Turbón, a semejanza del sinclinal transverso antes mencionado sirve de barrera que corta algunas alineaciones, tal la del anticlinal de Ballabriga, que cesa bruscamente al llegar a dicho macizo. Sin embargo, el anticlinal de la Sierra del Cervin, al O. del Turbón, representa su prolongación occidental. El anticlinal del Turbón, al cesar rápidamente por el N., no altera la continuidad del anticlinal de Espés, que persiste hasta el barranco de Gabás. Ya indicamos que al norte del Triásico de Espés-San Felú se presentaba un sinclinal

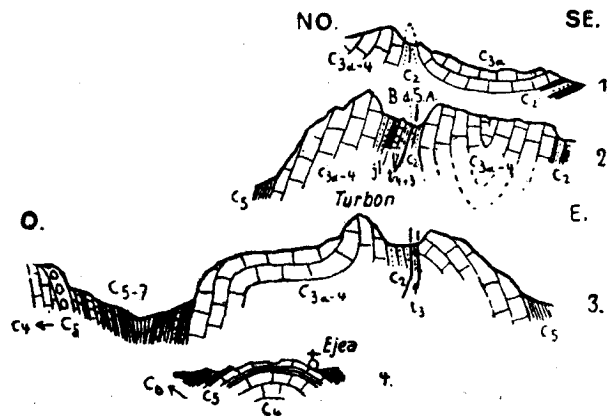


Fig. 28.—Cortes por el anticlinal transverso del Turbón, según Misch (172).
Escala 1:100.000.

t_3, t_4 , Keuper y carniolas; jl , Lías; C_2 , Albense; C_{3a} , Cenomanense inferior; C_4 , Coniacense; C_5 , Santonense; C_{5-7} , margas senonenses

cretáceo abierto (fig. 27, corte 2), que representaba la prolongación del sinclinal de Alins y que perduraba hasta el SE. de Bisauri. Ahora bien, tal sinclinal, al que denominaba Dalloni "sinclinal del Tozal del Toro", puede considerarse continuado al oeste de Bisauri, en el escarpado cerro de la Peña de las Cabras, cuyas calizas cenomanenses cesan al E. contra el Trías, por una falla transversa (fig. 27, corte 1). En cuanto a la banda triásica de Espés, que transcurre más al S., se interrumpe junto al Esera, pero queda reemplazada por una dislocación vertical (ver fig. 27,

-10121
:2101-

corte 1), que al O. de dicho río se transformará en la característica cabalgadura que forma el margen N. de Cotiella.

La edad del plegamiento del territorio descrito entre el Esera y el Ribagorzana es la pirenaica. Sin embargo, hay ligeros plegamientos post-oligocenos, como puede observarse en Alins, en la Sierra de Sis, al O. de la Sierra de Aulet y al N. del barranco de Cirés. Estos plegamientos se localizan, no obstante, en la proximidad del Trías o del contacto de este terreno con moles calizas rígidas, lo que hace pensar que serán producidos, o al menos influidos, por la movilidad de los materiales triásicos.

EDAD DE LOS
PLEGAMIENTOS

II. Entre el Esera y el Monte Perdido

Existen en este sector dos zonas bien diferenciadas tectónicamente: al N., el macizo de Monte Perdido, que se inicia en la cabecera del Ara, con una serie cretácea coronada por el Eoceno, y se continúa hasta el Cinca por la Sierra de las Sucas, y la Peña del Mediodía. Al E. de este río constituye su prolongación la banda cretácea de Barbaruens, de sencilla estructura en comparación con la unidad anterior. Por el S. se define, con rasgos muy distintos, la complicada zona de Cotiella, comprendida entre el Cinca y el Esera. Al O. del Cinca, el límite meridional de la región mesozoico-eocena del Monte Perdido está constituido por el flysch, casi horizontal, de la zona de Puértolas. De acuerdo con esta diferenciación, vamos a estudiar sucesivamente este sector:

- 1.º El macizo del Monte Perdido y su continuación por el Este.
- 2.º El macizo de Cotiella.

El macizo del Monte Perdido y su continuación por el Este.

Dentro de la mole del Monte Perdido y su prolongación oriental, podríamos reconocer, para su mejor análisis, tres dominios:

- a) Del río Ara al río Vellos.
- b) Del río Vellos al Cinca.

191011
-10121

156

45

c) La continuación del macizo de Monte Perdido, al E. del Cinca.

ESTRUCTURA
DEL MARBORÉ

a) DEL RÍO ARA AL RÍO VELLAS.—De la disposición de esta parte occidental o central del macizo nos dará idea un corte por el Marboré. En la cumbre de esta montaña se encuentran, según Misch (172) (fig. 29, corte 4), las areniscas del Maestrichtense fuertemente plegadas en un anticlinal cuya charnela mira al Sur. Debajo de este anticlinal volcado se dibuja un apretado sinclinal en cuyos flancos se laminan los delgados bancos de la arenisca del Monte Perdido. La concavidad de este sinclinal aloja al Danés-Paleoceno, a las calizas de *Alveolina* y a un retazo de flysch eoceno. Por debajo de esta especie de "escama del Marboré" existe un corrimiento horizontal ocasionado por un plegamiento de vergencia meridional. Veremos seguidamente cómo ambos elementos, escama y corrimiento, tienen una larga continuación por el E. de la cadena; en cambio, al O. de Marboré cesan muy rápidamente.

PLIEGUE DE TORLA

La tectónica del macizo se simplifica mucho al O. del Marboré, como hacen ver los cortes 1, 2 y 3 de la figura 29, en los que han quedado sustituidos el sinclinal y la escama de Marboré por un mogote de Danés-Paleoceno y Eoceno horizontales; asimismo ha desaparecido el corrimiento meridional. En estos cortes occidentales se define, sin embargo, un anticlinal acostado hacia el S., de calizas de *Alveolina* con núcleo maestrichtense, que ya Dalloni (57) dió a conocer con el nombre de "pliegue de Torla" (fig. 30). Este autor lo había localizado en el valle de Ordesa, con un flanco inferior de calizas eocenas de *Alveolina* que ocupan el fondo del cañón y un flanco superior definido por las capas horizontales, también de calizas de *Alveolina* y *Operculina*, que forman la cornisa de Cotatuero; entre ambos queda al descubierto el magnífico escarpe del valle que integran las calizas de *Orbitoides* del Maestrichtense. Un pliegue semejante, pero revelado con mayor claridad, surge en el corte del río Ara, junto a Torla (fig. 30). Allí la charnela del anticlinal, formada por Paleoceno y Eoceno, se hunde como una cuña en las blandas capas de flysch.

Este "pliegue de Torla", según Selzer, tiene una gran continuidad hacia el O. y forma durante largo trecho, en esa di-

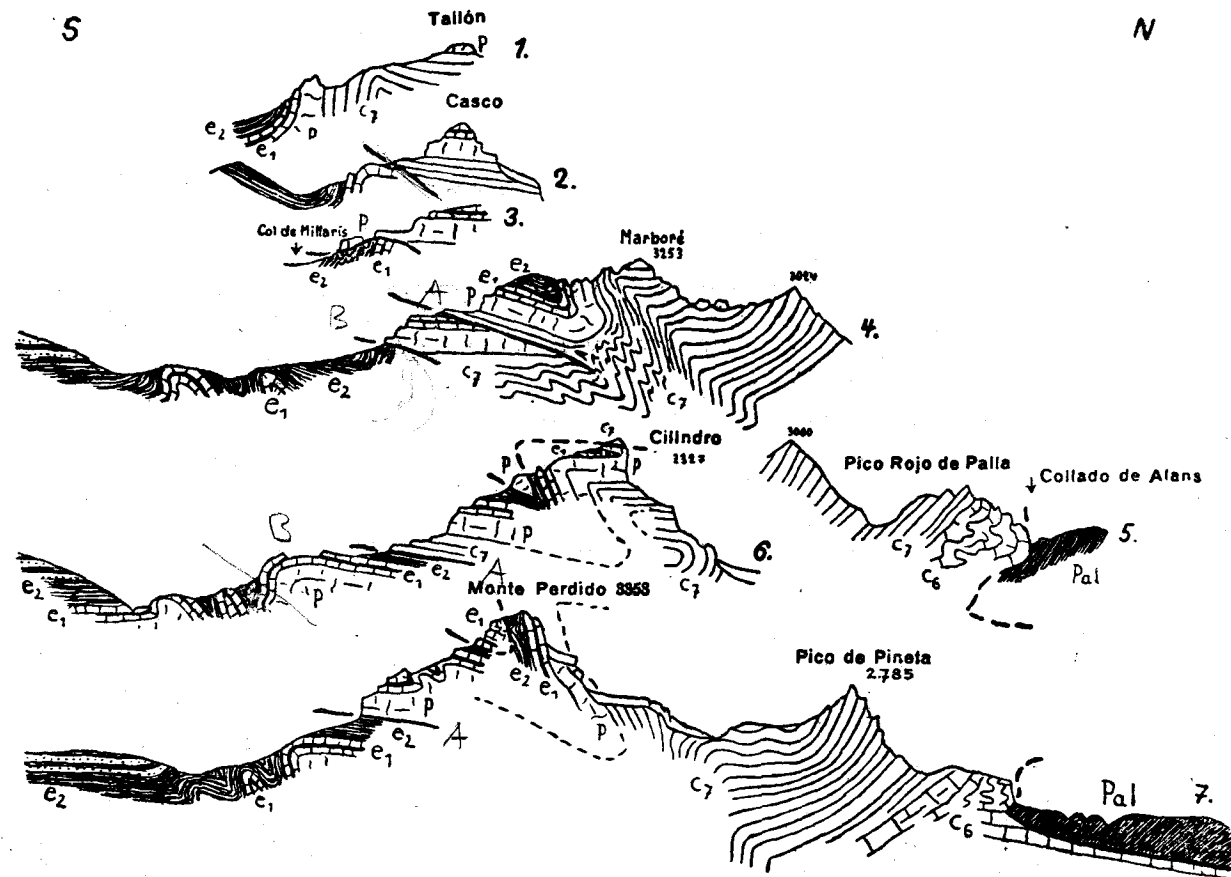


Fig. 29.—Cortes por el macizo central del Monte Perdido y por la región frontal del manto de Gavarnie, según Misch (172). Escala 1.50.000.

C₆, Campanense; C₇, Maestrichtense; P, Danés-Paleoceno; e₁ caliza eocena de Alveolinas; e₂, flysch eoceno.

-10121
 :S101

rección, el borde de la zona axial. La franja cretácea, tan compleja al E. del río Ara, queda así reducida a una sencilla alineación anticlinal.

EL CILINDRO

Al E. del Marboré, en el Cilindro, el sinclinal que describimos en aquella unidad aparece más apretado y con la particularidad de que sobre el flysch del núcleo descansa un bloque alóctono de caliza paleocena. Este bloque, según interpreta Misch, pertenecería a una escama corrida sobre el sinclinal de Marboré, de la que forma parte un pequeño retazo de Maestrichtense, en posición horizontal, asentado en la cumbre del Cilindro (ver corte 6 de la fig. 29). Se encuentran restos de esta misma escama alóctona superior más al E. (corte 7).

SÓM DE RAMOND

Todavía más al E., en el Som de Ramond, el sinclinal citado alcanza el máximo de estrujamiento, pero a partir de esta uni-

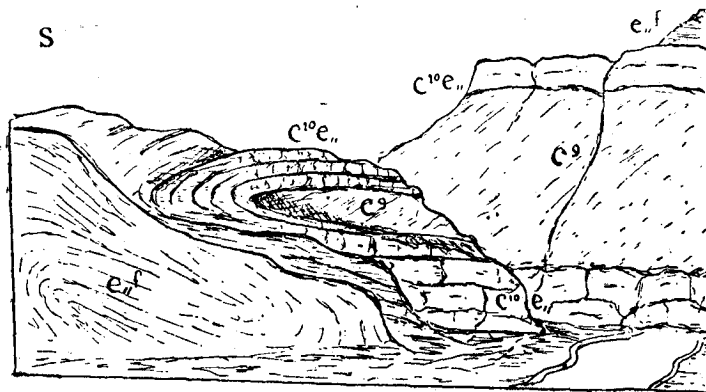


Fig. 30.—Pliegue de Torla, según Dalloni (57).

C⁹, Maestrichtense; C¹⁰e₁₁, Danés y calizas de Alveolinas; e_{11f}, flysch eoceno.

dad empieza a abrirse hasta quedar sus flancos casi horizontales (fig. 31, corte 10). La escama corrida superior, que hemos mencionado en el corte del Cilindro, también existe en el sinclinal de Som de Ramond, pero partida en dos fragmentos por una falla vertical (ver fig. 31, corte 8, complemento superior); a un lado queda un paquete de Paleoceno y caliza de *Alveolina* que reposa horizontalmente sobre el flanco meridional del sinclinal y al otro un pequeño retazo de caliza paleocena comprimida

contra el flysch del flanco N. Algo más al E. esta falla vertical (ver corte 8 de la fig. 31) viene a servir de límite, por el N., a la escama paleoceno-eocena, es decir, queda suprimido el fragmento del otro lado de la falla. Esta fractura, por lo demás, queda interrumpida por el E. (fig. 31, corte 10).

Otro accidente es digno de mención en el Som de Ramond, que viene a complicar todavía más su estructura: el "charriage" (rotura y corrimiento) que existía en el flanco inferior del sin-

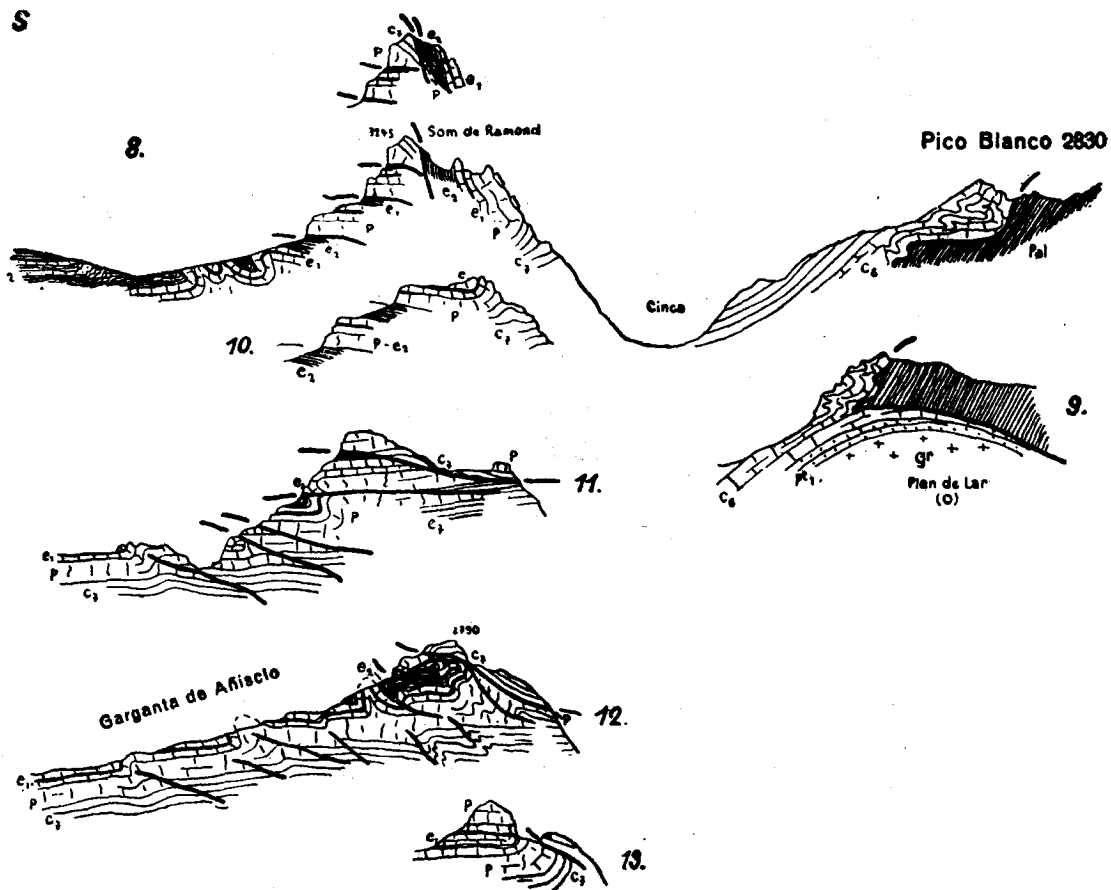


Fig. 31.—Cortes por el macizo central del Monte Perdido (continuación de los de la fig. 29), según Misch (172).
La misma explicación de la fig. 29.

COLLADO
DE AÑISCLO

clinal de Marboré (fig. 29, corte 4), queda duplicado aquí. Con estos dos cabalgamientos, y teniendo en cuenta que en la cima hay un resto de la escama alóctona superior del Cilindro, se repite cuatro veces la serie Paleoceno-Eoceno (fig. 32).

Al llegar al Collado de Añisclo, que separa la cabecera del río Vellos del hondo valle de Pineta, la escama superior del Cilindro queda desprendida totalmente de su yacente por la superficie de corrimiento (fig. 31, corte 11). El corrimiento inmediatamente inferior, es decir, el situado en la base de la escama de Marboré, continúa hasta el E. del collado, para convertirse después en un anticlinal acostado al S. que tendrá, según vere-

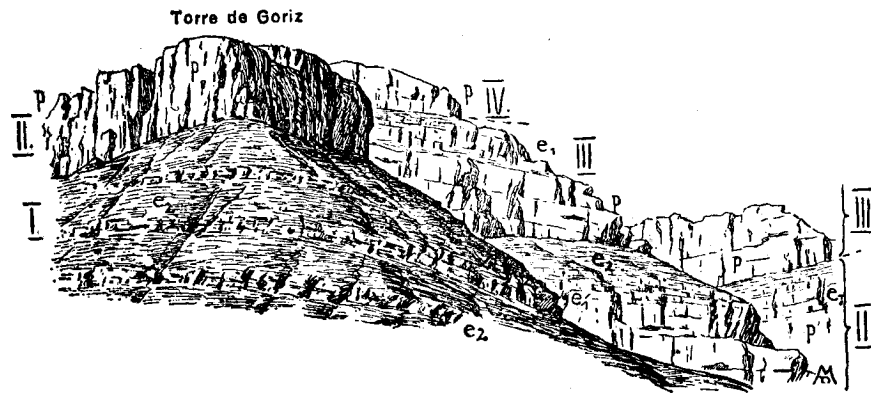


Fig. 32.—Escamas alóctonas al S. del macizo del Monte Perdido, vistas desde el lado O. del collado de Goriz, según Misch (172).
La misma explicación de la fig. 20.

mos en seguida, una larga propagación hacia el E. (fig. 31, corte 13). En cuanto al nuevo corrimiento, por debajo de éste, que apareció en el Som de Ramond, cobra, a partir de esta entidad, creciente importancia en dirección oriental (fig. 31, cortes 10 y 11).

Al S. de Sierra Custodia, descendiendo de la línea de las cumbres, se advierten pliegues pequeños en el Eoceno de vergencia sur (fig. 31, cortes 11 y 12), que pronto se debilitan en dirección meridional para ceder paso a una estratificación subhorizontal. En este sector, el espléndido corte de la profunda garganta de

-10121

10101
10101

Añiselo pone al descubierto la serie Maestrichtense-Danés-Paleoceno-Eoceno, y en ella se observa que así como los estratos superiores paleocenos y eocenos se doblan perfectamente, la formación inferior maestrichtense se rompe en escamas que se imbrican unas sobre otras (corte 12).

b) DEL RÍO VELLAS AL CINCA.—Como ya hemos anotado, al este del cañón de Añiselo es reemplazado el corrimiento en el fianco inferior del sinclinal de Marboré por un anticlinal acostado al S. Persiste este anticlinal en dirección hacia el E., al S. de la cresta del macizo oriental del Monte Perdido, hasta alcanzar la Punta Angones, donde se extingue (fig. 33, cortes 1, 2 y 3). Al S. de este pliegue el Cretáceo y el Danés-Paleoceno, en estratificación tendida, buzan hacia el S. Sólo más abajo, en el valle de Escuin, o junto al contacto con el flysch, la serie se pliega en uno o varios anticlinales de vergencia S. Estos anticlinales degeneran hacia el E., en la transversal de Peña Montañer, en una única "flexura", mediante la cual la serie tendida del Monte Perdido se esconde bajo el Cretáceo del extremo occidental de la mole de Cotiella (fig. 33, corte 7).

Es de notar que sobre los estratos casi llanos de la vertiente S. de este macizo oriental aparecen, ya desde el O. del Mallo Auerán, retazos corridos de Paleoceno con algo de Eoceno, quizá relacionados con la escama antes citada del Cilindro (fig. 33, cortes 5, 6 y 7).

Según Dalloni, cerca del contacto de esta serie cretácea-paleocena-eocena con el flysch del S. se sitúa una falla, la "falla de Fanlo", ya advertida por Mallada, que separa las calizas de *Alveolina* concordantes sobre el Cretáceo del flysch. A lo largo de esta falla, que pasando por el S. de Fanlo seguiría por Bramapan, se produce una marcada discordancia entre el flysch y la serie Danés-Calizas de *Alveolina*. Tratando de resumir cuanto hemos expuesto acerca de la estructura de la zona de Monte Perdido, subrayaremos que entre el Marboré y la garganta del río Vellas queda comprendido un país de plegamiento violento con escamas y pliegues vergentes al S. El plegamiento se suaviza al E. del cañón de Añiselo, sin que por eso desaparezcan los corrimientos de escamas y los pliegues acostados. Ahora bien, en este sector oriental, el nivel plegado es inferior al del occi-

MACIZO ORIENTAL
DEL MONTE
PERDIDO

FALLA DE FANLO

RESUMEN

dental, cuyas partes altas están violentamente fruncidas. Es muy de notar que, en efecto, el plegamiento se exagera con la altura y que, en cambio, se atenúa notablemente en los tramos bajos, como ponen muy bien de relieve los cortes de Misch, en la figura 29.

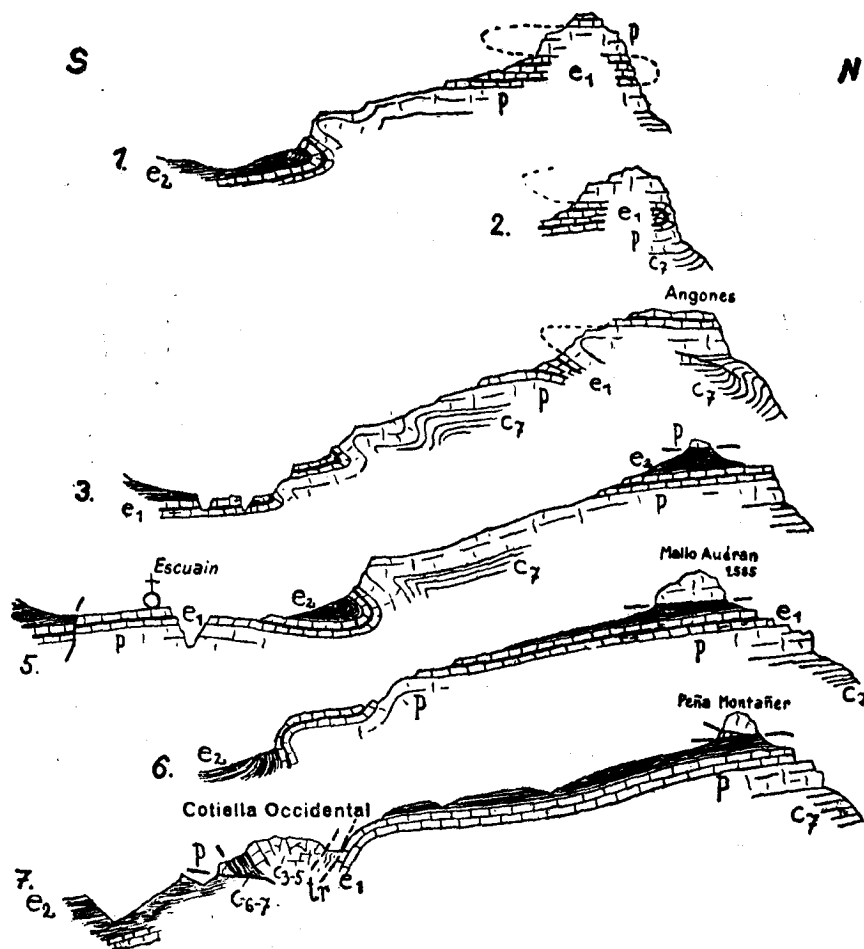


Fig. 33.—Cortes por el macizo oriental del Monte Perdido, según Misch (172).

Escala 1:50.000.

tr, Triásico; *C*₃₋₅, caliza del Cretáceo superior; *C*₆₋₇, margas senonenses; *C*₇, arenisca maestrichtense; *P*, Danés-Paleoceno, *e*₁, caliza de Alveolinas; *e*₂, flysch eoceno.

En general, se puede apreciar en toda la tectónica del Monte Perdido la influencia decisiva del empuje del Manto de Gavarnie por el N. Este hecho queda muy bien expresado en los magníficos cortes de Misch, de las figuras 29 y 31. Oportunamente hablamos del fenómeno de apilamiento o amontonamiento de los pliegues de caliza de *Hippurites* sobre el borde del manto, por ejemplo, en Pico Blanco (pág. 138); pero esto no representa sino una respuesta muy local de la serie limítrofe con el margen de la capa alóctona. En realidad, la repercusión del empuje del manto de Gavarnie es mucho más amplia y condiciona toda la complicada tectónica de vergencia al S. de la masa del Monte Perdido. Este esfuerzo, que repliega y lanza hacia el S. a las formaciones cretáceas y eocenas, trata de propagarse a la cuenca numulítica del S., pero allí tropieza con la resistencia que oponen las enormes masas plásticas de flysch.

INFLUENCIA DEL
MANTO DE
GAVARNIE

c) LA CONTINUACIÓN DEL MACIZO DE MONTE PERDIDO, AL E. DEL CINCA.—Al E. del Cinca, el conjunto del Monte Perdido encuentra su prolongación en la que Misch denomina "faja de Barbaruens". Es una banda cretácea estrecha junto al Cinca, pero que en dirección oriental, entre Cotiella y el Coll de Sahún, se ensancha mucho; en su terminación por el E. constituye la amplia depresión de Barbaruens-Seirá, rellena por las margas senonenses, al N. de la cual se levanta la Sierra de Chía.

FAJA DE
BARBARUENS

La estructura de esta zona en las cercanías del Cinca es muy sencilla: consiste en una serie de estratificación tendida como la que registramos al O. del Cinca, en el corte de Peña Montañesa (fig. 33, corte 7), terminada al S. por una "flexura" que se introduce bajo la mole de Cotiella. Al E., en la depresión de Barbaruens, las margas senonenses tienen una inclinación suave y uniforme al S., escondiéndose en esta dirección bajo las calizas del Cretáceo superior de Coma Carina.

La Sierra de Chía, al N., está constituida por calizas del Cretáceo superior que cobijan en corrimiento a las margas senonenses que la ciñen por el S. Ahora bien, en el conjunto de la sierra se diferencian morfológicamente dos segmentos longitudinales que, asimismo, están separados tectónicamente. Uno de ellos, por el N., representa la continuación del Cretáceo del E. del Cinca; el otro segmento meridional es la sierra propiamente

SIERRA DE CHÍA

dicha y se halla corrido sobre el anterior. La superficie de corrimiento que separa ambos segmentos aflora al NO. de Chía. Un corte por este sector nos da clara idea de la posición de ambas series (fig. 34); las calizas de la serie septentrional soportan capas poco potentes de margas senonense, sobre la cual se sitúa la superficie del corrimiento. La serie superior deja asomar en su muro el Dogger, sobre el cual descansan los estratos calizos del Cretáceo superior. En la porción axial de la Sierra aflora el Dogger de nuevo en una fajita, a lo largo de la cual existe una ruptura de pendiente. Este Jurásico limitará probablemente con el Cretáceo superior antedicho mediante una flexura, pero el contacto no es muy visible porque se halla recu-

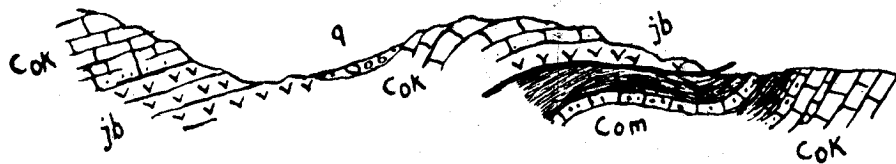


Fig. 34. - Corte de la Sierra de Chía, en dirección NE. al NO. de Chía, según Misch (172). Escala 1:10.000.

jb, Dogger; *Cok*, calizas del Cretáceo superior; *Com*, margas senonenses; *Q*, Cuartario.

bierto por derrubios cuartarios. En resumen, la Sierra de Chía, corrida sobre el Cretáceo calizo del N. y el Senonense del S., es una escama alóctona.

