



IGME

23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