El macizo de Cotiella.

Al S. de la región del Monte Perdido, la gran mole cretácea de Cotiella se extiende desde el Cinca al Esera. Para la interpretación de su compleja estructura, vamos a distinguir en ella tres sectores:

- a) El borde O. y SO.
- b) El interior del macizo de Cotiella.
- c) El borde Norte.

En la descripción que sigue nos atendremos casi exclusiva-

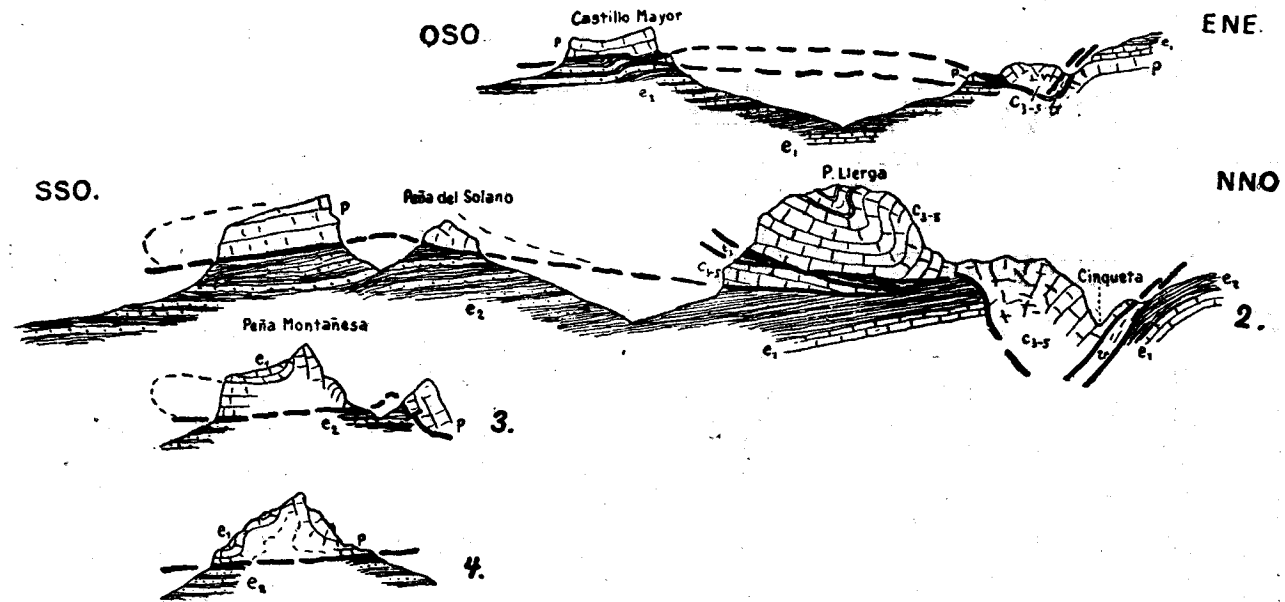


Fig. 35. - Cortes geológicos por el O. de la mole de Cotiella, según Misch Escala 1:100.000.
tr, Triásico; *C*₃₋₅; calizas del Cretáceo superior; *P*, Danés-Paleoceno; *e*₁, caliza de Alveolinas; *e*₂, flysch eoceno.

-10121

10121
 -10121-

mente a los datos e hipótesis de Misch, a quien debemos el reconocimiento más detallado de toda la extensión del macizo. El estudio de esta zona hecho por Jacob y Ciry fué mucho más rápido y superficial, pero dió lugar, no obstante, a una interesante interpretación que expondremos brevemente, contrastándola con la de Misch.

CORRIMIENTO
DE PUNTA LLERGA

a) EL BORDE O. Y SO. DE LA MOLE DE COTIELLA.—Los gigantes macizos calizos de Punta Llerga y Peña Montañesa forman, al E. del Cinca, el límite occidental del gran conjunto de Cotiella. Representan un gran pliegue acostado hacia el S. de calizas del Cretáceo superior y paleocenas que se ha desplazado sobre el flysch del valle del Cinca. En Punta Llerga se encuentra un ingente murallón de calizas del Cretáceo superior en cuya parte alta se dibuja un profundo sinclinal (fig. 35, corte 2). En su base se interestratifica el Triásico en el nivel que correspondería al núcleo del pliegue.

ESCAMA DE LA
PEÑA DEL SOLANO

Más al S., la Peña del Solano se muestra como un bloque alóctono de calizas paleocenas flotando sobre el flysch (fig. 35, corte 2). Pertenece a la misma masa corrida de Punta Llerga y Peña Montañesa, que adelanta su espolón de calizas paleocenas al S. del Garona, hasta cerca de Laspuña.

MONTE FORNOS Y
PEÑA MONTAÑESA

Ahora bien, en Punta Llerga no se define la charnela del pliegue tumbado que, en cambio, en Monte Fornos, al S., se precisa con toda claridad, como ya observaron Jacob y Ciry (132) (fig. 36). Bajo las calizas cretáceas de esta unidad asoman las margas senonenses y las calizas paleocenas, muy laminadas, como integrantes del flanco inverso del pliegue, el cual, como es natural, ha sido muy estirado por el corrimiento. Al S. de esta cabeza anticlinal del Monte Fornos aparece una estrecha y larga ventana de flysch, y todavía al S. de la misma se erige como frente del pliegue la Peña Montañesa (fig. 36). En ella se observan las calizas del Danés-Paleoceno y las calizas del Eoceno inferior muy levantadas y más intensamente plegadas que las margas senonenses. Hacia el E., en la Cascarra de los Molinos, tanto las calizas de *Alveolina* como las paleocenas subyacentes se adelantan hacia el S. en suave buzamiento meridional, para luego doblarse agudamente hacia el N. y constituir el flanco inverso del pliegue (fig. 36 y fig. 35, corte 3). Bajo este extremo

-10121

frontal del pliegue tumbado el flysch presenta escasos signos de trastorno.

En el extremo O. de Peña Montañesa persisten únicamente las calizas del Danés-Paleoceno, mostrándose los flancos superior e invertido del pliegue apilados uno sobre otro, lo que hace aparentar a la serie caliza paleocena un espesor mucho mayor del real (fig. 35, corte 2).

Si se sigue el borde del pliegue hacia el E. se observa que al S. de la Carrasca de los Molinos las capas del flysch, horizontales en el O., se levantan hasta la vertical y quedan, por tanto, oblicuas a la superficie del corrimiento (fig. 38). Esto representa el preludio de un contacto normal entre el flysch y las capas verticales del frente del pliegue, sucesión normal que, efectivamente, aparece algo más al E. En esta parte, el pliegue tumbado perdura, formando siempre su charnela las calizas del

SUCESIÓN NORMAL
AL ESTE



Fig. 36.—Corte a través del M. Fornos y la Peña Montañesa, según Misch (172). Escala 1:87.500.

Danés y las del Eoceno inferior, pero sus dimensiones se han reducido (fig. 37, corte 2).

Pasado Víu, junto a Foradada, una falla transversa trae como consecuencia un desplazamiento hacia el N. de la caliza paleocena. Aquí se extingue el pliegue acostado y en adelante las capas paleocenas, que primeramente se muestran volcadas hacia el S. (fig. 37, corte 3), van tendiéndose en buzamiento suave hacia el S., como ocurre ya al E. del Esera (fig. 37, corte 5). Se ve, pues, que el corrimiento se ha extinguido entre el Cinca y el Esera, y la primera consecuencia importante que hay que deducir de este hecho es que, contrariamente a la hipótesis de Jacob y Ciry, que después expondremos, la masa de Cotiella arraiga en su extremo SE. y es, por tanto, autóctona.

Si pasamos al extremo NO. del conjunto de Cotiella encontramos que al N. de Punta Llerga la superficie del corrimiento,

NO. DE PUNTA
LLERGA

hasta ahora horizontal, se inclina en pronunciado buzamiento al N. para levantarse después. Dentro de esta concavidad la caliza del Cretáceo acarreado se pliega en sinclinal (fig. 35, corte 2). En cambio, al O. del Cinca, junto a Tella, la superficie de corrimiento aparece más tendida, si bien la masa del corrimiento conserva la misma estructura. Tanto en la transversal de Punta Llerga, como en la de Tella, afloran bajo las calizas del Cretáceo alóctono margas senonenses y calizas paleocenas muy laminadas, tal como sucedía bajo la cabeza anticlinal del Monte Fornos; es decir, nos encontramos siempre con la misma estructura de un pliegue tumbado y desplazado, con su flanco inferior estirado.

ESCAMA DE
CASTILLO MAYOR

Al NO. de Tella termina la masa de Cotiella, pero al O. de aquella localidad todavía se registra un accidente, que se puede relacionar con la Peña del Solano y la Peña Montañesa: el Castillo Mayor. En este escarpado cerro, que sobresale vigorosamente en la suave topografía del flysch de Puértolas, hallamos una escama alóctona de calizas del Danés-Paleoceno, estructura conocida ya desde la época de Dalloni. Entre el gran espesor de las calizas de *Lithothamnium* y *Operculina* que forman el accidente, y las margas numulíticas, muy dislocadas, del substratum, aparecen algunos lechos de margas y areniscas senonenses y debajo calizas del Danés y de *Alveolina* del flanco inferior del pliegue. Las calizas paleocenas del cerro están ligeramente plegadas en un sinclinal abierto (fig. 35, corte 1).

SIERRAS DE
CERVÍN Y DE
BACIERO

b) EL INTERIOR DEL MACIZO DE COTIELLA.—Al S. de la Punta de Madrid, una serie de pliegues procedentes del E. del Esera pasan a formar el límite S. de la mole de Cotiella. Así, tenemos, empezando por el S., el anticlinal de la Sierra de Cervín, a cuya vertiente meridional se adosan las calizas del Cretáceo superior de suave inclinación meridional, en las que ha degenerado el pliegue frontal de Cotiella (fig. 37, cortes 4, 5 y 6). Al N. del anticlinal del Cervín corre un sinclinal, al que sucede por el N. la serie monoclininal levantada de la Sierra de Baciero, que se continúa al O. del Esera por el barranco de San Nicolás (fig. 37, cortes 4, 5 y 6). En la base de dicha sierra se encuentran calizas claras en masa, infrapuestas a las calizas margosas del tramo que Misch denomina "calizas de Aguas Salenz". Estas calizas en masa pasan al O. del Esera, para constituir una faja que, mor-

-10121-
101

fológicamente, semeja un vasto domo que, partiendo de Punta de Madrid, comprende la Coma Carina y la Sierra de Sarnera.

Esta faja de Coma Carina fué considerada por Jacob y Ciry (132) como una serie paleocena alóctona, mas su edad cretácea está comprobada por fósiles y, por otro lado, no se aprecian señales de corrimiento. El conjunto de Coma Carina viene a formar un pilar o horst, dirigido de N. a S., con sus capas arrumbadas en esta misma dirección y con buzamiento casi vertical. Este horst termina por el S. en la Punta de Madrid, de donde sale otro pilar en dirección al E. que viene a chocar con el flanco septentrional del sinclinal que se alineaba al N. del anticlinal del Cervín. El conjunto de ambos pilares queda cortado al NO. de Sierra Sarnera por una falla transversa; esta misma falla sirve de límite oriental a la Coma Carina hasta su terminación por

FAJA DE
COMA CARINA

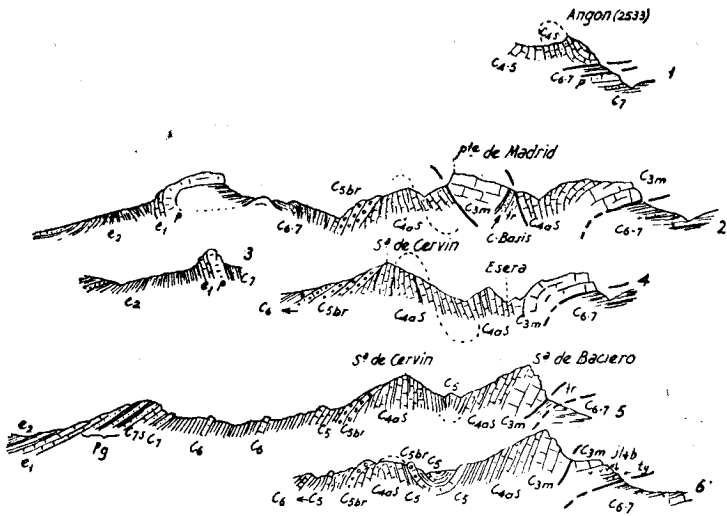


Fig. 37.—Cortes por el E. de la mole de Cotiella, según Misch (172). Escala aproximada 1:70.000.

tr, Triásico; jlb, Liásico y Jurásico; C_{3m}, parte inferior de la caliza supracretácea, C_{4a5}, calizas de Aguas Saleuz; C₅, Santonense; C_{5br}, brecha santonense de Campo; C₆, Campanense; C₇, Maestrichtense; C₇₅, arenisca de Arén; P_{1pg}, Danés-Paleoceno con intercalaciones de Garumnense; e₁, caliza de Alveolinas; e₂, flysch eoceno.

el NE. A lo largo de la misma se ha abierto paso el Keuper en varios pequeños diapiros.

Señalemos, finalmente, el corrimiento casi vertical que limita esta faja por el S. de Punta Madrid. Desde esta unidad las calizas en masa antes citadas bajan al Esera con un débil buzamiento oriental, hallándose cortadas al S. por el mencionado corrimiento y al N. por la falla oriental de Coma Carina, que encuentra en ángulo agudo a la dislocación anterior (fig. 37, corte 2).

DE COMA CARINA
HACIA EL O.

Veamos ahora cuál es la disposición al O. de Coma Carina. Las capas reanudan aquí su rumbo normal ONO.-ESE., plegándose repetidamente en la transversal de la cumbre de Cotiella (fig. 38). Entre Cascarra de los Molinos y dicho vértice se observan diversos pliegues rectos y una faja de maciños que ocupa el núcleo de un anticlinal isoclinal. Al N. de este anticlinal se tienden las capas, que en la cúspide de Cotiella llegan a estar casi horizontales (ver fig. 38). Sin embargo, al N. de la cumbre reaparecen los maciños en el eje de un nuevo anticlinal que se prolonga por la vertiente meridional del Angón, donde se muestra inclinado al S. (fig. 37, corte 1). Los maciños continúan por el E. hasta el N. de Coma Carina y también hacia el NO., transformándose en esta dirección el anticlinal al N. de la cúspide de Cotiella en una simple flexura vergente al S. que se extingue en las cercanías de Sarabillo.

Más hacia el O., en la transversal de Monte Fornos, desaparecen los pliegues antedichos y la mole de Cotiella se muestra como un potente complejo de capas horizontales (fig. 36). El plegamiento no resurge sino muy hacia el O.; en este extremo occidental hemos señalado anteriormente el sinclinal de Punta Llerga y otro agudo sinclinal más al N., en el valle del Cinca, quizá enlazado con el anterior por un anticlinal que la erosión ha hecho desaparecer (fig. 35, corte 2).

RESUMEN

En resumen, vemos que en el interior de la mole de Cotiella el plegamiento es intenso por el E. y que se atenúa rápidamente, hasta extinguirse, en el centro, donde las capas son horizontales, para reaparecer después en el extremo O. Es curioso comprobar que cuando el plegamiento queda amortiguado en el seno de la masa de Cotiella (transversal del Monte Fornos) es cuando cobra importancia el corrimiento por el S. Por lo demás, en

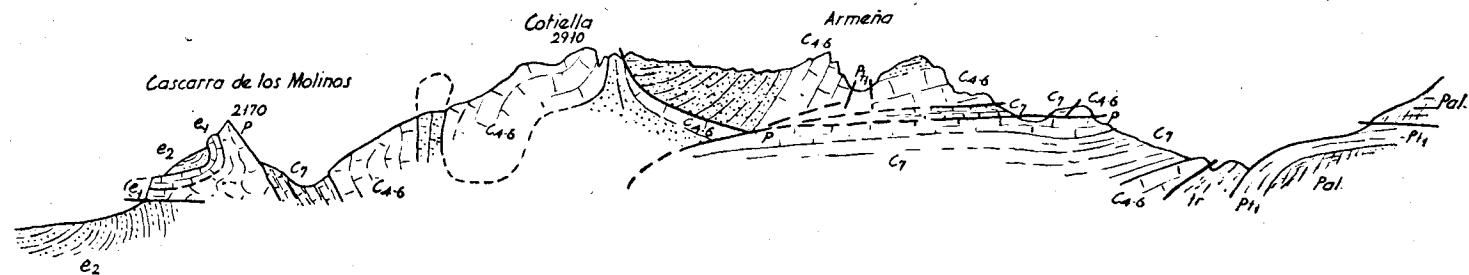


Fig. 38. -Corte por la cumbre de Cotiella, según Misch (172). Escala 1:87.500.
 (Explicación como en las figuras anteriores).

estos pliegues del interior de Cotiella la vergencia es poco marcada; si acaso, puede señalarse vergencia S. en el anticlinal de la vertiente meridional del Aragón, y en la flexura que sustituye al anticlinal de maciños del N. de Cotiella por el Oeste.

Al N. de la cima de Cotiella se muestra una escama alóctona formada por Cretáceo superior, que limita por el O. y el S. con el macizo mediante dislocaciones. Por el E. desborda el perímetro de la mole de Cotiella y se extiende en corrimiento por la zona de Barbaruens. Las capas de la escama (fig. 38) están muy tendidas en su borde SO., pero en el NE. se colocan casi verticales, lo que permite aparecer bajo los maciños las formaciones más bajas del Cretáceo superior. En cuanto a la dislocación de la base del corrimiento es bastante llana, pero al S., en la vecindad del anticlinal de maciños que señalamos al N. de la cumbre de Cotiella, adquiere fuerte inclinación.

Entre la Punta Alta y la Punta Baja de Armeña, una dislocación hiende la escama, dislocación por la que aflora el Keuper eyectivo (fig. 38). Forma este Trías una fajita, al N. de la cual las capas del Cretáceo superior, con las que limita por falla vertical, tienen un buzamiento muy débil al SO. El Keuper también asoma al N. de la escama de Armeña, en el límite con la faja de Barbaruens.

Al NO. de la cumbre de Cotiella, un amplio retazo de margas senonenses recubre las calizas cretáceas. Sobre estas margas aparecen corridas dos pequeñas escamas de Cretáceo superior que probablemente pertenecen a la misma masa de Cotiella.

EL CONTACTO
DESDE EL ÉSERA
HASTA EL ANGÓN

c) EL BORDE N.—Anteriormente hicimos constar que del diapiro de Gabás, al E. del Esera, se deriva hacia el O. una dislocación que viene a señalar, pasado aquel río, el contacto anormal del Cretáceo de Cotiella con la zona de Barbaruens. Esta dislocación se convierte pronto en un corrimiento mediante el que las calizas supracretáceas de Cotiella cabalgan a las margas senonenses del N. (fig. 37, cortes 2 y 4). La línea de corrimiento es continua hasta la Sierra Sarnera y se oculta poco después; al NE. del Angón vuelve a aflorar, pero entonces se observa que bajo la marga senonense, cabalgada por el Cretáceo superior, existe una segunda superficie de corrimiento emplazada sobre un tramo de calizas paleocenas, que sirven de techo

a las margas senonenses de Barbaruens (fig. 37, corte 1). Esta escama senonense, inserta entre la masa de Cotiella y la serie de Barbaruens se extingue prontamente, acunándose hacia el Oeste, uniéndose así las dos superficies de corrimiento.

Al llegar a la altura de la escama de Armeña, deja de observarse el corrimiento frontal de que venimos hablando, porque dicha escama avanza más allá del borde de la masa de Cotiella, desbordándose sobre la faja de Barbaruens. No hay, sin embargo, cobijadura directa de las formaciones de Barbaruens por la escama, porque en la base de ésta se intercala una nueva escama de margas senonenses, muy semejantes por su facies a las de aquella localidad (fig. 38). Tenemos otra vez, por tanto, dos corrimientos como al N. del Aragón, y es muy posible que la semiescama senonense de la base de Armeña se corresponda con la que allí señalamos; tal lámina senonense procede, sin duda, de las margas que en el corrimiento de Cotiella sirven de substratum a sus calizas del Cretáceo superior.

Al O. de la escama de Armeña reaparece el corrimiento frontal con una superficie de cabalgamiento horizontal (fig. 36). En las proximidades de Sarabillo, una falla de dirección N.-S., casi vertical, forma el límite del Cretáceo. Sirve de línea de contacto con el Triás, que aparece al S. de Sin, prolongándose luego hacia el NE. en dirección a Señes. Este Triás queda limitado a su vez por el N. por una falla de inclinación media a lo largo de la cual la caliza del Danés-Paleoceno se hunde contra el Keuper; tal movimiento de descenso ha sido posible gracias a una segunda falla por el N., situada ya en la zona de Barbaruens (fig. 36).

La falla marginal entre el Cretáceo de Cotiella y el Triás de Sin, continúa con bastante inclinación hasta más allá del Cinca (Fig. 35, corte 2). En este sector las capas de Barbaruens se doblan junto con el contacto en forma de "flexura" y el Triás ha quedado reducido a una estrecha fajita. Finalmente, en el extremo NO. del conjunto de Cotiella la dislocación marginal se confunde con el corrimiento que aquí registramos anteriormente (fig. 35, corte 1). Dijimos entonces que el Cretáceo, en esta punta nord-occidental, se pliega en hondo sinclinal y cabría preguntarse si no hay presente una escama enraizada de vergencia doble. Misch se declara contra esta interpretación, porque si la escama arraigase habría semejanza de facies entre ella y el Cre-

-10121
-101-

BORDE N. DE LA
ESCAMA DE
ARMEÑA

TRIÁS DE SIN

EXTREMO NO. DE
LA MOLE DE
COTIELLA

táceo del Norte, y no es así; en efecto, ese extremo NO. está formado por las mismas calizas de Cotiella, mientras que al N. tenemos la arenisca maestrichtense del Monte Perdido. Además, en la flexura que constituye el borde de la faja de Barbaruens, en este sector, parece manifestarse un empuje hacia el S. incompatible con un corrimiento nórdico. Hay que desechar, pues, la idea de una escama bivergente y considerar este extremo NO. simplemente como una serie alóctona desplazada hacia el NO. en unión con la masa de Cotiella, a la que pertenece.

DIRECCIÓN DE LOS
MOVIMIENTOS
DE LA MOLE
DE COTIELLA

De todo lo dicho se puede concluir que la mole de Cotiella es autóctona, pero ha sufrido desplazamientos que han determinado corrimientos en su borde N., en su extremo NO. y en parte de su margen meridional. En el borde N. el movimiento se ha dirigido hacia el N., en el borde S. hacia el S. y en el NO. parece como si los empujes hacia el N. y el S. hubieran dado una resultante en sentido NO. Si efectivamente se han producido en esta dirección NO., se comprende que el espolón con que termina por esta parte la entidad de Cotiella no será una escama enraizada de vergencia bilateral, sino una serie alóctona que ha corrido sobre el flysch. Esta punta, según hicimos notar, se hundía y plegaba agudamente en sinclinal en la transversal del Cinca. Probablemente este hundimiento está en relación con el que se observa en la comarca triásica de Sin, donde el Triás no parece arraigado en el substratum sino que verosíblemente se ha desplazado juntamente con la masa de Cotiella. Esta zona de hundimiento estaba jalonada por el N., según indicamos, por una falla moderadamente inclinada hacia el Sur.

* * *

LA INTERPRETA-
CIÓN DE JACOB,
FALLOT, ASTRE
Y CIRY

No queremos dejar de aludir, finalmente, a la interpretación de Jacob, FalLOT, Astre y Ciry (132), la cual, aun cuando difiere esencialmente de la de Misch, no deja de presentar notables puntos de contacto con ella. Aquellos ilustres autores reconocieron con gran acierto los corrimientos de Punta Llerga, Peña Montañesa y Monte Fornos, así como la relación de este conjunto con las escamas alóctonas de Peña del Solano y Castillo Mayor; asimismo describieron con exactitud la estructura del interior del macizo de Cotiella y las cobijaduras de su borde

norte. Para ellos, como para Misch, una línea de contacto anormal entre la mole de Cotiella y el país septentrional arrancaba del Triásico de Seira y, pasando por el S. de Plan, se enlazaba con la zona de Sin y Salinas. Ahora bien, para los citados geólogos, esta serie era el borde del corrimiento sobre las margas de Seira-Barbaruens de una gran serie alóctona, la serie de Cotiella. En el frente de Armeña (fig. 39) quedaba reducida esta serie a un paquete de calizas claras de sílex y calizas de *Hippurites*, sobre las que descansaba un menguado espesor de margas pizarreñas senonenses; pero hacia el S. cobraba gran desarrollo, pues formaba las enormes moles calizas de Monte Fornos y Cotiella. Hemos visto que este conjunto era autóctono para Misch, y aquí radica la diferencia fundamental entre la concepción de aquel autor y la de los geólogos franceses. En la opinión de éstos, la serie de Cotiella no sería sino un gran manto de corrimiento

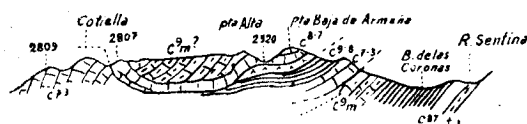


Fig. 39. Corte del macizo de Cotiella por la transversal del Circo de Armeña, según Jacob y Ciry (132). Escala 1:100.000.

t₃. Keuper; C7-3, Senonense inferior-Albense; C8-7, Campanense-Santonense; C9-8, margas del Senonense superior; C9m, calizas maestrichtenses.

procedente del S. Sobre este conjunto de Cotiella se asentaría una segunda superficie de corrimiento que correspondería al desplazamiento de una unidad superior: la escama de Armeña. Constituirían ésta (fig. 39) las calizas de *Hippurites* y, probablemente, un tramo superior de calizas maestrichtenses que se doblan en dos charnelas anticlinales en el Angón y en la Punta Alta de Armeña. En la base de este complejo se intercalaría una delgada formación triásica, que serviría de separación entre la escama de Armeña y la serie de Cotiella. Una nueva e importante diferencia con la interpretación de Misch, consiste en que los autores franceses agregan a la escama de Armeña las entidades de Angón y Coma Carina; todas juntas integrarían, más que una escama, un manto alóctono superior al de Cotiella. Ya he-

mos hecho notar anteriormente que el conjunto Punta de Madrid-Coma Carina-Sierra Sarnera era, para Misch, autóctono.

Esta serie superior de Armeña tendría, según los mencionados autores, un origen septentrional. En esto no distan grandemente las concepciones de Misch y dichos investigadores, puesto que para el geólogo alemán no hay inconveniente en suponer que la escama de Armeña provenga del N. de la zona axial, si bien hay que admitir que quedó corrida sobre la masa de Cotiella antes de que ésta se fragmentase en escamas por un empuje hacia el N. Habría, pues, en resumen, para Jacob, Fallot, Astre y Ciry (132) una gran serie secundaria meridional que se habría despegado al nivel del Trías y emprendido un vasto desplazamiento hacia el N. Señales evidentes de ese gran corrimiento hacia el N. se encontrarían en todo el margen cretáceo desde el Coll de Sahún hasta Tella y, probablemente también, hasta el río Aragón. Pero esta gran serie, movida hacia el N., se vería implicada y envuelta en un sistema de corrimientos hacia el Sur; en la zona de Cotiella éstos quedarían atestiguados por el recubrimiento de la mole de Cotiella por la gran escama de Armeña-Angón- Coma Carina.

III. Entre el Monte Perdido y el río Veral

ANTICLINAL DE PEÑAS SESTRALES

Un accidente transversal, registrado por Selzer, sirve de separación entre la zona de Cotiella-Monte Perdido y la que se extiende hacia el O. Dicho autor lo denomina anticlinal de Peñas Sestrales, por ser en dicho punto donde aparece mejor caracterizado, y consiste en un prolongado pliegue de más de sesenta kilómetros de longitud que se alarga desde Aldea de Puy de Cinca hasta la vertiente S. del Monte Perdido. Según Misch, se extingue antes de alcanzar dicha unidad.

En su extremo S., en Clamosa, el núcleo del citado anticlinal está formado por un asomo triásico (fig. 40, corte 6). Al N. de Mediano, el eje del anticlinal desaparece bajo el flysch, por inflexión hacia el N. (fig. 40, cortes 3 y 4) y permanece oculto durante unos 25 kilómetros, trayecto en el que sus flancos adquieren muy escasa inclinación. En Puyaruego, cerca del Cinca, vuelve a aparecer, mostrando una charnela constituida por Cre-

101
-10121

táceo y Eoceno inferior. Finalmente, en las Peñas Sestralas, en el curso alto del río Vellos (cortes 1 y 2), el eje se eleva señaladamente; en él excava su valle el río Vellos, revelando la erosión un pliegue inclinado cuyo flanco occidental está muy erguido.

El flysch casi horizontal de Puértolas, que se extiende al sur del macizo de Monte Perdido, queda cortado por el O. por el mencionado anticlinal. La transversal de dicho pliegue señala asimismo el tránsito a un régimen, en las sierras interiores, mucho más sencillo que el que hemos descrito más al Este.

En efecto, a partir del río Ara, hacia el O., el margen cretáceo de la zona axial, en el que hemos señalado anteriormente estructuras tan complejas, se simplifica hasta convertirse en un único pliegue de Maestrichtense y Garumnense, a los que se superpone en concordancia la caliza de *Alveolina*. Las características de este pliegue varían a lo largo de su extenso recorrido

AL. O. DEL ARA

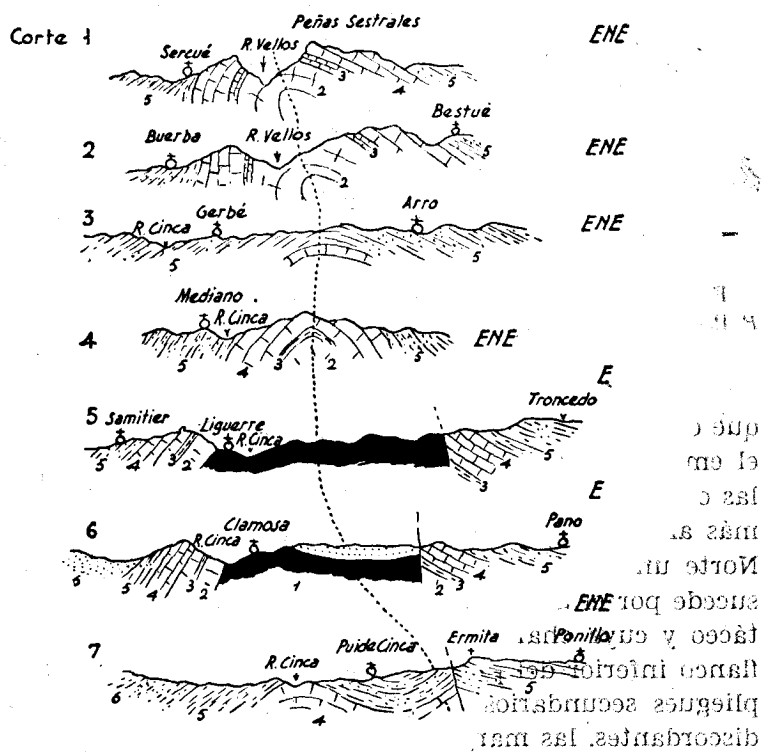


Fig. 40. — El anticlinal de Peñas Sestralas, según Selzer (1924). Escala 1:133 333.

ALTO VALLE
DEL ARAGÓN

hasta Navarra, pero manifiesta siempre una marcada vergencia al Sur.

Pasada la región de Ordesa (ver pág. 122), donde el anticlinal de calizas de *Alveolina* con núcleo maestrichtense aparece acostado hacia el S., con sus flancos horizontales (fig. 42, corte 8), su plano axial se yergue hasta formar, en Tendeñera, un conjunto monoclinal que buza fuertemente al S. (fig. 42, cortes 6 y 7). Al llegar al valle del Aragón, el anticlinal se rompe por su charnela y un sector superior cabalga a otro inferior (fig. 42, cortes 3 y 4). El corte que da Llopis Lladó (142) de esta misma zona, muestra en Peña Collarada alguna mayor complicación

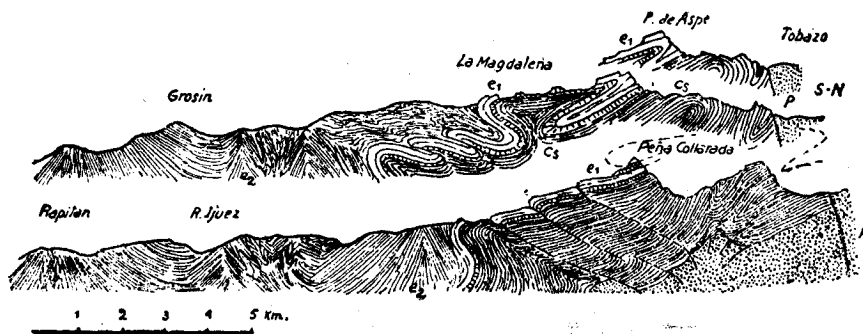


Fig. 41.—Cortes geológicos en el alto valle del Aragón, según Llopis. P; Paleozoico; C₅, Senonense y Maestrichtense; e₁, Garumnense y caliza de Alveolinas; e₂, Flysch eoceno.

que el muy esquemático de Selzer. En lugar de una falla única, el empuje hacia el S. ha producido repetidas imbricaciones en las calizas de *Alveolina* (fig. 41). En el macizo de la Magdalena, más al O., las margas y calizas maestrichtenses dibujan por el Norte un anticlinal ligeramente inclinado hacia el N., al que sucede por el S. un pliegue en forma de hongo con núcleo cretáceo y cuya charnela constituyen las calizas de *Alveolina*. El flanco inferior del pliegue inicia, a su vez, un sinclinal con repliegues secundarios, abierto hacia el S., en el que se alojan, discordantes, las margas del flysch.

DEL RÍO ARAGÓN
AL RÍO VERAL

Al O. del Aragón la vergencia al S. se hace más y más pa-

tente, y ocasiona frecuentemente cabalgamientos del Cretáceo sobre el Eoceno más meridional.

En la Punta de Bisaurín, según Selzer, las calizas del Senonense y del Maestrichtense se doblan en un anticlinal muy inclinado hacia el S., al que sigue, en esta dirección, un sinclinal acostado, en el que quedan englobadas las calizas del Danés (fig. 42, corte 2). Una disposición parecida se mantiene más al Oeste; así, por ejemplo, al S. del Castillo de Hecho, según Daltoni, las calizas de *Orbitoides* del Maestrichtense, que forman una larguísima banda desde Sierra Longa, en el extremo NO. de la provincia, hasta el río Ara, se pliegan en un sinclinal cuyo núcleo forman las calizas blancas y sublitográficas de *Lithothamnium* del Danés, a las que, a su vez, se superponen las calizas de *Alveolina*. La serie danés-paleocena se repliega sobre las calizas de *Orbitoides* para formar un nuevo sinclinal al S. con calizas de *Nummulites* en su eje. Ambos sinclinales están muy apretados y enérgicamente rebatidos hacia el S. Tenemos, pues, un conjunto plegado Maestrichtense-Garumnense-Eoceno inferior, con buzamiento constante al N. y en manifiesta concordancia, que tiene el aspecto de una agrupación de isoclinales tumbados hacia el Sur.

La banda maestrichtense prosigue hacia el O. por las Canteras de Alano, soportando siempre en sinclinal al Danés y a las calizas de *Alveolina* (fig. 25). En la cabecera del río Veral, las calizas margosas de *Orbitoides* adquieren gran expansión hacia el N., donde integran la Sierra Longa, divisoria entre el valle de Ansó y el valle navarro del Roncal. Manteniendo siempre su buzamiento al N., esta serie maestrichtense viene a descansar, en la línea fronteriza, sobre las calizas campanenses de rudistos del Puerto de Ansó.

C) LA ZONA DE LAS DEPRESIONES INTERMEDIAS

Al S. de las alineaciones cretáceas y eocenas que componen las sierras interiores, descritas con anterioridad, se dispone una ancha zona eoceno-oligocena que, en dirección aproximada ONO.-ESE., cruza nuestra provincia desde Berdún y Ansó hasta

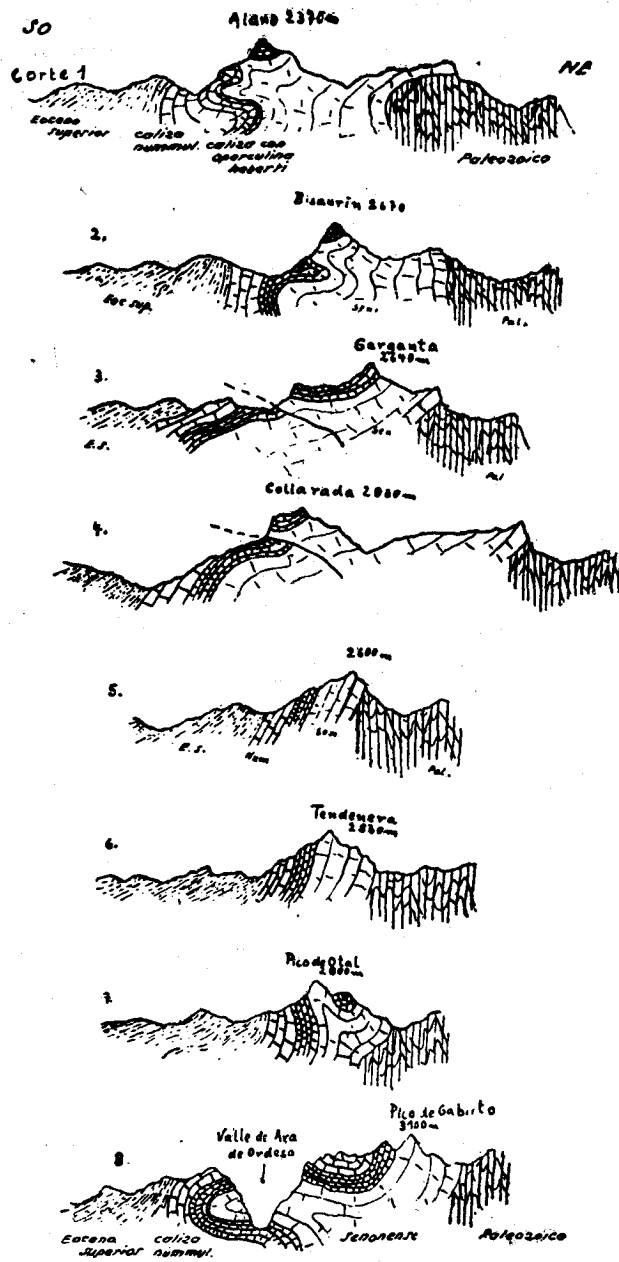


Fig. 42. Cortes por el margen cretáceo y eoceno de la zona axial entre el Biscarín y Ordesa, según Selzer (224).

10101

el Noguera Ribagorzana. Al E. de este río, la Conca de Tremp forma su prolongación morfológica; por el O., traspasado el límite con Navarra, se continúa en el sinclinorio de la cuenca de Pamplona. Dentro de la provincia de Huesca, el largo valle de la Canal de Berdún y la depresión de Boltaña forman su línea axial. Nos hallamos, por tanto, en una faja de fosas o llanadas comprendida entre las sierras interiores y exteriores que tienen una prolongada continuación por el E. y el O. a lo largo del Pirineo.

A diferencia de lo que ocurre en la cuenca de Tremp, donde las capas del Terciario inferior que la ocupan no están plegadas, el Eoceno y el Oligoceno de las depresiones intermedias aragonesas lo están por dos sistemas de pliegues longitudinales y transversales. Ello da lugar a interesantes estructuras de las que daremos idea sumaria con la descripción de varias transversales.

Si recorremos esta zona intermedia de E. a O., encontramos que en su extremo oriental, junto al Noguera Ribagorzana, adopta una disposición sinclinal. Al Senonense de Puimolá y Cornudella suceden, al S., el Maestrichtense de Arén y el Garumnense; a este borde cretáceo, que buza marcadamente al S., se superponen, a su vez, en aparente discordancia, las calizas de *Alveolina* y de la Sierra de Berganuy, las margas azules y, finalmente, el flysch. Este vuelve a levantarse más al S., dando lugar a un ancho y abierto sinclinal. Al S. de este sinclinal se doblan nuevamente las capas en un anticlinal de flancos muy tendidos y los estratos del flysch, con buzamiento suave al SSO., corren a desaparecer bajo las areniscas y margas ludenses de Lascuarre (fig. 43).

ENTRE ARÉN Y LASCUARRE

En el eje de este sinclinal, que ya fué señalado por Dalloni con el nombre de "sinclinal de Viacamp", descansan, con leve discordancia, las pudingas de San Esteban del Mall, que asimilamos al nivel de los conglomerados de Santa Liestra. Sobre ellos reposa un reducido retazo de Ludense.

Más hacia el O., en la transversal de Erdao, el régimen es muy semejante. Las areniscas y margas arenosas del flysch están prácticamente horizontales o se inclinan en buzamiento tan suave que no sobrepasa los 15°. Solamente en su borde sur, junto al contacto con el Ludense, el buzamiento, siempre al SSO., se acentúa. Al Ludense siguen siempre los conglomerados

TRANSVERSAL DE ERDAO

10101

-10121

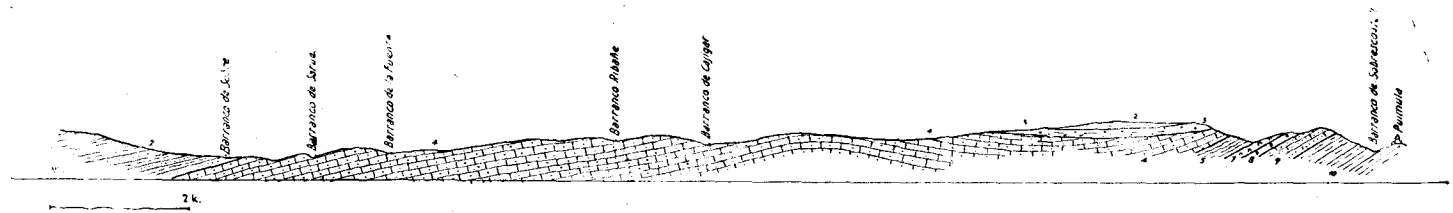


Fig. 43.—Corte entre Lascuarre y Puimolá. Escala 1:100.000, según Almela, Ríos, Garrido (inédito).
10, Senonense; 9, Maestrichtense; 8, Garumnense; 7, calizas de Alveolinas; 5, margas azules; 4, flysch; 3, conglomerados en el flysch; 2, Ludense.

10121

basales oligocenos y el Oligoceno de facies típica que forma un sinclinal al S. de Graus.

Hacia el N. de esta transversal aparecen en extensa mancha los conglomerados eocenos de Santa Liestra, horizontales al principio y, por tanto, concordantes con el flysch; pero en dirección NE. se van levantando, así como el flysch subyacente, y después de dejar aparecer términos inferiores de la serie eocena van a apoyarse, en borde de sinclinal, sobre el Cretáceo del Norte.

Naturalmente, estas formaciones del flysch y de las margas azules que le suceden por el O. pierden su marcha tranquila en el contacto con los accidentes de las proximidades; así, por ejemplo, junto a la cúpula cretácea de Palo-Mediano, las capas de flysch se muestran casi verticales.

Ahora bien, al llegar al Cinca, el Eoceno se pliega en dirección encontrada con la de los pliegues pirenaicos. El pliegue más oriental es un anticlinal de corto recorrido que pasa por Ara-

ANTICLINAL
DE ARAGUÁS

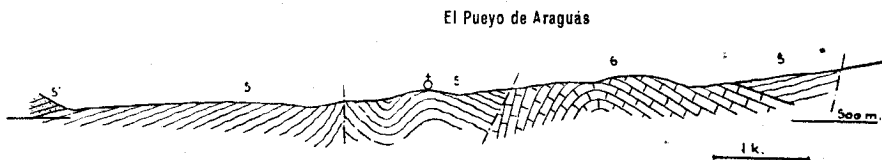


Fig. 44. — Los anticlinales transversos del Pueyo de Aragón y de Aragón. Corte por la primera de las dos localidades. Escala 1.100.000, según Almela, Ríos, Garrido (inédito).

6, calizas del Eoceno inferior; 5, margas azules; 5', areniscas lutecienses.

guás, de dirección aproximada NO.-SE. En su núcleo afloran las calizas del Eoceno inferior, sobre las que reposan, transgresivas, las margas azules (fig. 44).

Paralelamente al anterior, y algo más al O., se alinea un largo anticlinal en las margas azules que pasa por el Pueyo de Aragón. Tiene su origen en la cúpula de Mediano, continúa en dirección NO.-SE hasta Puyarruego, donde endereza su rumbo para seguir en sentido N.-S. hasta las Peñas Sestrales. Es el llamado por Selzer "anticlinal de Peñas Sestrales", ya mencionado por nosotros anteriormente (fig. 40). En los comienzos de su recorrido, a la altura de Arro y Soto, queda separado del an-

ANTICLINAL DE
PUEYO DE ARA-
GUÁS-PEÑAS
SESTRALES

ANTICLINAL DE
CAMPODARBE Y
SINCLINAL DE
BOLTAÑA

ticlinal de Araguás por un estrecho sinclinal, pero más al N. los dos anticlinales limitan por una dislocación (fig. 44).

Más al O. se registran accidentes transversales aún más notables. Tal es el importante anticlinal de Campodarbe, que recorre largo trecho de S. a N. a partir del paralelo de Betorz aproximadamente. En sus comienzos está muy próximo y se orienta paralelamente al anticlinal, también dirigido de N. a S., de la Sierra de Balces. Un bien definido sinclinal separa ambos. Por el N., el anticlinal de Campodarbe tiende suavemente su flanco oriental, que vuelve luego a levantarse, originando un anchísimo sinclinal, el sinclinal de Boltaña. Este tiene su origen a la altura de Abinzada, sigue por Javierre, Castejón de Sobrarbe y Santa María de Bul y se extingue un poco al N. de Boltaña, dando lugar a una amplia cubeta de escasa profundidad. Las margas azules de que está formado descansan concordantes sobre las calizas del Eoceno inferior que integran el anticlinal de Campodarbe (fig. 45).

SINCLINAL
DE GUARGA

El anticlinal de Campodarbe es disimétrico, pues su flanco oeste es más abrupto que el oriental. El flanco occidental soporta a las margas oligocenas transgresivas de la zona de Secorún y de la Sierra del Galardón, que inician una ancha franja que sigue al borde N. de las sierras subpirenaicas hasta el límite con Navarra. En esta amplia faja oligocena se alinea de E. a O. el vasto sinclinal del río Guarga, que desde las inmediaciones del Pueyo corre inmediatamente al N. de las sierras exteriores aragonesas hasta más allá del remate occidental de las mismas. Por el S., su ala meridional descansa sobre el Mesozoico de las sierras subpirenaicas, pero al N. se ve seguido por un cortejo de pliegues, de rumbo paralelo, que persisten hasta más allá de la Canal de Berdún. Su fondo se repliega a menudo en pliegues secundarios o se rompe por pequeñas fallas.

ANTICLINAL
DE ARA

El más septentrional del sistema anejo de pliegues, que casi se une por su terminación oriental con el sinclinal del Guarga, es un larguísimo anticlinal que desde Fiscal hasta cerca de Jánovas, donde muere, sigue el curso del río Ara; hacia el O. se adentra en las margas del flysch que bordean por el N. la Canal de Berdún y llega hasta el límite occidental de la provincia. El extremo E. del anticlinal se acerca tanto al sinclinal del Guarga que el flanco N. de éste viene a ser su flanco S.; por esta parte

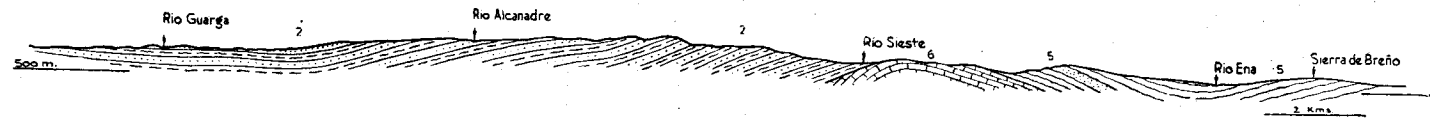


Fig. 45.—Corte por el anticlinal de Campodarbe y el sinclinal de Boltaña, a la altura de La Torrecilla. Escala 1:100.000, según Almela, Ríos, Garrido (inédito).
 2, Oligoceno; 5', areniscas del Flysch; 5, margas azules; 6, calizas de Alveolinas.

-10121

10121

choca con el anticlinal transverso de Campodarbe, lo que da lugar a un intenso diastrofismo de las margas azules en el sector donde ambos se cruzan.

Otro pliegue de gran importancia, emplazado al S. del anterior, es el anticlinal de Yebra de Basa, que sigue el curso del río Basa, afluente del Aragón. Es un pliegue agudo, ligeramente vergente al S., en cuyo núcleo aparecen, bajo el flysch y el Ludense, las margas azules. En su charnela desmantelada se ha instalado el valle del Basa, de modo que da origen a un tipo de relieve invertido. Este anticlinal queda separado del correspondiente al río Ara por un ancho sinclinal oligoceno o ludense, por cuyo eje corre una faja de conglomerados (fig. 46), ya descrito por Dalloni con el nombre de "sinclinal de Oturia".

El pliegue de Yebra de Basa se prolonga largamente por el Oeste, en dirección a Sabinánigo, Ulle y Santa Engracia, situándose inmediatamente al N. del sinclinal de la Peña de Oroel.

Dos accidentes de importancia vienen a complicar todavía por el S. la zona sinclinal del río Guarga. Son dos anticlinales que se intercalan entre el susodicho sinclinal y el anticlinal del Basa. El más meridional de ellos es el anticlinal de Lasieso, que se inicia al E. de esta localidad y tiene un largo recorrido por el O., manteniéndose siempre paralelo al sinclinal del Guarga. Es un pliegue suave, pero en su extremo E. se hace más violento, desdoblándose en dos ramas anticlinales separadas por una falla. El otro anticlinal procede de Asoveral y Berdún, y pasando por Binacua y Atarés bordea por el S. el sinclinal de la Peña de Oroel. Es un pliegue apretado, cuyos flancos alcanzan buzamientos de más de 60°, y que deja asomar en su núcleo el Eoceno marino bajo las formaciones lacustres del Ludense y el Oligoceno. Hacia su extremo E. el eje del pliegue sufre una inflexión y las margas azules y el flysch desaparecen bajo el Oligoceno. El pliegue se extingue, con una terminación periclinal, antes de llegar al Gállego.

Este segundo anticlinal fué reconocido por Selzer y denominado anticlinal de la Sierra de Leire, puesto que dicha unidad constituye su prolongación en Navarra. En los cortes que dicho autor presenta del mismo, correspondientes a nuestra provincia (fig. 47), puede apreciarse la marcada vergencia S. del pliegue,

ANTICLINAL DE
YEBRA DE BASA Y
SINCLINAL DE
OTURIA

ANTICLINALES DE
LASIEGO Y ATARÉS

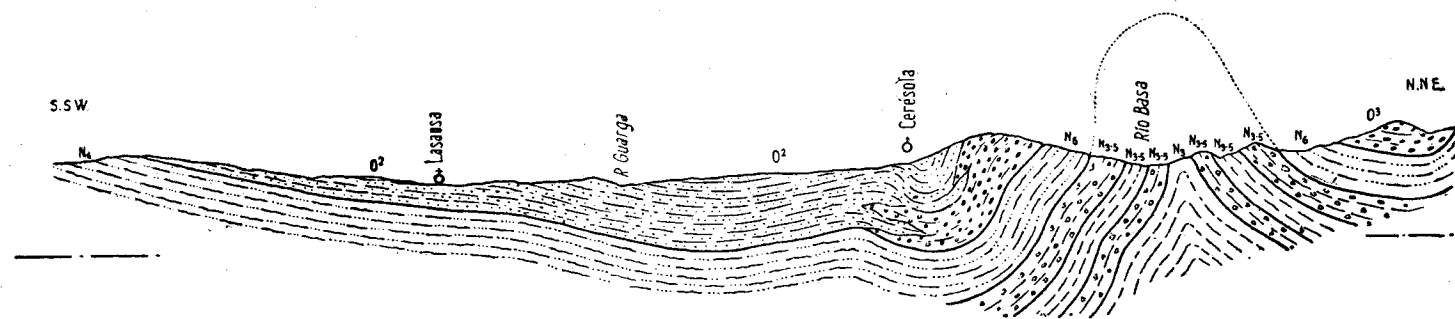


Fig. 46. —Corte por el sinclinal del Guarga y el anticlinal de Yebra de Basa, según Almela y Ríos (126) Escala 1:100.000
 N_3 , Margas azules; N_{3-5} , margas y maciños lutecienses-bartonenses; N_6 , Ludense; O^2 , Oligoceno (facies normal); O^3 , Oligoceno (conglomerados).

-10121-

-10121

10121

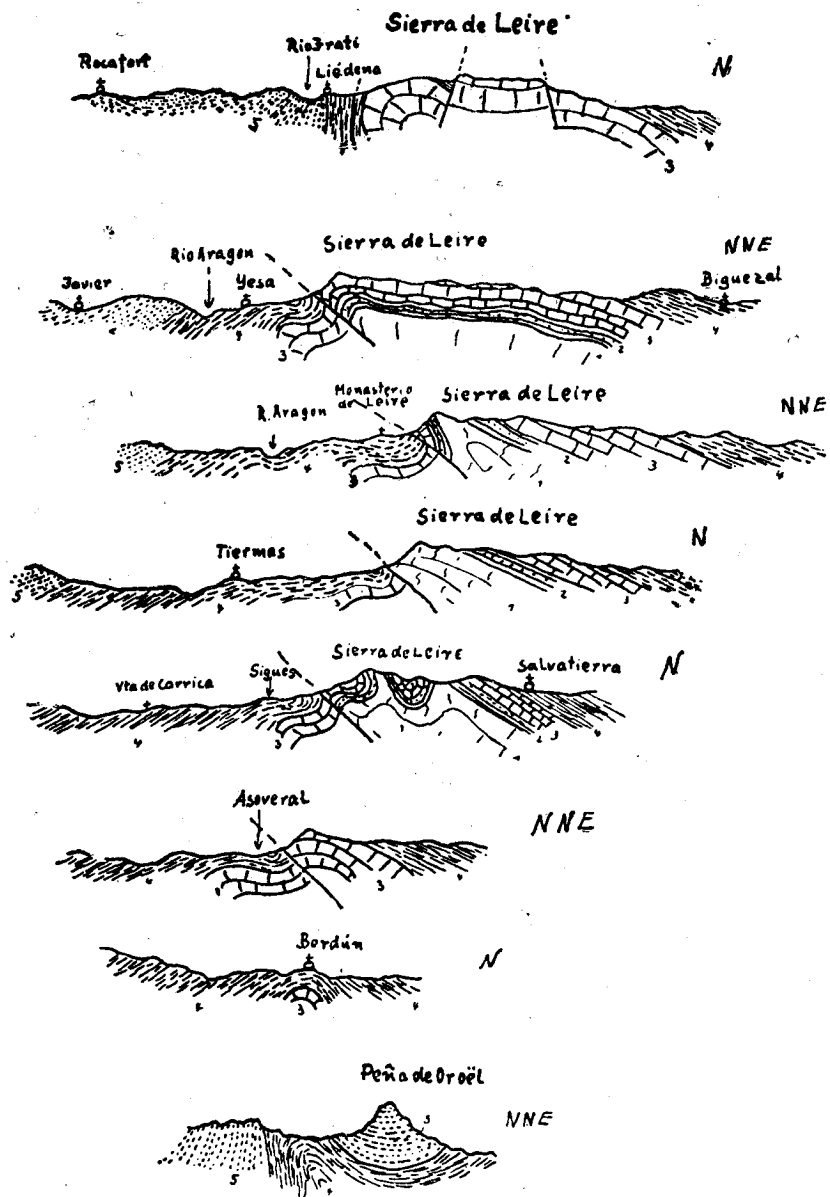


Fig. 47.—Cortes del anticlinal de Atarés, en su trayecto por la canal de Bordún. Según Selzer (224). Escala 1:150.000.
1, Senonense; 2, Garumnense; 3, Caliza de nummulites; 4, Eoceno superior; 5, Oligoceno.

-10121

-10124
.5161

que desde Asoveral hacia el O. llega a traducirse en el cabalgamiento de su flanco septentrional sobre el meridional.

Entre los anticlinales de Lasieso y Atarés se sitúa el importante sinclinal de la Sierra de San Juan de la Peña. Al E. de la misma, pasando por Bernués y Artaso, dicho pliegue alcanza el río Gállego, pasado el cual desaparece. Por el O. se adentra un buen trecho en el flysch y en las margas azules de la Canal de Berdún.

SINCLINAL DE SAN
JUAN DE LA PEÑA

Si pasamos al N. de la Canal de Berdún nos encontramos una vasta zona longitudinal que se extiende desde el río Veral hasta el E. del río Ara, ocupada por las margas y areniscas del flysch. A grandes rasgos, esta región posee una estructura sinclinal, aunque complicada con muchos accidentes accesorios, y

ANTICLINAL DE
LA FOZ DE BINIÉS

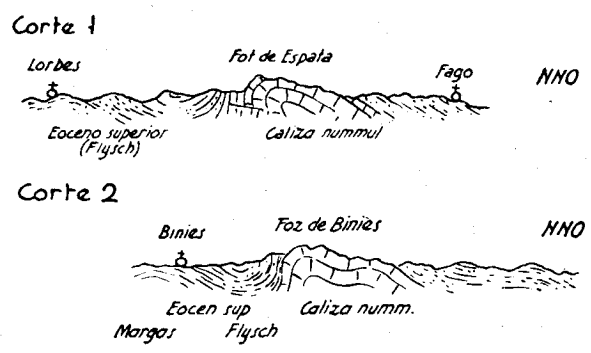


Fig. 48. —Cortes del anticlinal del río Ara por la Foz de Espata y la Foz de Biniés, según Selzer (224). Escala 1:133 333.

aparece limitada por el S. por el anticlinal antes citado del río Ara. Dicho anticlinal hace aflorar, en el O. de la provincia, las calizas del Eoceno inferior que forman el yacente del flysch, en la Foz de Espata, que el río Majones traza al S. de Fago, y en el magnífico desfiladero de la Foz de Biniés, que da paso al río Veral (fig. 48). Hacia el E. continúa aproximadamente por la línea de contacto del flysch con las margas azules de la Canal de Berdún y se puede distinguir perfectamente en los cortes que a través de él trazan los ríos que descienden desde el N. a desaguar en el Aragón, por ejemplo en Embún, donde lo corta el río Aragón Subordán.

EL SINCLINAL
DE FLYSCH
SEPTENTRIONAL

Al N. de Jaca, en el Cerro Rapián, el susodicho anticlinal queda al descubierto por el corte del río Aragón. Como el recorrido de dicho río, desde que abandona el Cretáceo de las sierras interiores hasta la Canal de Berdún, es bastante corto, nos brinda una buena sección transversal de esta banda de flysch septentrional en un lugar en que ésta se estrecha notablemente (fig. 49). El flysch se inicia un poco al N. de Villanúa, donde se emplaza su contacto con las calizas de *Alveolina* que buzan al S. A partir de ese borde se dobla en un ancho sinclinal asimétrico; ahora bien, este gran pliegue aparece fruncido por muchas arrugas secundarias, fácilmente explicables en depósitos tan espesos y plásticos como los del flysch, que harían compli-

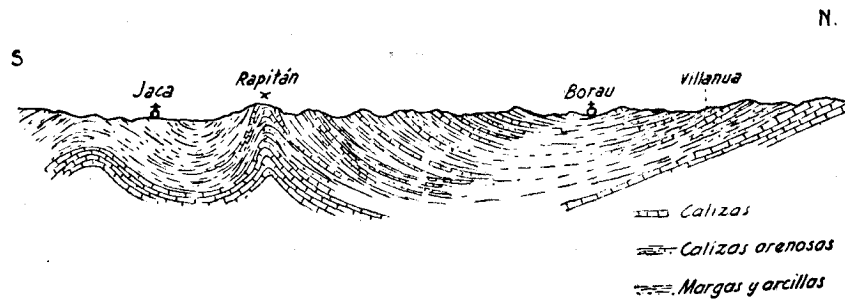


Fig. 49.—Corte por el curso del río Aragón, entre Jaca y Villanúa, según Selzer (224).

cadísima la descripción detallada de su estructura. Por regla general, estos repliegues accesorios manifiestan una decidida vergencia al S. y a veces consisten en haces de isoclinales volcados en esa dirección, como puede verse en Aragüés, en el valle del río Osia, o en Aisa, en el valle del Estarrún. El ala S. del gran sinclinal de flysch es, en la transversal del Aragón, el flanco N. del anticlinal del Ara, que hace apenas aflorar en Rapián, en pliegues muy agudos, las calizas eocenas inferiores. Al S. de dicho cerro, Jaca se asienta en el sinclinal de margas azules que prolonga la línea sinclinal de Aturia, jalonada, a su vez, por el S. por el largo anticlinal de Yebra de Basa.

En el valle del Gállego, desde el N. de Biescas hasta Sabiñánigo, se puede observar una disposición muy parecida. Según

3101
-10121

Fontboté (60), el sinclinal de flysch aparece complicado, entre el margen cretáceo del N. y Biescas, por una numerosa serie de pliegues muy apretados en cascada, fuertemente vergentes al Sur. Entre Biescas y Senegüé, las ondulaciones se hacen más suaves, componiendo la rama N. del anticlinal del Ara, mucho más abierto en esta transversal que en la del Aragón. Por el S. le sucede el ancho sinclinal de Oturia, relleno por las pudingas oligocenas.

D) LAS SIERRAS SUBPIRENAICAS

Selzer (224) y nosotros (8), hemos hecho notar anteriormente el curioso fenómeno que aquí se produce, con la coexistencia de dos sistemas de pliegues casi perpendiculares, uno de dirección norte-sur y otro orientado sensiblemente este-oeste.

El primero de estos dos sistemas se compone de una serie de anticlinales orientados predominantemente N.-S., pero que hacia el S. muestran una tendencia a girar hacia el E. De ellos, unos son bastante simétricos, pero otros, los más orientales, muestran una clara tendencia a volcarse hacia el Oeste.

El más oriental de estos pliegues, ya mencionado antes, se inicia por el S., entre Mediano y Palo, en una cúpula de calizas cretáceas y eocenas; se continúa por el N. en las margas eocenas, en una zona deprimida en la que se resuelve en unos cuantos pliegues pequeños, y al llegar al valle de Añisclo, forma un impresionante anticlinal asimétrico, de flanco occidental, que se levanta en muchos sitios hasta la vertical, al que el río Vellós hiende en profunda y bella garganta. Hacia el N. se sigue el accidente hasta más allá de las Peñas Sestres.

Siguiendo hacia el O., existe un sinclinal cuyo eje pasa por Boltaña, y a continuación el extenso e importante anticlinal de Campodarbe, que hacia el S. empalma, práctica aunque no exactamente, con el de la Sierra de Sevil. También este anticlinal es algo asimétrico y empujado hacia el Oeste.

Avanzando en este sentido, se encuentran todavía varios accidentes de este mismo estilo, pero ya de longitud mucho más reducida, y acantonados sólo en la estrecha faja que constituye la Cordillera Central. El primero que se encuentra es el del

DUPLICIDAD DE SISTEMAS DE PLIEGUES. PLIEGUES N.-S. Y PLIEGUES E.-O.

PLIEGUE DE MEDIANO-PALO, HOZ DEL RÍO VELLÓS

SINCLINAL DE BOLTAÑA-ANTICLINAL DE CAMPODARBE

SINCLINAL DE RODELLAR-ANTICLINAL DE ALCANADRE

13101-

ANTICLINALES DE
GRATIZALEMA, LÚ-
SERA, BELSUÉ
Y RASAL

EDAD DE LOS
PLIEGUES N.-S.

SISTEMA DE
PLIEGUES E.-O.

SINCLINAL AL N.
DE LAS SIERRAS

ESTRUCTURA GE-
NERAL DE LOS
PLIEGUES E.-O.

río Alcanadre, en la Sierra de Guara, el más violento de todos, volcado hacia el O. y separado del anticlinal de Sevil por el sinclinal de Rodellar.

Más al O. aparece el anticlinal del río Guatizalema, en la extremidad occidental de la Sierra de Guara; el de Lúsera, al este del pueblo; el de Arguis, entre este pueblo y Belsué; el de Bentué, entre Arguis y Bentué, y, por último, el de Rasal, estos últimos sin una vergencia claramente acusada.

La edad de estos pliegues queda determinada por el hecho de que el Ludense del sinclinal del río Guarga descansa transgresivo sobre las calizas y margas eocenas plegadas, sin que a aquella formación le haya afectado este plegamiento. Es, pues, de edad ante-ludense y corresponde a la primera fase pirenaica.

Ahora bien, la onda orogénica ha debido propagarse en sentido E.-O., pues esto que acabamos de decir es cierto para todos los anticlinales, excepto el de Rasal, en el que el Ludense está también afectado por el plegamiento.

El otro sistema de pliegues a que antes nos hemos referido, muestra una orientación netamente pirenaica y es el que en mayor grado ha contribuido a la formación de la cordillera, en la disposición que hoy nos ofrece.

Al N. de ella, el Ludense y Oligoceno del río Guarga forman un amplio y extenso sinclinal de eje ONO.-ESE., que comienza junto a las calizas lutecienses del anticlinal de Campodarbe, sobre las que descansa el Ludense transgresivo. Este gran pliegue viene afectado por varios anticlinales secundarios, con la misma orientación, como son los de Yebra de Basa, Atarés y Bernués, y su rama S. descansa sobre las sierras secundario-eocenas de la Cordillera Central.

Las series estratigráficas que constituyen esta cadena montañosa, han sido empujadas violentamente hacia el S., produciéndose, en líneas generales, dos anticlinales volcados o corridos en este sentido y orientados sensiblemente ONO.-ESE., con abundantes complicaciones de detalle. Los extremos de este conjunto de sierras tienen estructura anticlinal más sencilla, y especialmente la Sierra de Santo Domingo muestra una preciosa terminación periclinal. La interferencia de los pliegues de orientación pirenaica con los antes descritos, da lugar a una confu-

10101

-10121

sión bastante grande, especialmente en la vertiente S. de las sierras.

El plegamiento producido por el empuje N.-S. ha afectado al Ludense y al Oligoceno, por lo menos al inferior, como puede verse en ambas vertientes y especialmente en la S., en donde aparece en muchos sitios el Oligoceno de facies normal muy levantado. Es, pues, de edad posterior a los pliegues norteados y probablemente intra-oligocena.

Efectivamente, los conglomerados que desde Agüero hasta Alquézar flanquean las sierras en diversos puntos, son transgresivos y discordantes sobre el Eoceno, Ludense inclusive, y como estos conglomerados en muchos sitios pasan lateralmente a la facies normal, es forzoso admitir aquí que todos estos depósitos son oligocenos y que existe una discordancia intra-oligocena.

Un bonito ejemplo de ésta, que muestra su carácter progresivo, puede verse en la vertiente oriental de la Peña Oroel, en el camino de Ara a Navarra. Allí se pasa, progresiva pero rápidamente, de las areniscas y margas verticales a capas tendidas que culminan en los conglomerados de Oroel, sin que se observe discordancia entre dos estratos contiguos.

Los últimos plegamientos han debido ser ya post-oligocenos y débiles, puesto que los conglomerados más altos de Riglos y Agüero están todavía algo plegados.

Por otra parte, es interesante hacer notar que el Oligoceno, que desde Agüero hacia el E. tiene niveles altos discordantes sobre otros oligocenos más bajos o sobre los distintos pisos del Eoceno, hacia el O., todo a lo largo de la Sierra de Santo Domingo, está plegado intensamente en toda su gran potencia, juntamente con el Eoceno y Cretáceo, lo que parece probar que también esta onda orogénica se ha transmitido con algo de retardo de E. a O., y que el plegamiento que en la parte oriental se ha iniciado en el Oligoceno, perdurando hasta el principio del Mioceno, en Santo Domingo se ha producido todo él después de terminada la depresión del Oligoceno.

Todas estas sierras han sido muy minuciosamente descritas en las memorias descriptivas de las hojas de Alquézar (249), Apiés (248), Ayerbe (247), Uncastillo (208), Agüero (209) y Yebra de Basa (210). No solamente se describen allí los pliegues en de-

EDAD RELATIVA
DE LOS PLEGUES

DISCORDANCIAS
INTRAOLIGOCENAS
DE CARÁCTER
PROGRESIVO

EDAD DE LOS PLE-
GAMIENTOS E.-O. Y
MIGRACIÓN DE LOS
MISMOS

talle, sino que representan en una completísima colección de cortes seriados que despiezan sin discontinuidad las sierras de extremo a extremo.

E) LA DEPRESIÓN DEL EBRO

Los pliegues del Oligoceno

DISTRIBUCIÓN
DE ESTILOS
TECTÓNICOS

El Oligoceno lacustre de la cuenca del Ebro se extiende en la provincia de Huesca por dos áreas separadas por las sierras marginales de que nos acabamos de ocupar, si bien más al O., ya en la provincia de Zaragoza, estas dos zonas se unen bordeando la terminación periclinal de la Sierra de Santo Domingo y constituyen una sola y extensa mancha que ocupa partes importantes de las provincias de Zaragoza y Navarra.

Por lo que a la nuestra se refiere, la tectónica que ha afectado a estos estratos ofrece características radicalmente diferentes en la zona septentrional y en la meridional.

ZONA SEPTENTRIONAL
AL N. DE LAS
SIERRAS.
TECTÓNICA PIRENAICA
NETA

La mancha oligocena que se extiende al N. de las sierras, acabamos de ver que constituye un amplio sinclinal apoyado al N. y S. sobre el Eoceno y que por el E. cierra periclinamente y se termina sobre el anticlinal norteado de Campodarbe. Tiene una orientación netamente pirenaica y se complica con tres anticlinales de la misma orientación, que hacia el O. se prolongan de manera más o menos visible por el Eoceno marino. Estos pliegues son consecuencia de un empuje hacia el S., claramente puesto de manifiesto a lo largo de las sierras.

ZONA MERIDIONAL.
EXTINCIÓN
VERTICAL
DEL PLEGAMIENTO

En el borde meridional de estas estructuras cretáceo-eocenas, el Oligoceno, en sus niveles bajos, se levanta bruscamente, en muchos casos hasta la vertical, también como consecuencia de esta orogenia, pero las capas se tienden muy pronto y los conglomerados de niveles más altos avanzan transgresivos sobre las estructuras secundario-eocenas.

A partir de aquí, toda la serie lacustre queda en posición muy tendida, e incluso horizontal, en toda la parte meridional de la provincia, sin ofrecer más que suaves ondulaciones sin orientación definitiva, en la zona próxima a las sierras.

Sin embargo, dentro del área de estratificación subhorizontal

-10121
101

del Oligoceno, en la zona de Barbastro-Tamarite de Litera, aparece un largo anticlinal de características diferentes a los citados, pero idénticas a las que ya describimos de la provincia de Lérida, en donde el fenómeno adquiere un desarrollo mucho mayor y da lugar, en la de Barcelona, a las importantes explotaciones de sales potásicas.

ANTICLINAL
DE NÚCLEO
YESÍFERO-SALINO
DE TAMARITE-BAR-
BASTRO

Por el punto en que el río Noguera Ribagorzana abandona definitivamente la provincia de Huesca, penetra, procedente de la de Lérida, un anticlinal que arma en las areniscas y margas oligocenas y que tiene su núcleo constituido por una masa de yesos y margas yesosas que en aquel punto forman una franja de algo más de un kilómetro de anchura. Continúa este anticlinal por Tamarite de Litera y al S. de Barbastro, en cuya zona ensancha notablemente la faja de los yesos, que alcanza más de cuatro kilómetros de anchura. Desde aquí, su eje se orienta al NO. y comienza a estrecharse la faja de los yesos, que desaparecen a cosa de cinco kilómetros al NO. de Pueyo de Barbastro, continuando el anticlinal con la misma dirección, pero sólo constituido por las areniscas y margas oligocenas.

Este anticlinal ofrece unas características muy curiosas que ya se han hecho resaltar en la explicación de las hojas de Barbastro y Alquézar. En primer lugar, el pliegue es asimétrico, pues en la zona de Barbastro se observa fácilmente que mientras que las areniscas y margas de la rama SO. se levantan muchas veces hasta más de 70° y se van tendiendo paulatinamente ocupando la rama una anchura de varios kilómetros, al NE., las areniscas que en contacto con los yesos se ven muchas veces verticales, o muy levantadas, se colocan horizontales a escasísima distancia de este contacto. Más al NO., donde ya los yesos han desaparecido, el fenómeno sigue produciéndose, aunque con características menos acusadas.

ASIMETRÍA
DEL ANTICLINAL

Otro curioso fenómeno que se produce en este pliegue es que al llegar a la altura del pueblo de San Román, el eje se dobla bruscamente formando un ángulo menor de 90° y las capas oligocenas, que en el eje se ponen verticales, van a chocar contra el cerro calizo de Castil de Moros, a cuyo pie se encuentra el pueblo citado.

Este anticlinal va también acompañado de unos notables fenómenos diapíricos. En Pueyo de Barbastro se encuentran dos

DIAPIROS
SATÉLITES DEL
ANTICLINAL

19101-
-10131

cerros, sobre uno de los cuales se levanta el Monasterio de Santa María del Pueyo, constituídos por calizas cretáceas y eocenas, sin relación alguna con los yesos que los rodean. Se encuentran, no en el centro de la masa de yesos, sino en el contacto de éstos con las areniscas de la rama NE., que ofrecen buzamientos que no exceden de 30°, mientras que las calizas se ven muy levantadas e incluso verticales. No hemos visto Triásico subordinado a estas calizas, pero el carácter diapírico de los cerros es evidente.

También en el extremo NO. del anticlinal, y en su rama NE., se encuentra el antes citado cerro llamado Castil de Moros, que a primera vista parecería que está en relación con el espolón calizo inmediato al N., pero ni el aspecto de las calizas de uno y otro afloramiento es el mismo, no obstante ser ambas eocenas, ni la tectónica es la misma, pues mientras las calizas del espolón del N. forman un claro y suave anticlinal de eje N.-S., las de Castil de Moros están milonitizadas y muy levantadas, con fuerte buzamiento al S. Todo ello nos hace suponer que nos encontramos en presencia de otro accidente diapírico análogo al del Pueyo y, como aquél, situado en el flanco NE. Mallada cita aquí el Keuper, lo que confirmaría nuestra suposición, pero nosotros no lo hemos logrado ver.

TECTÓNICA
SEMI-DIAPÍRICA

De todos los caracteres que brevemente acabamos de describir, sacamos la consecuencia de que el anticlinal de Barbastro no obedece a la tectónica que ha dado lugar a los accidentes antes descritos, sino que es debido a una tectónica salina, seguramente activada también por el plegamiento pirenaico, como se deduce de la curiosa terminación septentrional del pliegue, en zona en la que no deben existir ya yesos.

El pliegue se ha producido de manera asimétrica, levantando las capas de la rama SO., mientras que las de la rama NE. han quedado más tranquilas y separadas de los yesos por una falla que en algún sitio se descompone en varias.

El fenómeno diapírico, que para nosotros es el más reciente, se ha producido, no como consecuencia de una compresión lateral, en cuyo caso parece lógico que apareciera en el eje del anticlinal, sino por la compresión producida por el peso de los sedimentos, que ha hecho surgir varios retazos del substrato, arrastrados por las margas del Keuper,, que deben quedar debajo y tal vez en algún sitio ocultas por los derrubios.

-10124-

V

ESPECIES NUEVAS DEL EOCENO DE HUESCA

Es muy fosilífero el Eoceno de la provincia de Huesca, y las listas que de este terreno citan los diferentes autores que lo han estudiado, son muy extensas y completas, especialmente en lo que al Eoceno superior se refiere. Así, para no hacer demasiado extensa la enumeración de especies citadas, nos remitimos, para aquéllos a quienes interese de manera especial el tema, a las obras citadas en nuestra bibliografía, y en especial a los trabajos de Mallada (149, 152), Dalloni (58), Bataller (24) y Memoria explicativa de la Hoja de Yebra de Basa (126).

En cambio, sí nos parece de gran interés dar la relación y referencia bibliográfica de las especies nuevas determinadas con materiales procedentes de la provincia, de las que tenemos noticia.

Hacemos excepción con las especies nuevas citadas por Mallada. Las descripciones aparecieron en su Memoria de la provincia de Huesca, pero las láminas figurativas se publicaron por otro lado. Aprovechamos esta ocasión para reunir en un mismo texto láminas y explicación.

Especies nuevas oscenses

Assilina Arenensis Almela. 1949.

"La fauna del Eoceno inferior de Arén (Huesca)".—Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España, núm. 19. Eoceno inferior. Arén.

18101
-10121

- Assilina sub-Arenensis* Almela. 1949.
"La fauna del Eoceno inferior de Arén (Huesca)".—Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España, núm. 19. Eoceno inferior. Arén.
- Cyathoseris Cortazari* Mallada. 1878.
"Descripción física y geológica de la provincia de Huesca".—Memorias Com. Mapa Geol. de España. T. XV, fg. 400. Luteciense. Mediano. Lám. 25, fig. 1 de la "Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España". Nummulítico.
- Cyathoseris Castroi* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Lám. 25, pág. 399. Luteciense. Atarés. Figs. 2 y 3 de la Sinopsis.
- Favia Bauzai* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 399. Luteciense. Santa Cilla. Lám. 23, fig. 1 de la Sinopsis.
- Montlivaultia Egozuei* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 398. Luteciense. Bernués, Atarés, Santa Cilia. Lám. 20, fig. 1-2 de la Sinopsis.
- Cycloseris sublenticularis* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 398. Sierra de Guara.
- Chaetetes (Septachaetetes) eocenus* Ríos-Almela. 1943.
"Un Chaetétido del Eoceno español".—Notas y Com. del Instituto Geológico y Minero de España, núm. 12, pág. 19. Luteciense. Samitier, Ainsa.
- Cladocora submanipulata* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 399. Luteciense. Atarés.
- Cidaris Donayrei* Mallada. 1878.
"Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 398. Luteciense. Foradada.
- Cidaris Gourdoni* Cotteau. 1889.
"Echinides recueillis dans la province d'Aragon (Espagne)", par M. Maurice Gourdon.—Ann. des Sciences Nat. Zoologie, 7.º sec., vol. 8, art. 1, pág. 51, lám. IV, fig. 31-35. Luteciense. Poba de Roda.
- Forosoma Dalloni* Lambert. 1927.
"Revision del Echinides Fossiles de la Catalogne".—Mem. Museo Ciencias Nat. Barcelona. Ser. geol., vol. I, núm. 1, pág. 69, Lám. III, fig. 30-32. Luteciense. Monfalcón.
- Leiosoma Gourdoni* Cotteau. 1889.
"Echinides recueillis...".—Pág. 55, lám. 4.ª, fig. 36-40. Luteciense. Poba de Roda.
- Microopsis Frossardi* Cotteau. 1889.
"Echinides recueillis...".—Pág. 58, lám. IV, fig. 41-45. Luteciense de la Poba de Roca.

- Maretia Aragonensis* Cotteau. 1882.
 "Echinides nouveaux ou peu connus".—Bull. Soc. Zool. France, pág. 93, lám. XI, fig. 9-12. Luteciense. Pobra de Roda.
- Macropneustes Trutati* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 18, lám. II, fig. 9-10. Luteciense. Raniu.
- Trachyaster Gourdoni* Cotteau. 1882.
 "Echinides nouveaux...".—Pág. 98, lám. XII, fig. 6. Luteciense. Pobra de Roda.
- Trachyaster Trutati* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 15, lám. II, fig. 15-19. Luteciense. Pobra de Roda.
- Linthia Aragonensis* Cotteau. 1882.
 "Echinides nouveaux...".—Pág. 95, lám. XI, fig. 13. Luteciense. Pobra de Roda.
- Linthia Hovelacquei* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 23, lám. II, fig. 11-14. Luteciense. Pobra de Roda.
- Linthia Poblai* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 25.
- Holcopneustes Gourdoni* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 34, lám. III, fig. 20-22. Luteciense. Pobra de Roda.
- Cyclaster Gourdoni* Cotteau. 1882.
 "Echinides nouveaux...".—Pág. 96, lám. XII, fig. 1-5. Luteciense. Pobra de Roda.
- Pygorrhynchus Aragonensis* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 43, lám. III, fig. 27-28. Luteciense. Pobra de Roda.
- Echinolampas Hovelacquei* Cotteau. 1889.
 "Echinides recueillis...".—Pág. 46, lám. III, fig. 29-30. Luteciense. Pobra de Roda.
- Terebratella Vidali* Mallada. 1878. = *Cistella batalleri* Dubar.
 "Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 398. Luteciense. Santa Cilia, Yeste.
- Serpula submacrocephala* Mallada. 1878.
 "Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 397. Luteciense. Bernués. Lám. 2, fig. 79 de la Sinopsis.
- Ostrea Rouaulti* Mallada. 1787.
 "Descripción de la provincia de Huesca".—Pág. 397. Luteciense. Fiscal, Yebra. Lám. 11, fig. 4 de la Sinopsis.
- Ostrea Medianensis* Carez. 1881.
 "Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne". Pág. 308, lám. V, VI y VII, fig. 1. Luteciense. Mediano.
- Cerithium Almerae* Carez. 1881.
 "Étude des terrains crétacés et tertiaires du Nord de l'Espagne". Pág. 317, lám. IV, fig. 17. Luteciense. Soler.

- Cerithium Malladae* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 316, lám. IV, fig. 18. Luteciense. Soler.
- Cerithium Rodense* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 316, lám. IV, fig. 16. Luteciense. Soler.
- Cerithium Aragonense* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 316, lám. IV, fig. 20. Luteciense. Benavente.
- Cerithium Solerense* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 315, lám. IV, fig. 15. Luteciense. Soler.
- Turritella Rodensis* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 314, lám. IV, fig. 13-14. Luteciense. San Esteban del Mall, Roda.
- Turritella Savasiensis* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 313, lám. IV, fig. 1-4. Luteciense. Savas.
- Natica Rodensis* Carez. 1881.
 "Étude..."—Pág. 314, lám. IV, fig. 23. Luteciense. San Esteban del Mall, Roda.
- (*Orbitoides substellata* Mallada. 1878. = *Asterodiscus stellaris* Brunner. 1850.—Sirve de base a *Cyclolites heberti* Tourn., y Gómez Lluca lo da también como *A. stellaris* sin citar a Mallada.)

En la relación que antecede, figuran algunas especies determinadas por Mallada que, por la poca difusión que han tenido, consideramos interesante reproducir las figuras y descripciones dadas por el autor.

Descripción de algunas especies nuevas del grupo numulítico (Mallada)

Serpula submacrocephala nov. sp.

Pequeña y elegante especie retorcida sobre sí misma con mucha irregularidad, cubierta de una granulación uniforme muy pronunciada, si se examina con una lente. Tiene una abertura pequeña y redonda, por encima de la cual se extienden a lo largo tres costillas redondeadas y salientes que aumentan el grueso o sección del animal. La boca está ecrcada de un borde bien marcado, a cada lado del cual hay inferiormente dos agujeritos tan pequeños que no llegan a medio milímetro de diámetro, que caracterizan esta especie distinguiéndola de todas las demás. A primera vista tiene algún parecido con la *S. macrocephala* Gold., especie jurásica, de doble tamaño, que se arrolla

10101-
-10121-

con más regularidad, y con la *S. quadricanaliculata* Munster, terciaria, que es de igual grueso, pero que se desarrolla sin formar vueltas sobre sí misma. Tres ejemplares de Bernués miden milímetro y medio de diámetro, sin que su desarrollo en longitud pase de ocho milímetros (fig. 1).

Ostrea rouaulti nov. sp.

En su "Description des fossiles du terrain éocène des environs de Pau", figura Mr. A. Rouault, sin describirlos ni darles nombre, tres ejemplares de ostras, siendo idénticas a una de ellas (Mem. Géol. de France", 2.^a serie, 1, 14, f. 22). varias valvas que hemos recogido en Yebra, Fiscal y Benavente. Algunas son del mismo tamaño y forma, pero otras son bastante menores y apenas llegan al que tiene la figura 24 de la citada lámina, que en nuestro juicio representa la valva inferior. Esta especie es lisa, con estrías concéntricas irregulares de crecimiento a veces bastante apretadas y casi laminosas; valva inferior convexa y flexuosa en sus contornos; valva superior plana, ligeramente cóncava. Impresiones musculares muy marcadas, cóncavas y hondas en la parte anterior, que mira al nates, y colocadas cerca del margen de la región bucal, que en algunos ejemplares es muy estrecha por hacerse bastante cóncava la línea marginal de aquélla. Numerosas estrías en la región cardinal y en la mitad de la comisura a cada lado de ella, simulan dientecillos de una y otra valva (fig. 2).

Terebratella Vidali nov. sp.

Pequeña y hermosa especie, cuya valva mayor es ligeramente convexa y la menor casi plana, resultando una concha muy delgada sobre todo en la región frontal. Valva mayor de nates terminal, rematando en punta obtusa, con un área cuya anchura es doble de su altura, ocupando gran parte de ella un foramen redondo; un septum central muy robusto llega en su interior hasta el borde frontal. Valva menor tan ancha como la mayor en la región cardinal, cuya longitud equivale a los 3/4 de la

latitud de la concha. La superficie de ésta, que aparece granuda si se examina con lente, se halla cubierta por gruesas costillas radiantes, 8 a 12 de las cuales parten del vértice, intercalándose de 20 a 30 secundarias a diferentes distancias de aquél, como se observa en la *Terebratulina tenuistriata* Leym., cuyas estrías son mucho más finas. Como en esta última, las radiantes son cruzadas por otras concéntricas de crecimiento, entre las cuales se marca una principalmente en los ejemplares que pasan de 8 milímetros de longitud. Los mayores alcanzan 13, una anchura de 9 y un espesor de 3, y en algunos se percibe una coloración rojiza oscura o violácea. Es frecuente esta especie en Santa Cilia, Yeste, Bacamorta y entre Murillo y Santa Liestra; y tenemos el placer de dedicarla a nuestro estimado compañero el señor don Luis M. Vidal, que también la ha encontrado en Cataluña (fig. 3 a, b, c, d, e).

Respecto de esta especie, hay que decir que fué sometida después a revisión por Dubar, quien propuso su atribución al género *Cistella*. Reproducimos a continuación la argumentación expuesta por Dubar:

Los braquiópodos recogidos por el doctor Bataller, de forma generalmente subcircular, muestran, pasados por la muela, un sólo tabique medio muy desarrollado en cada valva; este tabique es visible exteriormente en algunos ejemplares aplanados. Hecha la preparación, puede observarse, aunque no siempre, una laminilla braquial bilobada. La línea cardinal es recta y existe un área en cada valva. Todos estos caracteres colocan estos braquiópodos en el género Cistella, a pesar de su tamaño, no acostumbrado para el mencionado género en el Terciario. De Morgan ha dividido las Cistella en dos grupos: uno, con valva dorsal operculiforme y sin tendencia a la bilobación; otro, con dos valvas abombadas y en general más o menos bilobadas. Al primero de estos grupos pertenecen las especies descritas a continuación:

-10121
19101

Cistella Batalleri nov. sp.

Tamaño grande; ancho, 6,5 mm.; alto, 7mm. (individuos medianos).

Concha en general más alta que ancha, adornada de trece gruesas costillas; a cada lado de la costilla media existen en la valva dorsal costillas intercalares, que no pasan más de la mitad de la concha; si partimos del borde paleal, son frecuentemente más numerosas en la valva ventral. Estrias de crecimiento comúnmente visibles.

Foramen triangular, redondeado en la punta; concha cubierta de puntuaciones.

Los individuos jóvenes son más anchos que altos y se parecen a los Megathyris.

RELACIONES Y DIFERENCIAS.—Ciertos individuos anchos se parecen a la *C. Douvillei* de Morgan, del Luteciense de la cuenca de París; pero en esta última especie, mucho más pequeña, las costillas son más anchas y separadas por una sencilla ranura o surco.

La *C. Thioti* difiere igualmente de *C. Batalleri* por la mayor anchura de las costillas y el angosto espacio que las separa. La existencia de costillas intercalares incompletas acerca, en cuanto a la ornamentación, *C. Batalleri* a la *C. Clevei Davidson* y *Lefevre* (1) del Terciario de la isla de San Bartolomé.

En fin, *C. Lefevrei Nyst*, del Laëkeniense de Bélgica, es magatiriforme y tiene las costillas mucho más anchas que la *C. Batalleri*.

LOCALIDADES.—San Lorenzo dels Piteus (Lérida); abunda bastante en las capas lutecienses con *Nummulites Guettardi* y *Spondylus atacicus* de Oliana (Lérida).

(Reb. ABRARD, R.: "Note sur quelques brachiopodes lutetiens de Catalogne".—Ciencia, año I, pág. 270. Barcelona, 1926.)

* * *

De esta discutida especie, y en ejemplares procedentes de diversas localidades de Lérida y Huesca, hicimos secciones seria-

12101-
12101-
-10121

das, mediante desgaste progresivo, que nos han permitido levantar esquemas de su estructura interna. Dificultades de dibujo nos han impedido tenerlos a punto para su presentación en este trabajo, pero esperamos publicarlas en plazo no remoto.

Cidaris Donayrei nov. sp.

Radiola gruesa, de superficie ligeramente rugosa, muy corta, variable de forma, según la posición que ocupaba en el carapacho. La mayor parte de nuestros ejemplares, recogidos en Foradada, tienen la forma de un elipsoide truncado en sus dos extremos, siendo más delgado el que corresponde a su faceta articular, la cual es redonda y muy pequeña, sin anillo ni collarcito. Los ejemplares menores son tan ovoides que por su forma y tamaño pudieran confundirse a primera vista con una *Alveolina ovoidea* Lam., especie que precisamente viene con ella, y en cuanto pasan aquéllos de 10 milímetros de longitud, se hacen cilindroides porque su grueso no aumenta. Algunos llegan a tener 20 milímetros de largo, y la mayor parte están comprendidos entre 6 y 12, siendo su grueso de 5 en su extremo y entre 3 y 4 en su base o faceta articular. Las radiolas de Biarritz, designadas por d'Archiac con el nombre de *Cidaris sublævis* son más alargadas, más delgadas, tienen un anillo estriado y un collarcito bien marcado.

Cycloseris sublenticularis nov. sp.

Polípero discoide, circular o ligeramente ovalado, con 96 tabiques alternativamente más o menos marcados, dentellados y granulados, sobre todo hacia la foseta calicinal, que es casi redonda. Cara inferior plana, con tantas costillas como tabiques el cáliz, y casi iguales, partiendo todas de un botón excéntrico y aplastado, por donde se adhirió el polípero. En algunos ejemplares se marca un hoyito en ese botón, cuyas dimensiones son muy variables, pues hay individuo en que apenas tiene un milímetro de diámetro y en otros ocupa los dos tercios de la superficie inferior. Nuestros ejemplares, recogidos en la sierra de

10121
1800

Guara, miden entre 6 y 12 milímetros de diámetro y de 1,5 a 2 de altura. La falta de epiteca es tal vez el único carácter en que se diferencia esta especie del *Cyclolites lenticularis* Arch.

Montlivaultia Egozcuei nov. sp.

Grande y hermosa, de forma cilíndrica, comprimida, recta, adherente y rodeada por una epiteca fuerte con arrugas de crecimiento, a través de la cual se notan numerosas costillas fijas y casi rectas. En la mayor parte de los ejemplares se observan estrecheces que parecen indicar paradas de crecimiento. Seis ciclos completos, lo que basta para distinguirla de la *M. hippuritiforme* Mich., especie cretácea con la que podría confundirse a primera vista. Tabiques rectos, apretados, muy desarrollados y fuertes, sobre todo los 48 de los cuatro primeros ciclos. Foseta caliciñal alargada y estrecha; traviesas numerosas. La compresión de sus cálices es bastante variable: el ejemplar más achatado tiene 150 milímetros de longitud y sus diámetros son, respectivamente, de 92 y 5 milímetros; en otro ejemplar de 110 milímetros de longitud están en la relación de 80 a 40, y en un individuo joven sus ejes son como 53 a 36, lo que prueba que con la edad se larga el cáliz de esta especie sin aumentar gran cosa su anchura. Bernués, Atarés, Santa Cilia (fig. 4 a, b).

Cladocora submanipulata nov. sp.

Disastrea formada por haces de políperos más o menos regulares de más de 160 milímetros de longitud, teniendo cada uno de ellos entre 7 y 9 de diámetro y de 20 a 24 costillas granuladas y bien marcadas, entre las cuales se extienden otras tantas poco perceptibles. Igual número de tabiques, alternativamente mayores y pequeños. Difiere de la *C. manipula* Mich sp. (*Litrodendron manipulatum*), del Mioceno de Turín, por ser de doble tamaño y tener también doble número de tabiques y costillas. Atarés.

Favia Bauzai nov. sp.

Se conocen del género *Favia* varias especies vivientes, algunas jurásicas y cretáceas y las dos terciarias *F. gratissima* Mich. y *F. nantuaciensis*. La que hemos encontrado en las margas de Santa Cilia es más parecida por el número de sus tabiques a la *F. caryophylloides* Gold. que a las dos acabadas de mencionar. El polípero está revestido de una epiteca inferior completa y tiene 20 milímetros de altura y 60 en su diámetro mayor. Cálices ovalados, profundos, de 4 a 6 milímetros de anchura y 5 a 10 de longitud. Los bordes presentan el ejemplo más perfecto de la multiplicación por fisiparidad. Cuatro ciclos de tabiques apretados y espesos hacia el exterior alternativamente grandes y algo menores, pero todos bien desarrollados, con costillas gruesas con relación a la longitud, que es de uno o dos milímetros. Dedicamos esta especie, como prueba de recuerdo cariñoso, al que fué nuestro querido jefe, el Ilmo. señor don Felipe Bauzá (fig. 5).

Dimorphastraea Castroi nov. sp.

El género *Dimorphastraea* es de los más fáciles de distinguir, pues en él se agrupan los políperos redondeados de meseta desnuda, cuyos cálices, semejantes a los del género *Thamnastrea*, están dispuestos circularmente alrededor de un cáliz central más desarrollado que los demás. Las especies fósiles conocidas de este género son jurásicas y cretáceas, y nosotros podemos agregar otras dos nuevas numulíticas. La *Dimorphastraea Castroi* es una especie pedicilada, gruesa en su centro y extendida en una lámina de un centímetro de grueso; cáliz central saliente y elíptico en la relación de 40 milímetros de largo por 24 de ancho, con 24 tabiques gruesos, dentellados, granudos y más o menos flexuosos, que llegan al centro, entre los cuales hay otros tantos más delgados y menos salientes. Los otros cálices tienen de 8 a 12 tabiques principales y otros tantos secundarios flexuosos y dirigidos del centro del polípero a la circunferencia, hallándose espaciados entre 6 y 9 milímetros. Esta especie es notable por sus grandes dimensiones, pues el ejemplar que he-

mos recogido en Atarés llegaría completo a 1,70 milímetros de diámetro. Cumplimos con un deber de gratitud y de amistad en dedicar esta especie notable a nuestro estimado jefe, el señor Fernández de Castro (fig. 6 a, b).

Dimorphastraea Cortazari nov. sp.

Esta especie difiere de la anterior por sus tabiques más delgados y por estar hundido, en vez de ser saliente, su cáliz central, que es casi circular y mide entre 30 y 35 milímetros de diámetro. Tiene unos 30 tabiques principales que llegan al centro, junto al cual engruesan considerablemente, y más de 100 secundarios y terciarios intercalados a distancias variables entre los anteriores. Los otros cálices están muy apretados, pues sólo distan de 3 a 6 milímetros y tienen 6 a 8 tabiques principales y 15 a 20 secundarios dirigidos del centro del polípero a la circunferencia. La depresión del cáliz central es bastante variable, pasando de 10 milímetros en uno de los cinco ejemplares, hallados en Mediano (fig. 7).

VI

MINERÍA, CANTERAS Y AGUAS MINERALES

Muy pobre es la minería en esta provincia, pues aunque se conocen de antiguo criaderos de diferentes sustancias minerales, que en una u otra ocasión han sido objeto de los correspondientes intentos de explotación, ni la riqueza de estos yacimientos, ni las condiciones locales, han permitido que se sostuviera esta minería.

Como ya dice Mallada, en su descripción geológica de la provincia, los criaderos minerales aparecen principalmente en las rocas ígneas y terrenos paleozoicos, y como éstos ocupan un área reducida en el corazón del Pirineo Aragonés, que es el más abrupto, las condiciones climatológicas son muy duras en esta zona, y las nieves se prolongan muchas veces hasta el mes de agosto, la estación apta para el laboreo de las minas queda muy reducida. A esto hay que añadir las dificultades de transporte en el corazón de la cordillera, que hacen muy difícil el acceso a las zonas filonianas y muy cara la construcción de carreteras hasta ellas.

Todo hace que, para que sean explotables unas minas en estas apartadas regiones, se requiera un criadero rico y uniforme, circunstancias que, por desgracia, no se dan en los filones hasta ahora descubiertos.

La consecuencia de todo ello es que, a pesar de los diferentes intentos de explotación realizados en varias ocasiones, ninguno de ellos haya prosperado y en la actualidad sólo se encuentran

en actividad explotaciones de carbón, y éstas de importancia no muy grande.

Vamos a pasar revista a los criaderos más importantes conocidos, de los que en su casi totalidad ya da noticia Mallada.

Plomo.

En el valle de Bielsa, términos municipales del pueblo de este nombre y de Parzán, existen varios filones que arman en pizarras paleozoicas y granito, de dirección aproximadamente paralela a la cordillera, que desde el año 1896 fueron objeto de bastantes denuncias, que llegaron hasta las siguientes cifras: quince de hierro, nueve de plomo y una de zinc. De éstas, llegaron a explotarse tres de galena, "Luisa" y "Robert", del término de Parzán, y "Ana", del de Bielsa, habiéndose llegado a montar un buen lavadero y un cable aéreo y obteniéndose una producción, en el año 1920, de cerca de 13.000 toneladas. Romero Ortiz (201, 202) publicó una descripción detallada de estas explotaciones, que en aquella fecha se encontraban paradas, sin que tengamos noticia de que se haya vuelto a intentar su explotación.

Además de estos filones, existen otros en el valle de Tena, en la montaña de Yenefrito, al NE. de Panticosa (en actividad en el año 1955), en Sin, Serveto, al O. de Eriste, etc. Todos ellos están descritos con bastante detalle por Mallada, quien expone las razones por las que cree que no se explotan y que, en resumen son: la irregularidad de los filones, dureza del clima y dificultad de transporte. El mineral se compone de galena con algo de blenda, piritita y calcopiritita.

Hierro.

También existen varios filones de mineral de hierro, alguno de ellos explotado en época reciente, citados por Mallada y también por Abbad (1). Según este ingeniero, en el término de Aneto, en las márgenes del río Noguera Ribagorzana, existe un filón de hasta 30 metros de potencia, que se extiende muy regular en una longitud de cinco kilómetros. El filón, que arma en granito y pizarras paleozoicas, ha proporcionado muestras de magnetita que han dado una riqueza del 67 % de hierro.

También en el paraje Sarronera, del mismo término, existían

cuando las visitó Abbad, labores antiguas hundidas, de bastante importancia, de las que tomó muestras de hematites que dieron el 57 % de hierro.

En el valle de Bielsa, entre la ribera de Tringonier y la de Ordiceto, existen gruesos bancos de hidróxido de hierro, con carbonato y algo de galena, que arman en el granito y las pizarras, y que según Mallada son los más importantes de este mineral en la provincia. Fueron antiguamente objeto de explotación y se montó una forja en Bielsa para su tratamiento.

Durante los años 1939 y 1940 se explotó en el término de Benasque, por el "Coto Minero Esera", una mina de piritita de hierro de la que se obtuvo una producción total de unas 3.700 toneladas de mineral vendible.

También en Calasanz cita Abbad mineral de hierro en el Triásico, en el contacto de la caliza con la arenisca roja.

Cobre.

De dos tipos son las manifestaciones cupríferas existentes en la provincia, filonianas y sedimentarias, pero ambas son de importancia muy reducida por lo que se refiere a la provincia de Huesca, si bien en la de Zaragoza son más dignos de consideración los yacimientos del segundo tipo.

Mallada cita filones de calcopirita armando en pizarras, entre Benasque y Castanesa, en Aneto y al E. de Paúles de Castanesa, pero no concede importancia a ninguno de ellos.

El otro tipo de criadero sedimentario se presenta con cierta frecuencia en el Oligoceno de Zaragoza, Huesca, Navarra, etc., no siendo las más importantes las manifestaciones que aparecen en nuestra provincia, sino las de Zaragoza, tales como en Biel y Luna, estas últimas actualmente en período de reconocimiento.

En Huesca se conocen impregnaciones cupríferas en el término municipal de Labata, cerca del barranco Calcon, afluente del Alcanadre, que parecen las más interesantes; en las márgenes del río Guatizalema, en el término de Santa Eulalia la Mayor y pueblo de Sipán; en las márgenes del río Flumen, término municipal de Barluenga y poblado de Sagarillo; término municipal de Ayerbe, en el kilómetro 96 de la carretera de este pueblo a Huesca, y a un kilómetro al SO. de Lupiñén, junto a la carretera

10101
10121

de Sariñena; pero, en general, se trata de impregnaciones pobres y que no parecen tener un interés industrial.

El cobre se presenta en estos criaderos en forma de cuprita, calcosina, azurita, malaquita y a veces incluso como cobre nativo, en uno o varios bancos de arenisca oligocena, que alternan con margas y maciños, como es normal en todo el Oligoceno lacustre de la cuenca del Ebro, y constituye el cemento que une los granos de cuarzo.

Respecto a la génesis de estos criaderos, existe discrepancia, pues mientras Gimeno Conchillos (100, 101) y otros autores estiman que se trata de una impregnación posterior a la sedimentación de la arenisca, Romero Ortiz (199) deduce de sus estudios micrográficos realizados en muestras de Biel que el criadero es singenético.

Por último, Caralp (42) publica una nota sobre las areniscas cupríferas de Montanuy, en la que dice que estas areniscas rojas del Permiano encierran una capita interestratificada de tres a cuatro centímetros de potencia con mineralización de cobre, uranio y vanadio que, si no por la primera sustancia, podría ser interesante por las otras. Según este geólogo, este mineral contienen 35 % de cobre, 2,5 % de uranio y 3,1 % de vanadio, al estado de óxido. Recorrida esta zona en los últimos años con un Geiger, no fué posible señalar la presencia de minerales radiactivos, aunque parece que se pudieron localizar las primitivas labores de reconocimiento.

Cobalto.

Señala Mallada la existencia en Gistain de un filón de mineral de cobalto, de antiguo conocido, y explotado desde mediados del siglo xviii, principalmente por empresas extranjeras.

Se trata de un filón que raras veces pasa de 15 centímetros de potencia, de dirección aproximada E.-O., que arma en las pizarras y calizas paleozoicas y que contiene diferentes minerales de cobalto, como el sulfuro, sulfoarseniuro y arseniato, con algo de níquel. El filón es muy irregular, con frecuentes ramificaciones, filoncillos y venas, lo que hizo el laboreo difícil y las labores complicadas.

Se explotó esta mina en la segunda mitad del siglo xviii, pero primero la revolución francesa y luego nuestras guerras civiles

-10121
13101
18101

paralizaron los trabajos durante mucho tiempo. Cuando Mallada la estudió, se encontraba de nuevo en actividad, habiéndose montado un lavadero, movido por energía hidráulica, en el que se llegó a obtener una producción en un año de unas 35 toneladas de mineral concentrado que se enviaba a Sajonia, con una riqueza del 11 al 12 % de cobalto y 7 % de níquel. Esta explotación debió pararse pronto y no tenemos noticias de que se hayan reanudado posteriormente.

Manganeso.

Entre los años 1939 y 1941 se explotó en el término de Estopiñán, por el Estado, debido a la gran escasez que entonces se padecía de este mineral por la guerra mundial, una mina de manganeso denominada "Teresa", por medio de un pozo de 60 metros de profundidad y galerías distribuidas en cuatro plantas. Se llegó a obtener una producción total de 1.100 toneladas de mineral vendible.

Hulla.

Ya Mallada cita la existencia, en la mancha carbonífera de Sallent de Gállego, de algo de carbón que en varias ocasiones se intentó explotar, entonces sin éxito. Este carbón se encuentra entre los valles de Canfranc y Tena, barranco de la Colivilla, cerca del Pico Anayet, a unos tres kilómetros de la frontera, y se comenzó a explotar de nuevo en el año 1941, continuando la mina en actividad casi ininterrumpida, hasta el momento actual. Se trata de una hulla muy antracitosa, debido a las presiones orogénicas, y se ha obtenido una pequeña producción que en el año 1945 llegó a la cifra de 6.660 toneladas de mineral vendible, pero la producción última fué menor. Ahora está, al menos de momento, paralizada.

Lignito.

Los estratos oligocenos de esta provincia contienen en diversos sitios capas de lignito explotables, que se benefician de manera más o menos continuada, según sus especiales características. Entre ellas, las más importantes y que merecen una especial consideración son las que forman parte de la conocida cuenca lignitífera de Mequinenza.

Esta cuenca, situada alrededor del pueblo de este nombre, se extiende por terrenos pertenecientes a las provincias de Lérida, Zaragoza y Huesca, siendo esta última a la que ha correspondido una parte menor de la zona explotable, que no llega a la cuarta parte de la superficie total.

Se encuentra esta zona lignitífera, que se comenzó a explotar en el año 1941, en la parte más meridional de la provincia, al sur de Fraga, entre los ríos Ebro, Cinca y Segre, y los lignitos arman en un nivel oligoceno constituido por margas pizarreñas y calizas en disposición muy tendida y uniforme, con un buzamiento del 2 % al NO. La cantidad de capitas y carboneros es grande, pues pasan de cuarenta, pero la separación entre ellas, su suave buzamiento y paulatino hundimiento por debajo del nivel del río a medida que caminamos hacia el O., hace que en cada mina sólo sean explotables muy pocas de las capas existentes.

La potencia de las capas es siempre muy reducida, alcanzando alguna de ellas escasamente los 70 centímetros. Las que por su mayor potencia y regularidad se explotan en la cuenca, son las siguientes: la más superior, de potencia útil que varía entre 25 y 60 centímetros, aparece en un área reducida en las márgenes del Ebro, aguas arriba de Mequinenza. A unos 40 metros por debajo, se encuentra otra capa, de potencia que oscila entre 25 y 40 centímetros, que se explota en la parte que se extiende por la margen derecha del Segre. Por último, unos 15 metros por debajo se encuentra el paquete más general y constante de la cuenca, que se compone de tres capas, bastante próximas, de las que suele ser explotable una y a veces dos, en cuyo caso se explotan conjuntamente, una al techo y otra al muro de la galería. La potencia explotable es de unos 60 a 70 centímetros. La explotación es fácil, porque los bancos de caliza que acompañan al lignito constituyen un magnífico techo y las galerías requieren un costo mínimo de perforación y entretenimiento.

La calidad del carbón no es muy buena, pues sus calorías oscilan entre 4.000 y 6.000, y las cenizas entre el 17 y el 30 %. Esto hace que su explotación sufra vaivenes y sólo se intensifique en períodos de gran escasez de combustible.

Además de ésta, que es la cuenca lignitífera más importante de la provincia, existen en muchos sitios, entre los estratos oli-

-10121
18101-

gocenos o en el tránsito de éstos al Ludense, capas de lignito de poca potencia, que en diversas ocasiones han sido objeto de intentos de explotación, sobre todo en épocas de escasez, en las que se ha llegado a extraer algunas toneladas.

Así, por ejemplo, al S. de Capella, a unos 1.500 metros, existen en el paso del Ludense al Oligoceno unos lignitos que hace algunos años vimos explotar en forma modesta. También un poco más lejos, al SE. de Capella, en la subida de Lagarrés al Coll, se encuentran otras capas de lignito en las mismas condiciones.

A unos ocho kilómetros al O. de Arén, en la divisoria entre los ríos Noguera Ribagorzana e Isábena, existe una masa de conglomerados, discordantes sobre el Eoceno marino, en la que se ha intentado extraer un lignito de una capa de poco espesor.

Más al S., en el partido de Benabarre, los términos de Estall, Monfalcó y Fet contienen capas de lignito en el Oligoceno, de antiguo conocidas e intentada su explotación sin resultado, ya que su importancia es muy reducida.

Además de estos yacimientos, Mallada cita la existencia de lignitos en las orillas del Guarga, en la bajada de Laguarda a Secorún. Lechos insignificantes en La Paúl y Monte Arnedo, al este de Naval; entre Pano y Trillo, en un pequeño manchón lacustre, y entre Aineto y San Urbez, en la pardina de Trillo, donde las capas tienen menos de diez centímetros de potencia.

Para terminar con los indicios lignitíferos de la provincia, citaremos las capas de lignito que señala Mallada en la zona de Bisaurri, en unos bancos aptenses con *Orbitolina*, en los que dice existen hasta cuatro capas de menos de 10 centímetros, que nunca llegan a 20 centímetros en las zonas de máxima potencia. En tiempo de Mallada, ya da estos yacimientos como abandonados.

También Oriol (181) discute unas minas de lignito en las orillas del Esera, en Castejón de Sos, Seira y Campo, algunas de las cuales deben ser las mismas que cita Mallada. Parece ser que se intentó dar importancia a estos yacimientos, pero Oriol dice que carecen en absoluto de interés.

La producción lignitífera de la provincia ha sufrido grandes oscilaciones, debido a la mayor o menor escasez de combustibles, y corresponde casi íntegramente a la cuenca del Cinca, pues el

18104-101-
-10121

resto de las minas de lignito, que han sufrido muchas vicisitudes, no influye en la producción total más que en unas 1.000 a 2.000 toneladas. En el año 1954 se llegó a obtener la producción máxima, que fué de 71.500 toneladas, pero a partir de entonces ha ido disminuyendo la producción, por disminución de la demanda, llegando a ser en el año 1954, último de los que tenemos datos, de 21.500 toneladas.

Salinas.

Para terminar con las sustancias minerales explotables en la provincia, citaremos brevemente algunos de los manantiales salinos existentes en el Keuper y ya descritos por Mallada, en los que en otros tiempos se ha beneficiado la sal.

Son varios, y de antiguo conocidos, los manantiales que brotan en el Keuper de la provincia y que contienen en sus aguas una mayor o menor proporción de sal, lo que hace que en otros tiempos fueran susceptibles de explotación, si bien en la actualidad se encuentran todos inactivos. Algunos de ellos han dado nombre al poblado situado en sus inmediaciones, como sucede con Salinas de Hoz, Peralta de la Sal, Salinas de Trillo y Salinas de Jaca.

Todas las salinas que explotaban estos manantiales eran de importancia muy escasa, siendo unas de las mayores las de Naval, situadas en el término de este pueblo. Eran dos salinares que explotaban dos manantiales salados allí existentes y además otro situado a alguna mayor distancia. La mala disposición de las balsas hacía que en las avenidas del río se estropearan éstas o la sal obtenida.

Otro aprovechamiento de sal se encuentra al E. de Salinas de Hoz, en donde se explotaba, en una pequeña instalación, un manantial salado que allí existe.

En Peralta de la Sal, al NE. del pueblo, entre los caminos de Benabarre y Gabasa, se encuentran tres manantiales salados procedentes del Triásico, que sin duda se encuentra allí a escasa profundidad, que se explotaban también en unas salinas hace mucho tiempo abandonadas.

En la extensa mancha de Keuper de Estopiñán también han existido explotaciones de sal, una de ellas al E. del pueblo, en

-101248101-

donde se encuentran nódulos y masas de sal gema que se explotaron por varias galerías. También existen manantiales salinos, uno de ellos próximo a estas explotaciones, y otros tres entre Caserras y Estopiñán.

Otros manantiales salados existen repartidos por los diferentes asomos del Keuper, que han sido aprovechados de manera elemental por los vecinos de los pueblos próximos, tales como los de Clamosa, Estadilla, La Fueba de Guara, Secastilla, Salinas de Jaca, Salinas de Trillo, Puebla de Castro, Palo, etc.

Manantiales medicinales.

Son también muy variados los manantiales de aguas minerales, muchos de ellos sólo aprovechados por los vecinos de los pueblos inmediatos, que les atribuyen determinadas propiedades curativas. Entre ellos, los más importantes y conocidos son los Baños de Panticosa y, con una menor importancia, los de Benasque y Estadilla.

Los Baños de Panticosa tienen cinco manantiales de composición diferente, unas nitrogenadas y otras sulfurado-sulfhidricas, sobradamente conocidas para que insistamos sobre ellas. Sus caudales oscilan entre uno y tres litros por segundo y su temperatura entre 21 y 27 grados. Están dotados de importantes instalaciones balnearias, que componen, en conjunto, un poblado de hoteles de diferentes categorías, adentrados en el mismo corazón del Pirineo.

También en Benasque, en la orilla izquierda del Esera, se encuentran cinco manantiales, tan próximos que Mallada supone proceden de la misma fuente, de aguas sulfurosas, con un caudal de diez litros por segundo y temperatura de 38 grados.

Otro de los manantiales medicinales más conocidos y utilizados es el de los Baños de Estadilla, situado a mitad de camino entre este pueblo y Estada. Son también aguas sulfurosas que brotan con menor caudal que los manantiales antes citados y a temperatura normal.

Otras fuentes sulfurosas y ferruginosas de menor importancia se encuentran en varios sitios, tales como Hecho, Fiscal, Ligüerre, etc.

Indicios e investigaciones petrolíferas.

En nuestros recorridos por la provincia de Huesca, pudimos comprobar la existencia de algunos indicios petrolíferos que, unidos a la existencia de explotaciones petrolíferas al otro lado del Pirineo y a no mucha distancia en línea recta, hacían de la parte N. de Huesca una zona con posible interés para realizar reconocimientos en busca de este combustible.

Uno de los indicios interesantes lo constituye la existencia cerca del pueblo de Escanilla, en la orilla del río Cinca, de unas calizas tableadas del Muschelkalk, pertenecientes al extenso afloramiento triásico que llega hasta Clamosa y Trillo; una impregnación bituminosa de cierta consideración, que dió lugar a concebir grandes esperanzas en cuanto a su aprovechamiento, razón por la que se montó allí una pequeña destilería en la que se trató durante algún tiempo las calizas y margas pizarreñas impregnadas. Se llegó a obtener, del tratamiento de 2.000 kilogramos de roca impregnada, 100 kilogramos de aceites, y esta destilación fué estudiada, junto con la de otras zonas de España, por el P. E. Vitoria (251). La poca cubicación del yacimiento hizo que se abandonara la experiencia y actualmente no queda de las instalaciones más que unas ruinas a la orilla del río.

Otro indicio de interés consiste en la aparición de gases en niveles eocenos, fenómeno descubierto por unos pastores.

Parece ser que hacia los años 1935 ó 1936, al encender fuego unos pastores en un paraje situado a unos tres kilómetros al SE. del pueblo de Samper, ardió una llama de gas que se mantuvo durante varios días. Posteriormente se ha repetido el fenómeno y la llama prendida ardía hasta que un fuerte viento o la lluvia la apagaba. La noticia cundió y el lugar fué visitado por varias personas; nosotros no tuvimos la posibilidad de comprobar personalmente el fenómeno, porque en nuestra visita no pudimos hacer arder la llama, sin duda porque las últimas lluvias habían taponado los conductos de salida del gas, que tenía una débil presión.

En cuanto a investigaciones petrolíferas, puede decirse que es bastante poco lo que hasta el momento actual se ha hecho en la provincia. Por encargo de la Compañía de Investigación y Explotaciones Petrolíferas, S. A., y formando parte de un amplio plan de reconocimientos geológicos en el N. de España,

hubimos de estudiar el Eoceno de la provincia y comprobamos la existencia de un amplio y muy largo anticlinal de orientación N.-S., que pasa al O. de Boltaña cortado en profunda y bella garganta por el río Ara; éste arma en las calizas del Luteciense y se muestra algo asimétrico, pues mientras las capas de la rama oriental buzan por término medio 20°, las de la occidental llegan hasta 67°. Pareció interesante esta estructura y la Compañía, una vez terminado un sondeo que se estaba perforando en la provincia de Alicante, trasladó su máquina de sondeo al río Ara, sobre la rama oriental del anticlinal citado. La máquina con que se sondeó es una tipo Rotary, marca "NSCO", capas de perforar hasta 2.500 metros de profundidad, movida por cuatro motores de 175 HP cada uno. Con ella se empezó la perforación en el año 1952, comenzando en la caliza eocena; a los 260 metros de profundidad se llegó al Cretáceo, pero las capas se enderezaron rápidamente mostrando la estructura en profundidad una violencia y una complicación mayores que las que se aprecian en superficie, razón por la que de nuevo se volvió a entrar en el Eoceno y el sondeo se mantuvo durante el resto de la perforación en las capas de tránsito del Cretáceo al Eoceno, en posición muy levantada, razón por la que aquél se suspendió al llegar a la profundidad de 2.184 metros sin haber obtenido ningún resultado positivo ni indicios interesantes.

A pesar del fracaso de este reconocimiento, no se debe deducir de él que hay que desechar definitivamente la región como posible productora de petróleo, pues en realidad lo único que se puede decir es que la estructura estudiada no es tan favorable como parecía deducirse del reconocimiento efectuado en superficie; pero no habiendo llegado a alcanzar los niveles más bajos del Cretáceo, a los que se suponía susceptibles de almacenar petróleo, no se puede asegurar que dichos niveles en otra zona de tectónica más favorable no puedan suministrar un yacimiento petrolífero.

La parte fundamental del texto fué terminada en 1955.

BIBLIOGRAFÍA

1. ABBAD (M.): *Noticia de los criaderos de hierro*.—Escuela de Minas y Estadística Minera. 1908.
2. ALDAMA (J.): *Apuntes geognóstico-mineros de la provincia de Huesca y parte de la de Zaragoza, o el territorio designado con el título de Alto Aragón*.—An. de Min., t. IV, pp. 191-233. Madrid, 1846.
3. ALIBERT (M.): *Les rudistes du Garumnién inférieur des Pyrénées*.—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXV. Toulouse, 1933.
4. ALMELA (A.): *La fauna del Eoceno inferior de Arén (Huesca)*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 19, pp. 81-93. Madrid, 1949.
5. ALMELA (A.): *Las investigaciones petrolíferas en la vertiente Sur-Pirenaica*.—Rev. "Pirineos", núm. 31-32. Zaragoza, 1954.
6. ALMELA (A.): *Datos sobre la geología del valle de Añisclo (Huesca)*. Actes de II Congr. Int. d'Etudes Pyrénéennes. Luchon-Pau, 1954. Toulouse, 1956.
7. ALMELA (A.) y RÍOS (J. M.^a): *Explicación al Mapa geológico de la provincia de Lérida* (escala 1:200.000).—Inst. Geol. y Minero de España. 193 págs. Madrid, 1947.
8. ALMELA (A.) y RÍOS (J. M.^a): *Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales*.—Primer Congreso Int. del Pirineo. Inst. Est. Piren. 28 págs. Zaragoza, 1951.
9. ARCO (R. DEL): *Nueva población neolítica en Sena*.—Madrid, 1920.
10. ARCO (R. DEL): *Un paseo arqueológico por Barbastro (Huesca)*.—Rev. Art. Esp. Madrid, 1921.
11. ARCO (R. DEL): *El subsuelo y la arqueología de Aragón*.—R. A. de C. Exac., Fis. y Nat., pág. 106. Zaragoza, 1925.
12. ARCO (R. DEL): *Aragón. Geografía, Historia, Arte*.—Ed. V. Campo y Compañía. Huesca, 1931.
13. ARCO (R. DEL): *Catálogo Monumental de España. Huesca*.—C. Superior de Iny. Cient. Madrid, 1942.
14. ARCHIAC (V. D') y HAIME (J.): *Description des animaux fossiles du*

- groupe nummulitique de l'Inde précédé d'un résumé géologique et d'une monographie des Nummulites.*—Paris, 1852.
15. ARNAL CAVERO (P.): *Aragón en alto.*—192 págs. Zaragoza, 1941.
 16. ARNAL CAVERO (P.): *Aragón de las tierras altas.*—183 págs. Zaragoza, 1955.
 17. ASHAUER (H.): *Die östliche Endigung der Pyrenäen.*—Abh. Gesell. Wiss. Göttingen-Math. Phys. Kl. T. III, H. 10, pp. 2-115. Berlin, 1934. (Traducción española por J. M.^a Ríos en Publ. extranjeras sobre Geología de España, t. II, pp. 203-336. Madrid, 1943.)
 18. ASÍN PALACIOS (M.): *Contribución a la toponimia árabe de España.* Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Madrid, 1940.
 19. ASTRE (G.): *Hippurites du Pic d'Aspe et du Visaurin.*—C. R. Somm. Soc. Géol. France, núm. 5-6, págs. 109-110. París, 1955.
 20. AZPEITIA (F.): *Datos para el estudio paleontológico del Flysch de la costa cantábrica y de algunos otros puntos de España.*—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. LIII. Madrid, 1933.
 21. BARRÈRE (P.): *La morphologie des sierras oscenses.*—Primer Congreso Internacional del Pirineo. Inst. Est. Pirenaicos. 33 páginas. Zaragoza, 1951.
 22. BARRÈRE (P.): *Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne pyrénéenne.*—Pirineos, número 24, págs. 201-213. Zaragoza, 1952.
 23. BATALLER (J. R.): *Adición al trabajo de síntesis paleontológica del Carbonífero español.*—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XXIV, pág. 227. Madrid, 1924.
 24. BATALLER (J. R.): *El Terciario inferior de los alrededores de Jaca.*—Est. Geogr., núm. 6, págs. 33-49. Madrid, 1942.
 25. BATALLER (J. R.): *Bibliografía del Cretácico de España.*—Est. Geológicos, núm. 1, págs. 7-108. Madrid, 1945.
 26. BATALLER (J. R.): *Enumeración de las especies nuevas del Cretácico de España.*—Mem. R. Acad. Cienc. Barcelona, t. XXVII, número 11, págs. 373-441. Barcelona, 1945.
 27. BENTABOL Y URETA (H.): *Informe emitido sobre las posibilidades de encontrar nuevas aguas subterráneas en el término de Adahuesca (Huesca).*—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XXXII, págs. 259-272. Madrid, 1912.
 28. BERTRAND (L.): *Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales; essai de carte structurale des Pyrénées.*—Bull. Soc. Géol. de Fr., 4.^a ser., t. XI, págs. 122-153. París, 1911.
 29. BIEDA (F.): *Sur quelques Nummulites et Assilines d'Espagne.*—Géol. de la Méd. Occ., vol. II, n.º 28, part. III. Barcelona, 1933.
 30. BIROT (P.): *Sur quelques contrastes fondamentaux dans la structure et la morphologie des Pyrénées.*—Cons. Sup. de Investigaciones Cient. Zaragoza, 1950.

31. BOISSEVAIN (H.): *Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes)*.—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. LXVI, págs. 33-170. Toulouse, 1934.
32. BORN (A.): *Das Ebrobecken-Eine Skizze seiner Entstehung und seines geologischen Aufbaus*.—Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Bd. XLII, págs. 610-727. Berlín, 1919.
33. BOWLES: *Introducción a la Historia Natural y a la Geografía Física de España*.—Madrid, 1775.
34. BOYÉ (M.): *Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont-Perdu (Pyrénées Centrales)*.—Pirineos, núm. 23, págs. 5-29. Zaragoza, 1952.
35. BRESSON (A.): *Etudes sur les formations anciens des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne)*.—Bull. Carte Géol. France, t. XIV, núm. 93, 276 págs. París, 1903.
36. BRIET (L.): *Viaje al barranco del Mascún*.—B. R. Soc. Geogr. Esp., t. 48, pág. 310. Madrid, 1909.
37. BRIET (L.): *A lo largo del río Ara*.—B. R. Soc. Geog., t. 49, pág. 397. Madrid, 1910.
38. BRIET (L.): *Bellezas del Alto Aragón*.—Huesca, 1913.
39. BRIET (L.): *La mole pirenaica del Marboré*.—B. R. Soc. Geog., t. 19. Madrid, 1922.
40. CALDERÓN (S.): *Sobre el terreno pérmico de los Pirineos españoles*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. III, págs. 199-200. Madrid, 1903.
41. CALDERÓN (S.): *Los minerales de España*.—Junta Ampl. Est. Inv. Cient. Dos tomos de 416 y 561 págs. Madrid, 1910.
42. CARALP (J.): *Note sur les grès cuprifères de uranium et vanadium de Montanuy (Aragón)*.—Bull. Soc. Géol. de France, 4.^a serie, t. VIII, pág. 480. París, 1908.
43. CAREZ (L.): *Etude des terrains crétacés et tertiaires du nord de l'Espagne*.—Thés. Univ. París, 1881.
44. CAREZ (L.): *La géologie des Pyrénées françaises*.—Mem. Carte géologique France (seis fasc. y un suplemento). París, 1903-1909.
45. CAREZ (L.): *Sur quelques points de la géologie du nord de l'Aragon et de la Navarre*.—Bull. Soc. Fr., 4.^a serie, t. 10, pág. 682. París, 1910.
46. CAREZ (L.): *Resumé de la géologie des Pyrénées françaises*.—Mem. Soc. Géol. France, 4.^a serie, t. II, Memoria núm. 7, 131 págs. París, 1912.
47. CASAS (J. M.) y FONTBOTÉ (J. M.): *El valle de Tena*.—Pirineos, número 2, págs. 37-107. Zaragoza, 1945.
48. CASAS TORRES (J. M.) y FLORISTÁN SAMANES (A.): *Bibliografía geográfica de Aragón*.—Est. Geog., año VI, págs. 559-726. Zaragoza, 1945.
49. CASTERAS (M.): *Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*.—Bull. Serv. Carte Géol. France, t. XXXVII, 525 págs. París, 1933.

19101-10121

50. CAVANILLAS (R.): *Sobre las minas de cobalto del valle de Gistain, en el Pirineo de Aragón*.—Rev. Minera, serie A, t. II. Madrid, 1851.
51. COTTEAU (G.): *Echinides nouveaux ou peu connus*.—Bull. Soc. Zool. France, t. VII, 1882; t. XI, 1886. París.
52. COTTEAU (G.): *Echinides recueillis dans la province d'Aragon (Espagne) par M. Maurice Gourdon*.—Ann. du Ss. Naturelles Zoologies, vol. 8, art. 1. París, 1889.
53. CHARPENTIER (J. DE): *Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées*.—In. 8.º, 633 págs. París, 1823.
54. CLAVER CORREA (I.): *Reseña forestal de la provincia de Huesca*.—Argensola, t. I, núm. 3, págs. 205-223. 1950.
55. CLAVERO BUIL (M.): *Yacimientos minerales aragoneses de mayor importancia industrial. Primera parte (provincia de Huesca)*. Rev. del Ateneo Científico Escolar, año IV, núm. 12, págs. 1-22. Zaragoza, 1917.
56. CUETO Y RUI-DÍAZ (E.): *Algunas consideraciones sobre la tectónica de la Península Ibérica*.—Reseñas Cient. Soc. Esp. Hist. Nat., t. III, págs. 65-141. Madrid, 1932.
57. DALLONI (M.): *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*.—An. Fac. Sc. Marseille, t. XIX, 444 págs. París, 1910.
58. DALLONI (M.): *Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales)*.—Bull. Soc. Géol. Fr., 4.ª ser., t. XII, págs. 243-263. París, 1913.
59. DALLONI (M.): *Etude géologique des Pyrénées Catalanes*.—Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XXVI, fasc. III, 373 págs. Alger. 1930.
60. DANTÍN CERECEDA (J.): *El medio físico aragonés y el reparto de su población*.—Est. Geogr., año III, págs. 51-163. Madrid, 1942.
61. DANTÍN CERECEDA (J.): *Resumen fisiográfico de la Península Ibérica*.—Cons. Sup. Inv. Cient., 303 págs. Madrid, 1948.
62. DEL ARCO (R.): *Aragón: Geografía, Historia, Arte*.—Segunda edición, 683 págs. Huesca, 1931.
63. DEPÉRET (CH.) y VIDAL (L. M.): *Sur le bassin oligocène de l'Ebre et l'histoire tertiaire de l'Espagne*.—C. R. Ac. Sc., t. CLVI, página 427. París, 1913.
64. DEREIMS (A.): *Note sur les terrains paleozoiques d'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. Fr., 3.ª serie, t. XXVII, págs. 779-780. París, 1899.
65. DIXON (E. F.): *The Gavarnie Overthrust*.—Geol. Mag., núms. 530 y 531, pág. 359. Agosto y septiembre 1908.
66. DOSSET (J. A.): *Origen y análisis de la ulmina de la Sierra de Guara*.—Bol. R. S. Esp. Hist. Nat., t. IV, pág. 160. Madrid, 1904.
67. DOUVILLÉ (R.): *La Péninsule Ibérique. A. Espagne*.—Hand. d. Reg. Geol. Bol. III. Heidelberg, 1911.
68. DOUVILLÉ (H.): *Le Nummulitique au sud des Pyrénées*.—C. R. Ac. Sc., t. CLXXIV. París, 1922.
69. DUBAR (G.): *Brachiopodes liasiques de Catalogne et des régions*

- voisines.—Bull. Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.^a serie, vol. XXXI, números 4, 5 y 6, págs. 103-180. Barcelona, 1931.
70. DUFRENOY (A.): *Les Pyrénées (Explication de la Carte géologique de la France)*.—T. III, págs. 108-182. Imprimerie Nationale. París, 1873.
71. DUPUY DE LÔME (E.): *Las investigaciones de petróleo en España*.—B. O. Min. y Comb., t. 54, pág. 366. Madrid, 1937.
72. ESCAGÜES JAVIERRE (J.): *Las Cinco Villas de Aragón*.—238 págs. Vitoria, 1944.
73. FÁBREGA (P.): *El Carbonífero en España*.—Rev. Min., 1927, pág. 363. Madrid, 1927.
74. FAURA Y SANS (M.): *Sobre hidrología subterránea en los Pirineos centrales de Aragón y Cataluña*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural, t. XVI, págs. 353-354. Madrid, 1916.
75. FAURA Y SANS (M.): *Caracterización de la fauna briozoaria del Maestrichtense en el Monte Perdido*.—Bol. R. Soc. Esp. Historia Natural, t. XVII, págs. 191-194. Madrid, 1917.
76. FAURA Y SANS (M.): *Caracterización del Dinantiense (Culm) inferior, entre los picos de Paderna y Maladeta: Montes Malditos*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XVII, págs. 432-448. Madrid, 1917.
77. FAURA Y SANS (M.): *Resume de nos connaissances sur l'anthracolitique de la Catalogne*.—Gongr. pour l'Avanc des Etudes de Strat. Carb. a Heerlen. Lieja, 1928.
78. FERNÁNDEZ DE CASTRO (M.): *Noticia del estado en que se hallan los trabajos del Mapa geológico de España en 1.º de julio de 1874*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. III, págs. 1-90 (citas págs. 26, 27 y 85). Madrid, 1876.
79. FERNÁNDEZ NAVARRO (L.): *Acerca de los minerales de cobre de los alrededores de Canfranc*.—An. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXV, págs. 123-124. Madrid, 1896.
80. FERRANDO (P.): *Presentación de preparaciones microscópicas de basalto de Benarre (Huesca) y de diabasa espilita de Epila (Zaragoza)*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. VII, pág. 115. Madrid, 1907.
81. FERRANDO (P.): *Reptil fósil sauropterigido encontrado en Estada*.—Bol. S. de Hist. Nat., t. XII, pág. 188. Madrid, 1912.
82. FERRANDO (P.): *Sobre geología de Aragón*.—Bol. Soc. Ibér. Cienc. Nat., t. XXIV, págs. 150-163. Zaragoza, 1925.
83. FERRANDO (P.): *Tectónica y orogenia pirenaica*.—Public. de la Academia de Cienc. de Zaragoza, 17 págs. Zaragoza, 1931.
84. FERRANDO (P.): *Nuevos yacimientos minerales del Pirineo aragonés*. Rev. Acad. Cienc. de Zaragoza, t. XVIII, págs. 106-108. Zaragoza, 1935.
85. FONTBOTÉ (J. M.^a): *La Ribera de Biescas*.—Pirineos, t. IV, págs. 39-90. Zaragoza, 1948.
86. GAERTNER (H. R.): *Obersilurische Faunen aus dem spanischen Pyrenäen*.—Nabch. Gesell. Wiss. Göttingen-Math. Phys. K. Got-

- tingen, 1930. (Trad. española por Bermudo Meléndez en Publicaciones extranjeras sobre Geología de España, t. III, páginas 255-268. Madrid, 1946.)
87. GARCÍA SAINZ (L.): *El glaciario cuaternario en el Pirineo español*.—Bol. R. Soc. Geog., t. 71, pág. 136. Madrid, 1931.
 88. GARCÍA SAINZ (L.): *Las formaciones rojoamarillentas de la superficie del NE. de España*.—B. R. Soc. Geog., t. 62, p. 88. Madrid, 1932.
 89. GARCÍA SAINZ (L.): *Morfología y preglaciario de la región de la Noguera (Cuenca Cinca-Segre)*.—Bol. R. Soc. Geogr. Nacional, t. LXXV, págs. 64-130. Madrid, 1935.
 90. GARCÍA SAINZ (L.): *Sobre morfología de la cuenca Cinca-Segre (Pirineo Central)*.—Bol. R. Soc. Geogr. Nac., t. LXXVI, páginas 19-42. Madrid, 1936.
 91. GARCÍA SAINZ (L.): *Las superficies de erosión que preceden a los glaciares cuaternarios del Pirineo Central y sus recíprocas influencias*.—Est. Geogr., t. L, págs. 45-73. Madrid, 1940.
 92. GARCÍA SAINZ (L.): *Las fases epiglaciares del Pirineo español*.—Est. Geogr., núm. 3, págs. 209-268. Madrid, 1941.
 93. GARCÍA SAINZ (L.): *Las regiones del Ebro medio y sus zonas de regadio*.—Est. Geogr., año III, págs. 469-505. Madrid, 1942.
 94. GARCÍA SAINZ (L.): *Nota acerca de las fases glaciares del Pirineo español*.—Bol. R. Soc. Geogr. Nac., págs. 708-714. Madrid, 1944.
 95. GARCÍA SIÑERIZ (J.): *La investigación sísmica en la cuenca potásica de provincia de Huesca, zona de Tamarite de Litera*.—Revista Minera, año IV. Madrid, 1935.
 96. GARRIDO (J.): *Nota sobre el hallazgo de un yacimiento de cangrejos fósiles en la provincia de Huesca*.—Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. de España, t. 11, págs. 223-224. Madrid, 1948.
 97. GIMÉNEZ SOLER (A.): *La Edad Media en la Corona de Aragón*.—Ed. Labor. Barcelona, 1930.
 98. GIMENO CONCHILLOS (A.): *Ligeras notas sobre criaderos de lignitos de Fet, Montfalcó y Estall (partido de Benabarre)*.—Bol. Of. de Minas y Metalurgia. Madrid, 1919.
 99. GIMENO CONCHILLOS (A.): *Estado en que se encuentra el estudio de los criaderos sódicos y potásicos en la depresión del Ebro*.—Publ. Acad. Cienc. de Zaragoza. Conf. Porv. industrial de Aragón, págs. 45-66. Zaragoza, 1922.
 100. GIMENO CONCHILLOS (A.): *Las areniscas cupríferas de Aragón*.—Boletín Oficial de Minas y Metal., núm. 89, págs. 1031-1074, y núm. 90, pág. 1103. Madrid, 1924.
 101. GIMENO CONCHILLOS (A.): *Explotación y beneficio de los cobres de Aragón*.—Public. Acad. Cienc. de Zaragoza. Curso Conf. Sub-suelo de Aragón, págs. 5-17. Zaragoza, 1926.
 102. GÓMEZ DE LLARENA (J.): *Excursión por el Esera y el Valle de Arán*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XV, págs. 442-445. Madrid, 1915.
 103. GÓMEZ DE LLARENA (J.): *Algunos datos sobre el glaciar actual del*

- Monte Perdido (Pirineos).*—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Natural, tomo XXXVI, pág. 327. Madrid, 1936.
104. GÓMEZ LLUECA (F.): *Los nummulitidos de España.*—Junta Ampl. de Estudios e Invest. Científicas. Com. Invest. paleont. y prehistóricas, Mem. núm. 36, 499 págs. Madrid, 1929.
 105. GOURDON (M.): *Contribution a la géologie des Pyrénées Centrales.*—Bull. Soc. Ramond. 1888.
 106. GOURDON (M.): *Nota acerca del yacimiento de la pistomesita descubierta en las inmediaciones de La Murria, en mayo de 1888.* Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XV, págs. 249-250. Madrid, 1888.
 107. GÜBLER (Y.) y SCHNEEGANS (D.): *Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacé supérieur).*—C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., núm. 8, págs. 151-153. Paris, 1947.
 108. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Ensayo de una síntesis geológica del norte de la Península Ibérica.*—Trab. Mus. Nac. Cienc. Naturales. Serie geológica, núm. 7, 133 págs. Madrid, 1917.
 109. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar ibérico.*—Discurso de recepción en la Real Acad. Cienc. Exac., Fis. y Nat., 94 págs. Madrid, 1922.
 110. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Síntesis fisiográfica y geológica de España.*—Junta Ampl. Est. e Inv. Cient. Serie geológica, núm. 38, 584 págs. Madrid, 1932.
 111. HERNÁNDEZ-PACHECO (E.): *Paleogeografía del solar hispano durante el Paleozoico.*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XLIX, págs. 23-43. Madrid, 1951.
 112. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Fisiografía del Mioceno aragonés.*—Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXI, págs. 334-343. Madrid, 1921.
 113. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Características fisiográficas y geológicas del Mioceno de Aragón, entre el Cinca y el Gállego.*—As. Española Progr. Cienc. Congreso de Oporto, t. VI, págs. 171-181. Madrid, 1921.
 114. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Las areniscas miocenas del Alto Aragón y sus condiciones de resistencia a las acciones de la intemperie.*—Ingeniería y Construcción. Madrid, 1927.
 115. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Pistas de aves fósiles en el Oligoceno de Peralta de la Sal.*—Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XV, página 379. Madrid, 1929.
 116. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.): *Cómo se engendró el macizo de las Tres Sorores.*—Rev. Peñalara, año XXX, núm. 291. Madrid, 1947.
 117. HERNÁNDEZ-PACHECO (F.) y VIDAL BOX (C.): *La tectónica y la morfología del macizo del Monte Perdido y de las zonas de cumbreras inmediatas en el Pirineo Central.*—Pirineos, t. II, páginas 69-108. Zaragoza, 1946.
 118. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (P.): *El sistema Siluriano.*—Mem. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XLV, 2 fasc., 592 y 254 págs. Madrid, 1942.

119. HUPÉ (P.): *Sur les brèches de Campo*.—C. R. Ac. Sc., t. CCXVII, págs. 364-366. París, 1944.
120. INGLADA (V.): *Contribución al estudio del sismo pirenaico (canal de Berdún) de 10 de julio de 1923*.—Rev. R. Acad. Cienc. de Madrid, t. XXIV, 54 págs. Madrid, 1929.
121. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 287 (Barbastro)*, por don Agustín de Larragán.—30 págs. Madrid, 1949.
122. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 249 (Alquézar)*, por Antonio Almela y José María Ríos.—58 págs. Madrid, 1950.
123. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 247 (Ayerbe)*, por Antonio Almela y José María Ríos.—50 págs. Madrid, 1950.
124. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 248 (Apiés)*, por Antonio Almela y José María Ríos.—94 págs. Madrid, 1951.
125. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 286 (Huesca)*, por Agustín de Larragán y José Castell.—25 págs. Madrid, 1952.
126. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 210 (Yebra de Basa)*, por Antonio Almela y José María Ríos.—38 págs. Madrid, 1954.
127. INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA.—*Memoria explicativa de la Hoja núm. 209 (Agüero)*, por José María Ríos y Antonio Almela.—42 págs. Madrid, 1954.
128. JACOB (CH.): *A propos de la géologie du Sud des Pyrénées*.—C. R. somm. Soc. Géol. Fr., t. XXV. París, 1952.
129. JACOB (CH.): *La structure du Turbón, du Cotiella et du Castillo Mayor, en Haut-Aragon*.—C. R. Ac. Sc., t. CLXXXV, pág. 787. París, 1927.
130. JACOB (CH.): *Zone axiale versant sud et versant nord des Pyrénées*. Libre jub. Cent. Soc. Géol. Fr., t. II, págs. 389-410. París, 1930.
131. JACOB (CH.) y MENGAUD (L.): *La structure des Massifs du Mont Perdu, du Sestralés et de Tendenera en Haut-Aragon*.—C. R. Ac. Sc., t. CLXXXV, pág. 660. París, 1927.
132. JACOB (CH.), FALLOT (P.), ASTRE (G.) y CIRY (R.): *Observations tectoniques sur le versant meridional des Pyrénées orientales et centrales*.—C. R. XIV Congr. Geol. Int., t. II, págs. 335-441. Madrid, 1927.
133. JIMÉNEZ SOLER (A.): *El problema de la variación del clima en la cuenca del Ebro*.—Mem. Fac. de Letras Zaragoza, t. I, 129 páginas. Zaragoza, 1922.
134. JORDÁN DE ASSO (I.): *Introducción a la Historia Natural del Reyno de Aragón*.—R. S. Aragonesa de Amigos del País. 1783.
135. LAMBERT (J.): *Note sur quelques Echinides, recueillis par M. Dal-*

- loni dans les Pyrénées de l'Aragon.*—Bull. Soc. Géol. Fr., t. X, pág. 808. París, 1910.
136. LIZÁUR (J.): *Estudio sobre las conexiones subterráneas de las cabezas de los ríos Esera y Garona.*—Inst. Geol. y Min. de España. Libro Jubilar, t. II, págs. 383-424. Madrid, 1951.
137. LÓPEZ SOLER (J.): *Los Pirineos Centrales.*—Bol. Real Soc. Geogr., t. LXII, pág. 52. Madrid, 1920.
138. LÓPEZ AGOST (E.): *Síntesis paleontológica del Carbonífero español.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIII, pág. 275. Madrid, 1923.
139. LLOPIS LLADÓ (N.): *Sobre la tectónica del Paleozoico de la zona de los Nogueras.*—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 14, págs. 199-227. Madrid, 1945.
140. LLOPIS LLADÓ (N.): *Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo.*—Miscelánea Almera, primera parte, págs. 159-186. Barcelona, 1945.
141. LLOPIS LLADÓ (N.): *Problemas tectónicos de la zona axial pirenaica.* Bol. Inst. Geol. y Min. de España, t. LIX, págs. 167-219. Madrid, 1946.
142. LLOPIS LLADÓ (N.): *El relieve del alto valle del Aragón.*—Pirineos, t. III, págs. 81-166. Zaragoza, 1947.
143. LLOPIS LLADÓ (N.): *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides.*—Inst. Lucas Mallada. Sección de Geomorfología, 372 págs. Barcelona, 1947.
144. LLOPIS LLADÓ (N.): *Sur le style tectonique du Paléozoïque de la haute vallée du río Aragón (Pyrénées-Espagne).*—C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., núm. 5, págs. 95-97. París, 1948.
145. LLOPIS LLADÓ (N.): *Etudes de tectonique sur les Alpides d'Espagne.*—Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. VII. Porto, 1948.
146. LLORD Y GAMBOA (R.): *La breunerita del barranco de la Murria (Huesca).*—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. V, págs. 164-168. Madrid, 1905.
147. MAESTRE (A.): *Descripción geognóstica y minera del distrito de Aragón y Cataluña.*—Anales de Minas, t. III, págs. 193-278. Madrid, 1845.
148. MAGNAN (H.): *Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières.*—Mem. Soc. Géol. Fr., 2.^a ser., t. X, núm. 1, 112 págs. París, 1874.
149. MALLADA (L.): *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca.*—Mem. Com. Mapa Geol. de España, t. XV, 439 págs. Madrid, 1878.
150. MALLADA (L.): *Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España.*—Bol. Com. Mapa Geol. Esp.; t. I, sistema Paleozoico; t. II, sistemas Triásico y Jurásico; t. XIV, sistema Cretácico inferior; t. XVIII, sistema Cretácico superior. Madrid, 1874-1881.
151. MALLADA (L.): *Reconocimiento geológico de la provincia de Navarra.*—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. IX, págs. 1-64. Madrid, 1882.

152. MALLADA (L.): *Catálogo general de las especies fósiles encontradas en España*.—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XVII, págs. 1-253. Madrid, 1891.
153. MALLADA (L.): *Explicación del Mapa Geológico de España*.—Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.; t. I, Rocas hipogénicas y sistema Estrato-cristalino, 558 págs., 1895; t. II, sistemas Cambriano y Siluriano, 515 págs., 1896; t. III, sistemas Devoniano y Carbonífero, 405 págs., 1898; t. IV, sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico, 514 págs., 1902; t. V, sistemas Infracretáceo y Cretáceo, 519 págs., 1904; t. VI, sistemas Plioceno, Diluvial y Aluvial, 644 págs. Madrid, 1911.
154. MALLADA (L.): *El valle de Aixa. Orografía e hidrografía de los Pirineos de Aragón*.—Páginas selectas. Huesca, 1925.
155. MARCET RIBA (J.): *Las terrazas del NE. de España*.—Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, vol. XXI, págs. 129-174. Barcelona, 1930.
156. MARCET RIBA (J.): *La evolución paleogeográfica del NE. de España y de las Baleares*.—Mem. R. Acad. Cienc. Barcelona, 3.^a época, núm. 569, vol. XXVII, núm. 9, 121 págs. Barcelona, 1945.
157. MARGERIE (E. DE) y SCHRAEDER (F.): *Aperçu de la structure géologique des Pyrénées*.—An. Club. Alp. Français, t. XVIII, págs. 557-619. París, 1892.
158. MARÍN (A.): *Cuenca lignitífera de Mequinzenza*.—Madrid, 1925.
159. MARÍN (A.): *Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca terciaria del Ebro (entre Caspe y Fayón)*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XLVII, 2.^a parte, págs. 113-129. Madrid, 1926.
160. MARÍN (A.): *La Potasa*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XLVIII, 1.^a parte. Madrid, 1926.
161. MARÍN (A.) y BATALLER (J. R.): *Excursión por el Pirineo Aragonés*.—Ibérica, II, vol. 35, pág. 138. 1931.
162. MARÍN (A.): *La depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. LVII, fasc. 1.^o, págs. 1-59. Madrid, 1945.
163. MARÍN (A.), SIERRA (A.) y LARRAGÁN (A.): *Reservas de cobre de España*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., vol. IV, núm. 4, págs. 99-131 (Aragón: págs. 118-125). Madrid, 1932.
164. MARTÍN DONAYRE (F.): *Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza*.—Mem. Com. Mapa Geol. de España, t. I, 128 págs. Madrid, 1873.
165. MASACHS ALAVEDRA (V.): *Las variaciones estacionales en el derrame fluvial de la vertiente S. de los Pirineos*.—Est. Geogr., año III, núm. 7, págs. 405-422. Madrid, 1942.
166. MELÉNDEZ (B.): *El sistema Devónico en la Península Hispánica*.—Las Ciencias. Anal. Asoc. Esp. Progr. Cienc., año XVI, núm. 3, págs. 468-479. Madrid, 1951.
167. MENGAUD (L.): *Quelques points de la géologie des environs de Can-*

franc (*Massif de Peña Collarada*) du Somport et du pied d'Anie.—C. R. somm. Soc. Géol. Fr., pág. 36. París, 1929.

168. MENGEL (O.): *Le Canigou et la Maladetta, pôles de l'axe primitif des Pyrénées*.—C. R. Ac. Sc., t. CLXXIII, págs. 990-993. París, 1920.

169. MENGEL (O.): *Les lignes directrices de la géologie des Pyrénées: leurs relations avec le socle granitique primaire et secondaire*. Géol. de la Médit. Occ., vol. III (parte II), núm. 3. 1934.

170. MESA (P. A.): *Reconocimiento hidrológico del valle del Ebro*.—Junta General de Estadística. Madrid, 1865.

171. MESEGUER (J.): *Los yacimientos de níquel y su explotación en España*.—Asoc. Esp. Progr. Cienc., t. X, pág. 15. Madrid, 1926.

172. MISCH (P.): *Geologie der mittleren Sudpyrenäen*.—Abh. Gesselsch. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. T. III, H. 12, págs. 1597-1764. Berlín, 1934. (Trad. española por J. Gómez de Llarena en Public. ext. sobre Geol. Esp., vol. IV, págs. 1-184. Madrid, 1948.)

173. NAVAS (L.): *Ulcina de la Sierra de Guara*.—B. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. III, pág. 362. Madrid, 1903.

174. NAVAS (L.): *Excursiones científicas por el N. de España*.—Ibérica, t. I, vol. 5, pág. 27. 1916.

175. NUSSBAUM (F.): *Die Seen der Pyrenäen*.—Mitt. der Naturforsch. Gesselsch. 184 págs. Berna, 1934.

176. NUSSBAUM (F.): *Die eiszeitliche Schneegrenze in der Pyrenäen*.—Verh. III Quart-Konfer. Viena, 1936.

177. NUSSBAUM (F.): *Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon*.—Pirineos, t. V, págs. 497-515. Zaragoza, 1949.

178. OBERMAIER (H.): *Beiträge zur Kenntnis des Quartärs in den Pyrenäen*.—Arch. für. Antropol., t. IV, págs. 299-310, 1905, y t. V, págs. 244-262, 1906.

179. OBERMAIER (H.): *Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens*.—Petterm. Mitt. Gotha, 1921.

180. OBERMAIER (H.): *El glaciario cuaternario en el valle del río Ara y en el Parque Nacional de Ordesa (Pirineos)*.—Bol. Soc. Ibérica. Cienc. Nat., t. XX, págs. 106-110. Zaragoza, 1921.

181. ORIOL (R.): *Minas de carbón del Esera*.—Revista Minera, serie C, t. XI. 1893.

182. PALACIOS (P.): *Los terrenos mesozoicos de Navarra*.—Bol. Inst. Geol. de Esp., t. XL, págs. 1-155. Madrid, 1919.

183. PALASSOU (P.): *Essai sur la Mineralogie des Monts-Pyrénées*. París, 1781.

184. PANZER (W.): *Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien*.—Senckenberg. Naturforsch. Gesselsch, t. XXXIX, págs. 141-182. Fankfurt an Mein, 1926. (Traduc. española en Est. Geogr., t. IX, págs. 79-130. Madrid, 1948.)

185. PARDÉ (M.): *Le régime des cours d'eau Pyrénéens*.—Pirineos, número 27, págs. 5-16. Zaragoza, 1953.

18101-
-10121

186. PÁRRAGA (M.): *Noticia del descubrimiento de una mina de grafito en el Reyno de Aragón*.—Anales de Ciencias Naturales, t. V, pág. 22. Madrid, 1802.
187. PENCK (A.): *Die Eiszeit in den Pyrenäen*.—Mitt. Ver. f. Erdkunde, págs. 163-231. Leipzig 1883. (Traduc. francesa en Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. XIX, págs. 105-200. Toulouse, 1858.)
188. PISANI y DAUBRÉE: *Meteorito de Roda*.—Bol. Com. Mapa Geol. España, t. III, págs. 277-278. Madrid, 1876.
189. PLANDÉ (R.): *La neige et les glaciers dans les Pyrénées*.—Rev. Geogr. Pyrénées, t. X, págs. 85-106. Toulouse, 1939. (Traducción española en Pirineos, t. III, págs. 167-182. Zaragoza, 1947.)
190. PUIG y LARRAZ (G.): *Cueva de las Chimiacas, Alquézar-Barbastro*.—Bol. Com. Mapa Geol., t. XXI. Madrid, 1894.
191. PUIG y LARRAZ (G.): *Cavernas y simas de España*.—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. XXI, págs. 1-393. Madrid, 1896.
192. QUIROGA y LOSADA (D.): *Ríos del Pirineo español (cuencas del Ara y del Cinca)*.—"Montes", núm. 30, págs. 475-480. Madrid, 1949.
193. RAMOND (L.): *Voyages au Mont Perdu et dans la partie adjacente des Hautes Pyrénées*.—In. 8.º, 392 págs. París, 1801.
194. REPELIN (J.) y PARENT (H.): *Monographie de genre Lychnus*.—Memoire Soc. Géol. de France, Paleontologie, núm. 53. París, 1920.
195. RÍOS (J. M.^a) y ALMELA (A.): *Un chaetétido del Eoceno español*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 12. Madrid, 1943.
196. RÍOS (J. M.^a), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): *Contribución al conocimiento de la zona sub-pirenaica catalana*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. LVI, págs. 339-453. Madrid, 1943.
197. RÍOS (J. M.^a), ALMELA (A.) y GARRIDO (J.): *Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo navarro*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp., núm. 12, págs. 141-164. Madrid, 1944. Núm. 14, págs. 139-197. Madrid, 1945.
198. RODRÍGUEZ MOURELO (J.): *Minerales españoles. Los componentes del cobalto*.—Bol. Min. y Com., año VIII. Madrid, 1905.
199. ROMERO ORTIZ (J.): *Las sales alcalinas de las provincias de Zaragoza y Huesca*.—Bol. Min. y Metal., año VIII, núm. 91, páginas 1187-1290. Madrid, 1924.
- 199 bis. ROMERO ORTIZ (J.): *Los Cobres de Biel (Estudio Petrográfico)*.—Rev. Min., serie C, t. LI. Madrid, 1933.
200. ROMERO ORTIZ (J.): *Un caso particular de aguas fronterizas. El origen del Garona y estudio hidrológico*.—Public. Conf. Sind. Hidrogr. Ebro., t. II, pág. 227. Zaragoza, 1929.
201. ROMERO ORTIZ (J.): *Los filones de galena de Parzán*.—Bol. Of. de Minas y Comb., pág. 1069. Madrid, 1929.
202. ROMERO ORTIZ (J.) y PÉREZ COSSÍO (L.): *Los filones de galena de Bielsa y Parzán*.—Sección de Minas del Ministerio de Fomento. Madrid, 1929.
203. ROUSSEL (J.): *Etude stratigraphique des Pyrénées*.—Bull. Serv. Carte Geol. France, núm. 35. París, 1893.

204. ROUSSEL (J.): *Tableau stratigraphique des Pyrénées*.—Bull. Serv. Carte Géol. France, núm. 97. París, 1904.
205. ROYO Y GÓMEZ (J.): *El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica*.—Com. Inv. Paleont. y Prehist. Mem. núm. 30, 230 páginas. Madrid, 1922.
206. ROYO Y GÓMEZ (J.): *Edad de las formaciones yesíferas del Terciario ibérico*.—Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXVI, págs. 259-279. Madrid, 1926.
207. ROYO Y GÓMEZ (J.): *Los vertebrados del Cretácico español de facies wealdica*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XLVII, págs. 171-176. Madrid, 1926.
208. ROYO Y GÓMEZ (J.): *Tectónica del Terciario continental ibérico*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp., t. XLVII, págs. 129-168. Madrid, 1926.
209. RUBIO (E.) y MESEGUER (J.): *Rocas hipogénicas*.—Mem. Inst. Geológico y Min. de Esp. (Explicación del nuevo Mapa Geológico de España), t. XLI, págs. 1-234. Madrid, 1935.
210. RUTTEN (M. G.): *Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la provincia de Huesca*.—Est. Geol., núm. 25, págs. 19-26. Madrid, 1955.
211. SÁENZ (C.): *Acerca de la extensión superficial de los yesos terciarios en la cuenca del Ebro*.—Publ. Conf. Sind. Hidrogr. Ebro. Conferencia mundial de energía. Sesión en Barcelona, 1929. Sección B, 10 págs. Zaragoza, 1929.
212. SÁENZ (C.): *Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español*.—Publ. Conf. Sind. Hidrogr. Ebro, t. XXXVI, págs. 1-29. Zaragoza, 1931.
213. SÁENZ (C.): *Estructura general de la cuenca del Ebro*.—Est. Geogr., núm. 7, págs. 249-279. Madrid, 1942.
214. SÁENZ (C.): *Notas y datos de estratigrafía española. Interesante puente natural en el Pirineo aragonés*.—Bol. R. Soc. Esp. Historia Nat., t. XLIV, págs. 119-120. Madrid, 1946.
215. SÁENZ (C.): *Datos para el estudio de la Paleogeografía del Jurásico superior y del Cretáceo inferior en el NE. de España*.—Minist. Obras Públicas. Direc. Gen. Obras Hidráulicas. Publ. Asesor. Geol., núm. 1, págs. 5-12. Madrid, 1948.
216. SAINT SAUD (C. D.): *Excursion en Sobrarbe et Ribagorza*.—Bull. Club Alp. de France. Bordeaux, 1883.
217. SAINT SAUD (C. D.): *Quinze jours dans les Pyrénées aragonaises*.—Annales Club Alp. France. París, 1885.
218. SAINT SAUD (C. D.): *Los Pirineos españoles*.—Crónica Científica, t. XIV, pág. 16. Barcelona, 1891.
219. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (M.): *Estudio de las rocas eruptivas de España*.—Mem. Acad. Cienc. Exact., Fis. y Nat. de Madrid. Serie Cienc. Nat., t. VI, 660 págs. Madrid, 1936.
220. SCHMIDT (H.): *Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen*.—Abh.

10101
10101
10121

- Gesselsch. Wiss. Göttingen Math.-Phys. Kl. III F-H. 5, páginas 981-1.065. Berlín, 1931. (Trad. española en Publ. Extr. sobre Geol. de España, t. II, págs. 101-195. Madrid, 1943.)
221. SCHMIDT (M.): *Probleme in der Westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung*.—Assoc. pour l'étude geol. de la Medit. Occ., vol. IV(núm. 3, 55 págs. Barcelona, 1937.
222. SCHRAEDER (F.) y DE MARGERIE (E.): *Aperçu de la structure géologique des Pyrénées*.—Ann. Club Alpin. Franç., vol. XVII. París, 1891.
223. SCHRAEDER (F.) y DE MARGERIE (E.): *Aperçu de la forme et du relief des Pyrénées*.—Ann. Club Alpin. Franç., t. XIX, págs. 432-453. París, 1892.
224. SELZER (G.): *Geologie der südpirenaischen Sierren in Oberaragonien*.—Neues Jahrb. für Min. Pal. und Geol., t. 71, págs. 370-406. Berlín, 1934. (Trad. española por J. M.^a Ríos en Publ. extranjeras sobre Geol. Esp., t. IV, págs. 185-231. Madrid, 1943.)
225. SENEUSE (P.): *Variaciones y clasificaciones de los Hippurites pirenaicos*.—Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 31. Toulouse, 1946.
226. SOLÉ SABARÍS (L.): *Estado actual de nuestros conocimientos sobre los Alpídes españoles*.—Bol. de la Univer. de Granada, t. XIV, págs. 425-465. Granada, 1942.
227. SOLÉ SABARÍS (L.): *La Canal de Berdún*.—Est. Geogr., t. III, páginas 271-318. Madrid, 1942.
228. SOLÉ SABARÍS (L.): *Los Pirineos*.—Edit. Martín, 624 págs. Barcelona, 1951.
229. SOLÉ SABARÍS (L.): *Morfología comparada de los Pirineos y las cordilleras Béticas*.—Mem. R. Acad. Cienc. y Artes de Barcelona, 3.^a época, vol. XXXI, núm. 1, 37 págs. Barcelona, 1952.
230. SOLÉ SABARÍS (L.): *Terrazas cuaternarias deformadas de la cuenca del Ebro*.—Mem. R. Acad. Cienc. de Barcelona, 3.^a época, volumen XXXI, núm. 7, págs. 239-259. Barcelona, 1953.
231. SOLÉ SABARÍS (L.): y LLOPIS LLADÓ (N.): *Relieve y geología de España*.—Geogr. Univ. Vidal de la Blache y L. Gallois, t. IX, 400 págs. Barcelona, 1950.
232. SPITZ (A.): *Die Pyrenäen, in Lichte des Deckentheorie*.—Geol. Rundschau, t. C. Berlín, 1915.
233. STILLE (H.): *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*.—Gebr. Borntraeger. Berlín, 1927.
234. STILLE (H.): *Ueber westmediterrane Gebirgszusammenhänge*.—Abh. vGes. Wiss. Göttingen. Math. Phys. Kl. Bd. XII, núm. 3, 62 págs. Berlín, 1927. (Trad. española por M. San Miguel de la Cámara en Publ. Extr. sobre Geol. de España, t. I, págs. 25-70. Madrid, 1942.)
235. STUART MENTEATH (P. W.): *Pyrenean Geology*.—London, nov. 1903.
236. STUART MENTEATH (P. W.): *La nueva geología de los Pirineos de Aragón*.—Act. y Mem. del Primer Congreso de Prof. Españoles. Zaragoza, 1909.

237. TORRES CAMPOS (A.): *Un viaje al Pirineo*.—Bol. R. Soc. Geog., t. 26, pág. 21. Madrid, 1884.
238. TRUTAT (E.): *Los glaciares de la Maladeta y el Pied de Port*.—Anuaire du Club Alpin Français, pág. 440. Paris, 1876.
239. VARIOS: *Los yacimientos y la minería del cobre en España*.—Instituto Geol. y Min. de España, XVI Congr. Geol. Int. Washington, 1935.
240. VERNEUIL (E. DE): *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*.—Bull. Soc. Géol. de Fr., t. X, págs. 61-148. Paris, 1852.
241. VERNEUIL (E. DE): *Del terreno Cretáceo en España*.—Rev. Min., t. III, págs. 339, 361, 464. Madrid, 1852.
242. VERNEUIL (E. DE): *Terrenps cretáceos de Aragón*.—Rev. Minera, t. IV, págs. 319-321. Madrid, 1853.
243. VERNEUIL (E. DE) y KEYSERLING: *Coupes du versant méridional des Pyrénées*.—Bull. Soc. Géol. Fr., 2.^a serie, t. XVII, pág. 341. París, 1861.
244. VIDAL BOX (C.): *Notas sobre glaciología pirenaica*.—Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat., t. XXXIII, pág. 273. Madrid, 1933.
245. VIDAL (L. M.): *Geología de la provincia de Lérida*.—Bol. Com. Mapa Geol. Esp., t. II, págs. 273-379. Madrid, 1875.
246. VIDAL (L. M.): *Yacimiento de la Aerinita*.—Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., t. IX, págs. 113-121. Madrid, 1882.
247. VIDAL (L. M.): *The iron resources of the World*.—Stockholm, 1910.
248. VIDAL (L. M.) y DEPÉRET (CH.): *Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña*.—Mem. Real Acad. Cienc. y Art. de Barcelona, t. V, págs. 314-347. Barcelona, 1906.
249. WURM (A.): *Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien*.—Zeitsch. d. Deutsch. Geol. Ges. Ges. Bd. 63, págs. 38-175. Berlín, 1911.
250. VIDAL (L. M.): *Geología del Montsech*.—Junta Cienc. Nat. Barcelona, t. II, págs. 115-128. Barcelona, 1917.
251. VITORIA (E.): *Estudio de algunos esquistos bituminosos españoles*. Mem. R. Acad. de Cienc. y Art. de Barcelona, 3.^a época, volumen XVI, núm. 2, pág. 153. Barcelona, 1920.
252. YEGROS (S.): *Apuntes sobre salinas*.—Rev. Minera, t. III, pág. 257. Madrid, 1852.
253. ZIRKEL (F.): *Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen*.—Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges. Bd. XIX, pág. 154. Berlín, 1867.

10151-

10151

4

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

ÍNDICE DE LOCALIDADES

(Referidas a la cuadrícula del mapa)

Abay (B-3).
Abella (F-4).
Abellada (C-4).
Abena (C-4).
Abenilla (C-4).
Abenzas (E-5).
Abi (E-4).
Abiego (D-6).
Abizanda (E-5).
Acin (C-3).
Aciotello (B-1).
Acumuer (C-3).
Aduana (C-2).
Aguas (C-5).
Aguas Tuertas, Bco. de (B-1).
Aguascalas (E-4).
Agüero (B-4).
Aguila (Sierra) (C-5).
Aguilar (E-5).
Aguinaliu (E-6).
Ainelle (C-3).
Ainsa (D-4).
Aisa (B-2).
Alastrué (D-4).
Alastuey (B-3).
Alavés (C-4).
Albate de Cinca (E-8).
Albalatillo (D-8).
Albelda (E-7).
Abella y Jánovas (D-4).
Albero Alto (C-6).
Albero Bajo (C-6).
Alberuela de la Liena (D-6).
Alberuela de Tubo (C-7).
Alboré (Alberca) (B-6).
Alcalá de Gurrea (B-6).
Alcalá del Obispo (C-6).
Alcamadre (D-4).
Alcampel (E-7).
Alcaná (E-7).
Alcanadre (D-8).
Alcolea de Cinca (D-8).
Alcubierre (C-8).
Aldahuesca (D-6).
Aldea de Puy de Cinca (E-5).
Aler (E-6).
Alerre (C-6).
Algayón (E-8).
Alins (F-4).
Alins del Monte (E-6).
Almazorre (D-5).
Almudáfar (E-9).
Almudévar (B-6).
Almunieta (C-7).
Alneto (C-4).
Alquézar (D-5).
Altorricon (E-8).
Allantega (D-8).
Allué (C-4).
Anciles (F-3).
Aneto (F-3).
Angües (D-6).
Anies (B-5).
Ansó (B-2).
Antenza (F-6).
Antillón (D-6).
Anzánigo (B-4).
Apiés (C-5).

- Aquilué (C-4).
Aragón Subordán (rio) (B-2).
Araguás (E-4).
Araguás del Solano (B-3).
Aragüés del Puerto (B-2).
Arasán (F-3).
Arascués (C-5).
Aratorés (B-3).
Arbaniés (C-6).
Arbues (B-3).
Arcusa (D-5).
Ardanué (F-4).
Ardanuy (F-4).
Arén (F-5).
Argavieso (C-6).
Arguis (C-5).
Arguis (Pantano de) (C-5).
Arguisa (C-3).
Ariéstolas (E-7).
Arres (B-3).
Arresa (D-4).
Arro (E-4).
Arroyo (D-6).
Arroyo de Tamarite (E-8).
Arruaba (C-4).
Artaso (B-4).
Artasona (E-6).
Artosilla (C-4).
Arvés (E-5).
Ascara (B-3).
Ascaso (D-4).
Asieso (B-3).
Asín (C-3).
Asín de Broto (D-3).
Aso de Sobremonte (C-3).
Asque (D-5).
Astas (F-3).
Asun (C-3).
Atarés (B-3).
Aulet (F-4).
Aurin (C-3).
Ayerá (C-5).
Ayerbe (B-5).
Ayerbe de Broto (D-3).
Azanúy (E-7).
Azara (D-6).
Azlor (D-6).
Azpe (D-4).
Bacamorta (E-4).
Badaguas (C-3).
Baells (E-7).
Bagüeste (D-5).
Bailo (B-3).
Baiturina (E-6).
Balaitous (C-1).
Baldellou (F-7).
Baliéra (F-4).
Balsa de las Amargas (D-10).
Bálsa Sierra (B-7).
Ballabriga.
Ballerias (D-7).
Ballestar (E-5).
Ballobar (E-9).
Banaguas (B-3).
Banariés (C-6).
Banastas (C-5).
Banastón (E-4).
Bandalies (C-6).
Baños de Panticosa (C-2).
Bara (D15).
Baraguás (C-3).
Baranúy (F-4).
Barbaruéns (E-4).
Barbastro (C-6).
Barbenuta (C-3).
Barbués (C-7).
Barbuñales (D-6).
Barcabo (D-5).
Bargasera (E-3).
Barluanga (C-5).
Barós (B-3).
Barranco de Aguas Tuertas (B-1).
Barranco de Otal (D-2).
Barranco de Valibierna (F-3).
Barrio de Pou (F-5).
Basa (Río) (C-4).
Basal (E) (D-9).
Basalet de Don Juan (D-9).
Basalet (El) (D-9).
Basarán (C-3).
Bastaras (D-5).
Belarra (C-4).
Beleder (E-4).
Belsierre (D-3).

- Belsué (C-5).
 Beluer (E-8).
 Bellestar (C-6).
 Benabarre (E-6).
 Benasque (F-3).
 Benavente de Aragón (E-5).
 Benifons (F-4).
 Bentué de Nocito (C-5).
 Bentué de Rasal (C-5).
 Berbegal (D-7).
 Berbusa (C-3).
 Berdún (Río de) (A-3).
 Berga Basaran (D-3).
 Berganuy (F-5).
 Bergosa (B-3).
 Bernesa (Sierra) (B-2).
 Bernués (B-4).
 Berroy (D-4).
 Bescós (C-4).
 Bescós de Garcipollera (C-3).
 Besians (E-5).
 Bespen (D-6).
 Bestué (D-3).
 Betes (C-3).
 Betesa (F-4).
 Betorz (D-5).
 Bibán (D-4).
 Bibiles (F-4).
 Bielsa (E-3).
 Bierge (D-6).
 Biescas (C-3).
 Binaced (E-8).
 Binacua (B-3).
 Binefar (E-7).
 Binies (B-3).
 Binué (C-3).
 Binueste (D-4).
 Bioscas de Obarra (F-4).
 Bisaurin (Puerto) (B-2).
 Bisaurre (F-4).
 Biscarrués (B-5).
 Blecua (C-6).
 Blescas (E-4).
 Bolea (B-5).
 Boltaña (D-4).
 Bonansa (F-4).
 Bono (F-3).
 Borau (B-3).
 Borrastre (D-4).
 Borres (C-3).
 Botaya (B-4).
 Broto (D-3).
 Búbal (C-2).
 Buera (D-6).
 Buerbao.
 Buesca (D-3).
 Buetas (E-4).
 Buirra (F-4).
 Buisan (D-3).
 Bujaruelo (D-2).
 Buñales (C-6).
 Burceat (D-6).
 Burgasé (D-3).
 Buyelgas (F-4).
 Caballera (E-4).
 Caballera (Sierra) (B-5).
 Cailgosa (E-4).
 Cajigar (F-6).
 Cajigar (F-5).
 Cajol (D-3).
 Caladrones (F-6).
 Calasanz (E-6).
 Calvera (F-4).
 Callen (C-7).
 Campanal de Izas (C-2).
 Campanué (E-4).
 Campo (E-4).
 Campodarbe (D-4).
 Campol (D-4).
 Camporrells (F-7).
 Camporrotuno (E-4).
 Canardo (D-4).
 Cancer (E-6).
 Candasnos (D-9).
 Canfranc (B-2).
 Caniás (B-3).
 Canteras de Alano (B-2).
 Capdesaso (D-7).
 Capella (E-5).
 Cartirana (C-3).
 Carrasquero (F-5).
 Castarnés (F-4).
 Castellazó (D-5).
 Castejón de Sobrarbe (D-5).

- Casas de Bergues (D-3).
Casbas de Huescas (D-6).
Casbas de Jaca (C-3).
Castanesa (F-4).
Castarlenas (E-6).
Caserras del Castillo (F-6).
Castejón de Arbaniés (C-6).
Castejón de Monegros (C-9).
Castejón de Sos (F-3).
Castejón del Puente (E-7).
Castelflorite (D-8).
Castellar (D-3).
Castiello de Jaca (B-3).
Castigaleu (F-5).
Castilsabás (C-5).
Castillazuelo (D-6).
Castillo de Fantova (E-5).
Castillo de Guarda (C-4).
Castillo del Plá (E-6).
Castillo Mayor.
Castillonroy (F-7).
Castrocid (F-4).
Cenarbe (C-3).
Centenera (E-5).
Centenero (B-4).
Cerésola (C-4).
Ceresuelo (D-3).
Certe (F-3).
Cilindro de Marboré (D-2).
Cillas (C-3).
Cinca (Pantano (E-3).
Circo de Armeña (E-3).
Circo de Barrosa (E-2).
Circo de Ordesa (D-3).
Cirés (F-4).
Ciscar (F-6).
Clamosa (E-5).
Claravalls (F-5).
Cofita (E-7).
Col de Sobé (C-2).
Col de Tendeñera (D-2).
Colachoa (F-5).
Colungo (D-5).
Coll de Eristé (E-3).
Coll de las Coronas.
Coll de Sahún (E-3).
Colls (F-5).
Coma Carina (E-4).
Conchel (D-7).
Cornudella (F-5).
Cortillas (C-3).
Coscojuela de Fantova (E-6).
Coscojuela de Sobrarbe (E-4).
Coscollano (C-5).
Costeán (E-6).
Cotatuero (D-3).
Cotiella (E-3).
Cregenzan (D-6).
Crestas de Tordiellas (B-2).
Cuarte (C-6).
Cuatrocorz (E-7).
Cuellos de Lenito (Sierra) (B-2).
Chalamera (E-8).
Chía (E-3).
Chimillas (C-6).
Chioluco (C-5).
Chiriveta (F-6).
Chiro (F-5).
Chisagües (E-3).
Denuy (F-4).
Descargador (D-2).
Dos (F-4).
Egea (E-4).
Embalse de la Plana (D-10).
Embún (B-3).
Ena (B-4).
Ena (D-4).
Enate (E-6).
Erasué (F-3).
Erdao (E-5).
Erés (B-5).
Eripol (D-5).
Eristé (F-3).
Escalona (D-4).
Escané (F-4).
Escanilla (E-5).
Escarilla (C-2).
Escartín (C-3).
Escuain (D-3).
Escuer (C-3).
Esdolomada (F-5).
Esera (F-3).
Espés (F-5).
Espés Alto (F-4).

- | | |
|------------------------------|---------------------------|
| Espierre (C-3). | Gabás (F-4). |
| Espierba (E-3). | Gabasa (E-6). |
| Espín (C-4). | Gabieta (D-2). |
| Espluga (E-4). | Gallistué (D-3). |
| Esplús (E-8). | Gavarnie (D-2). |
| Esposa (B-3). | Gavin (C-3). |
| Espuëndolas (C-3). | Gerbe y Grietal (E-4). |
| Esquedas (B-5). | Geré (D-3). |
| Estada (E-6). | Gésera (C-4). |
| Estadilla (E-6). | Ginaste (F-4). |
| Estall (F-6). | Ginuabel (D-4). |
| Estallo (C-4). | Giral (D-4). |
| Estanque Grande (F-6). | Gistain (E-3). |
| Estaña (F-6). | Gracionepel (C-3). |
| Estarrón (B-2). | Grado (El) (E-6). |
| Estet (F-3). | Grado (El) (D-4). |
| Estiche (D-8). | Grasa (C-4). |
| Estiva (Sierra) (B-2). | Gratal (Sierra) (C-5). |
| Estopiñán (F-7). | Graus (E-5). |
| Fablo (D-4). | Grietal (E-4). |
| Facha (C-2). | Grustan (E-5). |
| Fago (A-2). | Grañén (C-7). |
| Fanillo (C-4). | Guara (Sierra) (C-5). |
| Fanto (D-3). | Guardia (E-6). |
| Fañanas (C-6). | Guarga (D-4). |
| Fenillosa (C-4). | Guart (F-6). |
| Fet (F-6). | Guasa (C-3). |
| Finestras (F-7). | Guasillo (B-3). |
| Fiscal (D-4). | Guaso (D-4). |
| Fonchanina (F-3). | Guatizalema (D-7). |
| Fonz (E-6). | Güel (F-5). |
| Foradada de Toscar (E-4). | Guilluet (D-4). |
| Forcat (F-3). | Gurrea del Gállego (B-6). |
| Formigales (E-5). | Hecho (B-2). |
| Fornillos (D-5). | Hospitaled (D-5). |
| Forquello (Sierra de) (B-2). | Hostal de Ipiés (C-4). |
| Fraella (C-7). | Hoz de Barbastro (D-6). |
| Fraga (E-9). | Hoz de Jaca (C-2). |
| Frajen (D-3). | Huerta de Vero (D-6). |
| Frauca (C-3). | Huertalo (B-3). |
| Frondelta. | Huerto (D-7). |
| Frontiñán (D-5). | Huerrios (C-6). |
| Fuentedecampo (E-4). | Humo (El) (E-4). |
| Fumanal. | Humo (E-5). |
| Gabardiella (Sierra) (C-5). | Ibieca (C-6). |
| Gabardilla (D-4). | Ibirque (C-5). |
| Gabarret (F-4). | Ibón (B-1). |

Ibón bajo del Pecico (C-2).
Ibón de Campo Plano (C-2).
Ibón de Asnos (C-2).
Ibón de Bernatuara (D-2).
Ibón de Campo (C-2).
Ibón de Catieras (D-2).
Ibón de Escalar (C-2).
Ibón de Estanés (B-2).
Ibón de Ip (C-2).
Ibón de Lapazosa (D-2).
Ibón de Respomuso (C-2).
Ibón de Saman (C-2).
Ibón de Socobos (C-2).
Ibón de los Baños (C-2).
Ibón superior de Bramatuero (D-2).
Ibón superior de Brazato (C-2).
Ibones altos de Bratazo (D-2).
Ibones de Pondiellos (C-2).
Ibones del Arriel (C-2).
Ibort (C-4).
Igríes (C-5).
Iguaocel (C-3).
Ilche (D-7).
Ipas (C-3).
Iriste (B-4).
Isclés (F-5).
Isuela (C-8).
Isún de Basa (C-3).
Jabarillo (B-5).
Jabierre (E-5).
Jaca (B-3).
Jaganta (F-7).
Jánovas (D-4).
Jarabella (C-4).
Jarlata (C-3).
Jasa (B-2).
Javierre (D-4).
Javierre del Obispo (C-3).
Javierregay (B-3).
Javierrelatre (B-4).
Junzano (D-6).
Juseu (E-6).
La Almunia de Romeral (C-5).
La Almunia de San Juan (E-7).
La Atiart (E-4).
La Cabezónada.
La Cartuja (C-8).
La Corona (E-4).
La Laguna (D-8).
La Lecina (E-4).
La Lecina (D-4).
La Luera (E-4).
La Masadera (D-8).
La Mora de Montañana (F-5).
La Muera (E-4).
La Munia (D-2).
La Muria (F-4).
La Pardina (D-5).
La Pardina (E-4).
La Paúl (B-6).
La Paúl (E-5).
La Plana (E-4).
La Puebla de Castro (E-6).
La Puebla de Fantova (E-5).
La Puebla del Mon (E-6).
La Puebla de Roda (F-5).
La Sierra (E-5).
La Sosa (E-6).
La Torrecilla (D-4).
La Tuca Blanca (F-3).
La Valle (D-4).
Las Almunias.
Las Bellostas (D-4).
Las Casas (C-6).
Las Ferraturas (C-2).
Las Tajeras (B-1).
Las Tres Marías (D-3).
Las Tres Sorores (D-2).
Las Vilas de Turbón (F-4).
Labata (D-5).
Labuerda (D-4).
Laclamor (D-7).
Laclamor (D-8).
Lacort (D-4).
Lacuadrada (D-7).
Lago de Literola (F-2).
Lago de Llesas (F-3).
Lago de Pineta (D-2).
Lago de Urdiseto (E-3).
Lago de la Munia (E-2).
L. Gregüeña (F-3).
Laguarres (E-5).
Laguarta (D-4).

- Lagunas de Riobueno (F-3).
 Lagunarrota (D-7).
 Laluega (D-6).
 Lalueza (C-7).
 Lamata (E-5).
 Lanaja (C-8).
 Lanave (C-4).
 Lanuza (C-2).
 Lapenilla (E-5).
 Laperdiguera (D-7).
 Lardies (D-4).
 Larés (C-3).
 Larués (B-3).
 Larrede (C-3).
 Larres (C-3).
 Larrosa (C-3).
 Lasaosa (C-4).
 Lascambras (E-4).
 Lascellas (D-6).
 Lascorz (E-4).
 Lascuarre (F-5).
 Lasieso (C-4).
 Laspaules (F-4).
 Laspuña (E-4).
 Lastanosa (D-7).
 Latas (C-3).
 Latorre (E-4).
 Latre (C-4).
 Lavelilla (D-4).
 Lecina (D-5).
 Leres de Guarga (Castillo) (C-4).
 Leserín (Pte.) (B-2).
 Letrás (C-4).
 Lierta (C-5).
 Liesa (C-6).
 Ligüerre de Ara (D-4).
 Ligüerre de Cinca (E-5).
 Linás de Broto (D-3).
 Linás de Marcuello (B-5).
 Litera (F-6).
 Liti (F-3).
 Llasó (D-5).
 Loarre (B-5).
 Loporzano (C-6).
 Los Molinos (E-4).
 Los Posets.
 Losanglis (B-5).
 Loscertales (C-5).
 Loscorrales (B-5).
 Lubierre (B-2).
 Luesia (Sierra de) (B-3).
 Luján (E-4).
 Lupiñén (B-5).
 Lusera (C-5).
 Luzás (F-6).
 Macizo de Vignemale (D-2).
 Majones (A-2).
 Majones (A-3).
 Maladeta (F-3).
 Maltó (Sierra) (B-2).
 Mallo Blanco (B-1).
 Marcén (C-7).
 Martés (A-3).
 Martillué (C-3).
 Matidero (D-4).
 Matriz (C-4).
 Mediano (E-5).
 Merli (F-4).
 Mesa de los Tres Reyes (B-1).
 Ministerio (E-4).
 Mipanas (E-5).
 Miralsot de Abajo (E-9).
 Miralsot de Arriba (E-9).
 Miz (D-4).
 Molinos (C-6).
 Molino de Villobas (C-4).
 Mon (El). (E-5).
 Mondot (D-5).
 Monegros (C-7).
 Monesma (D-7).
 Monesma de Benabarre (F-5).
 Monfalcó (F-7).
 Monflorite (C-6).
 Mongay (F-6).
 Mont de Roda (F-5).
 Montañana (F-6).
 Montanuy (F-4).
 Montaruedo (E-5).
 Monte Fornos (E-3).
 Monte Perdido (D-2).
 Monte Salariaña (A-2).
 Montes Malditos (F-3).
 Montesa (D-6).
 Montmesa (B-6).

- Monzón (E-7).
Morens (F-4).
Morilla (D-7).
Morillo de Llena (E-4).
Morillo de Monclús (E-4).
Morillo de San Pietro (D-4).
Moro (B-4).
Morrano (D-5).
Murillo de Tou (E-4).
Muro.
Muro de Bellas (D-4).
Muro de Roda (E-4).
Nacha (F-7).
Naval (E-5).
Navarri (E-4).
Navasa (C-3).
Navasilla.
Naya (Pantano de la) (B-5).
Neales (F-4).
Neril (F-3).
Nerín (D-3).
Nocellas (E-4).
Nocito (C-5).
Noguera (F-6).
Norcat (D-4).
Novales (C-6).
Novalla (B-5).
Noves (B-3).
Nuevo (C-5).
Nuestra Señora de Foces (C-6).
Ola (C-6).
Oliván (C-3).
Olson (D-5).
Olvena (E-6).
Oncins (E-4).
Ontiñena (D-8).
Orante (C-3).
Ordesa (Circo de) (D-3).
Ordovés (C-4).
Orna de Gállego (C-4).
Orós Altos (C-3).
Orós Bajos (C-3).
Ortilla (B-6).
Orús (C-4).
Osan (C-4).
Osia (B-4).
Osso (E-9).
Otal (C-3).
Otal (Bco. de) (D-2).
Otin (D-5).
Oto (D-3).
Pala de Montinico (E-3).
Pala de la Horca de Lamayor (C-2).
Palo (E-5).
Pallaruelo de Monegros (C-8).
Pallerol (F-4).
Panal de Llisat (E-3).
Panillo (E-5).
Pano (E-5).
Pantano de la Peña (B-4).
Panticosa (C-2).
Pardina de Buesa (C-4).
Pardina de Ubieto (C-5).
Pardinella (F-4).
Pardinilla (C-3).
Parque Nacional de Ordesa (D-3).
Parzán (E-3).
Paso de la Escalette (F-2).
Paso de los Caballos (E-3).
Paternoy (B-4).
Paules (D-5).
Pedruelo (D-5).
Pelegrión (E-7).
Peña Blanca (F-2).
Peña Collarada.
Peña Ezcaurri (B-1).
Peña Foradada (C-2).
Peña Madrid (E-4).
Peña Montañesa (E-4).
Peña de Aguarri (B-2).
Peña de Hoz (C-2).
Peña de Sin (E-3).
Peña del Mediodía (E-3).
Peña del Solano (E-3).
Peña del Tobaso.
Peña Oroel (B-3).
Peña Telera (C-2).
Peñalba (D-9).
Peralta de Alcofea (D-7).
Peralta de la Sal (E-7).
Peraltilla (D-6).
Perarrua (E-5).
Permisán (D-7).
Pertusa (D-7).

- Petraricha (B-1).
 Pico Baciero (E-4).
 Pico Bachimala (E-2).
 Pico Basibé (F-3).
 Pico Blanco (D-2).
 Pico Castanesa (F-3).
 Pico de Aguas Pasas (F-2).
 Pico de Anayeta (C-2).
 Pico de Aneto (F-3).
 Pico de Arriste (B-1).
 Pico de Astos (F-3).
 Pico de Bacias (C-2).
 Pico de Bagueñola (E-3).
 Pico de Batoa (E-2).
 Pico de Certer o Cerler (F-3).
 Pico de Claravide.
 Pico de Colivilla (C-2).
 Pico de Estats (F-3).
 Pico de Lary (D-2).
 Pico de Lourdes (D-2).
 Pico de Oo (D-2).
 Pico de Peramo (F-3).
 Pico de Sacrous (F-2).
 Pico de Salcorz (E-2).
 Pico de Soques (C-2).
 Pico de Tendeñera (C-2).
 Pico de Urdiseto (E-2).
 Pico de Valibierna (F-3).
 Pico de las Luseras (D-2).
 Pico del Arriel (C-1).
 Pico Fechan (F-3).
 Pico Gabieto (D-2).
 Pico Gallinero (F-3).
 Pico Lardana (F-3).
 Pico Los Negros (F-3).
 Pico Malpás (F-2).
 Pico Ordise (D-2).
 Pico Petarde (E-2).
 Pico Troumouse (D-2).
 Picos del Infierno (C-2).
 Pinaré (B-1).
 Piedramorrera (B-5).
 Piedrafita de Jaca (C-2).
 Piétrola (Sierra) (B12).
 Pilzan (F-6).
 Piracés (C-6).
 Plan (E-3).
 Plan de Lary (D-2).
 Planillo (D-4).
 Planpalacios (E-4).
 Plasencia del Monte (B-5).
 Pociello (E-5).
 Poliñino (C-7).
 Pomar (D-7).
 Pomponillo (C-6).
 Ponzano (D-6).
 Ponzano (D-5).
 Posado (E-4).
 Pozán de Vero (D-6).
 Puente de los Navarros (D-3).
 Puente de Montaña (F-6).
 Puente de Ordiso (D-2).
 Puente de Sabinánigo (C-3).
 Puerta de Santa María (D-4).
 Puerto de Aguas Groses (E-2).
 Puerto de Benasque (F-2).
 Puerto de Bielsa (E-2).
 Puerto de Bujaruelo (D-2).
 Puerto de Gistain (E-2).
 Puerto de la Madera (E-2).
 Puerto de Mulos (D-2).
 Puerto de Otal (D-2).
 Puerto de Palo (B-1).
 Puerto de la Pez (E-2).
 Puerto Fenás (D-2).
 Puerto Petragema (B-1).
 Puerto Viejo (E-2).
 Puértolas (D-3).
 Pueyo (El) (D-4).
 Pueyo de Araguás (El) (E-4).
 Pueyo de Fañanas (C-6).
 Pueyo de Jaca (El) (C-2).
 Pueyo de Marguillén (E-6).
 Pueyo de Santa Cruz (E-7).
 Puibolea (C-5).
 Puimolar (F-5).
 Punta Alta (E-3).
 Punta de Arazas (D-3).
 Punta Llerga (E-3).
 Punta de Muro (D-4).
 Punta Suelza (E-3).
 Purroy de la Solana (F-6).
 Puy de Cinca (E-5).
 Puyarruego (D-3).

Puyol (F-5).
 Puyuelo (D-4).
 Quimboa (B-1).
 Quincena (C-6).
 Quinzano (B-5).
 Radiquero (D-5).
 Ralúy (F-4).
 Ramastué.
 Rañín (E-4).
 Rapún (C-4).
 Rasal (B-4).
 Rediello (E-5).
 Renanué (F-4).
 Ribagorzana (F-3).
 Ribera (F-4).
 Riel (B-5).
 Riglos (B-4).
 Riguela (F-5).
 Rivera de Vall (F-5).
 Robres (C-7).
 Rocafort (E-7).
 Roda de Isábena (F-5).
 Rodellar (D-5).
 Rosico (E-5).
 Roya (Canal) (C-2).
 Sabayés (C-5).
 Sabiñánigo (C-3).
 Sagarillo (C-5).
 Sagarras Bajas (F-6).
 Sahún (E-3).
 Salarús (D-2).
 Salas Altas (D-6).
 Salas Bajas (D-6).
 Salillas (C-7).
 Salinas de Hoz (D-6).
 Salinas de Jaca (B-4).
 Salinas de Trillo (E-5).
 Sallent de Gállego (C-2).
 Samper (E-4).
 San Esteban (C-4).
 San Esteban de Litera (E-7).
 San Esteban del Mall (F-5).
 San Felices (D-4).
 San Felices (B-4).
 San Felices (D-4).
 San Feliú (F-4).
 San Juan (E-4).
 San Juan de Plan (E-3).
 San Juan de la Peña (Sierra) (B-3).
 San Julián de Banzo (C-5).
 San Julián de Baza (C-4).
 San Juste (D-4).
 San Lorenzo (F-5).
 San Lorien (E-4).
 San Martín (F-4).
 San Pelegrin (D-5).
 San Román de Baza (C-4).
 San Valero (F-4).
 San Vicente (C-4).
 San Vicente (D-4).
 Sangarrón (C-6).
 Sancho Colona (C-2).
 Sandiás (C-4).
 Sandiniés (C-2).
 Santa Cilia (D-5).
 Santa Cilia de Jaca (B-3).
 Santa Creu (E-5).
 Santa Cruz de la Seros (B-3).
 Santa Engracia (B-5).
 Santa Engracia (B-3).
 Santa Eulalia la Mayor (C-5).
 Santa Eulalia de la Peña (C-5).
 Santa Lecina (D-8).
 Santa Liestra y San Quilez (E-5).
 Santa María (B-4).
 Santa María (D-3).
 Santa María de Belsué (C-5).
 Santa María de Belsué (Puerto)
 (C-5).
 Santa María de Buil (D-4).
 Santa María Lanuez (D-5).
 Santa Olaria (D-4).
 Santorreus (F-4).
 Saravillo (E-3).
 Sardas (C-3).
 Sariñena (D-8).
 Sarsa de Surta (D-5).
 Sarsamarcuello (B-5).
 Sarrato (D-4).
 Sarvisé (D-3).
 Sasa (C-3).
 Sasa de Abadiado (C-5).
 Sasal (C-3).
 Sasé (D-3).

-10121.101-

- Satué (C-3).
- Secastilla (E-5).
- Secorúm (D-4).
- Selgua (D-7).
- Seira (E-4).
- Semolué (D-3).
- Sena (D-8).
- Senegüé y Sorripas ((C-3).
- Senés de Alcubierre (C-7).
- Senzo (E-4).
- Señés (E-3).
- Señino (F-4).
- Sercué (D-3).
- Serué (C-4).
- Serveto (E-3).
- Serraduy (F-5).
- Serrate (F-4).
- Sesa (C-7).
- Sestrales (D-3).
- Sesué (E-3).
- Sierra de Arangol (D-5).
- Sierra de Alcubierre (C-8).
- Sierra de Balces.
- Sierra de Custodia (D-3).
- Sierra de Chía (E-3).
- Sierra de Espierba (E-3).
- Sierra de Lanaja (C-8).
- Sierra de Mongay (F-6).
- Sierra de Sabinos (F-6).
- Sierra de Sis (F-4).
- Sierra de las Cutas.
- Sierra de las Suoas (D-3).
- Sierra del Galardón (D-4).
- Sierra Bolave (D-3).
- Sierra Longa (B-1).
- Sierra Negra (F-3).
- Sierra Román (D-5).
- Sieso de Huesca (D-6).
- Sieso de Jaca (B-4).
- Sieste (D-4).
- Siétamo (C-6).
- Silves (D-4).
- Sin y Salinas (E-3).
- Sinués (B-3).
- Sipan (C-5).
- Siresa (B-2).
- Sobás (C-4).
- Sobrecastell (F-5).
- Solanilla (C-4).
- Soler (El) (E-5).
- Solipueyo (E-4).
- Soliva (F-5).
- Soliveta (F-5).
- Somanés (B-3).
- Som de Ramond (D-3).
- Sopeirá (F-5).
- Soperún (F-5).
- Soriana (F-7).
- Sorripas (C-3).
- Sos (F-3).
- Soto (E-4).
- Sotón (B-5).
- Subordan (B-1).
- Suelves (D-5).
- Suerri (F-5).
- Suils (F-3).
- Susin (C-3).
- Tabernas de Isuela (C-6).
- Tamarite de Litera (E-7).
- Tardienta (B-7).
- Tella (E-3).
- Tendeñera (Col de) (D-2).
- Tierrantona (E-4).
- Tierz (C-6).
- Toledo de Lanata (E-4).
- Tolva (F-6).
- Toradilla (E-8).
- Tores de Montes (C-6).
- Torla (D-3).
- Tormillo (El) (D-7).
- Tormos (Embalse de) (B-6).
- Toruella (E-5).
- Torralba de Aragón (C-7).
- Torre de Baró (F-6).
- Torre de Buirá (F-4).
- Torre de Esera (E-5).
- Torre de Obato (E-5).
- Torre la Rivera (F-4).
- Torrelabad (E-5).
- Torrelisa (E-4).
- Torrenta de Cinca (E-10).
- Torres de Alcanadre (D-7).
- Torres de Barbués (C-7).
- Torres del Obispo (E-6).

Torrolluala del Obico (D-4).
Torruéllola de la Plana (D-4).
Tramacastilla de Tena (C-2).
Tramaced (C-7).
Traserra (F-5).
Tres Bogas (E-2).
Tricas (D-4).
Trillo (E-5).
Troncedo (E-5).
Tuca de San Miguel (D-3).
Tuca del Mont.
Tuqueta Blanca (F-3).
Turbón (El) (F-5).
Ubierno (E-6).
Ulle (C-3).
Urdiseto (E-2).
Urdués (B-2).
Urmella (F-3).
Urriales (D-4).
Useo (C-5).
Usón (C-7).
Valcarca (E-7).
Valfarta (D-9).
Valle de Bardagi (E-4).
Valle de Lierp (E-4).
Valle de Pineta (D-3).
Vallibierna (Bco. de) (F-3).
Velillas (C-6).
Velilla de Cinca (E-9).
Veral (B-1).
Veri (F-4).
Viacamp y Litera (F-6).
Vicién (C-6).
Vieja (D-8).
Vignemale (D-2).
Vilaplana (F-4).
Villacampa (C-4).
Villacarli (F-4).
Villalangua (B-4).
Villamana (D-4).
Villanova (E-3).
Villanovilla (C-3).
Villanuá (B-2).
Villanueva de Sigena (D-8).
Villarreal de la Canal (A-3).
Villarrué (F-4).
Villobas (C-4).
Vió (D-3).
Violada (Canal de la) (B-6).
Visalibons (F-4).
Viu (D-3).
Viu (E-4).
Yaba (D-3).
Yaga (E-3).
Yebra de Basa (C-4).
Yéqueda (C-5).
Yésero (C-3).
Yéspola (C-4).
Yeste (B-4).
Yosa (D-3).
Yosa de Garcipollera (C-3).
Yosa de Sobrantes (C-3).
Zaidin (E-9).
Zaidin (Paridera) (E-9).
Zurita (E-7).
Zuriza (C. de Carabineros) (B-1).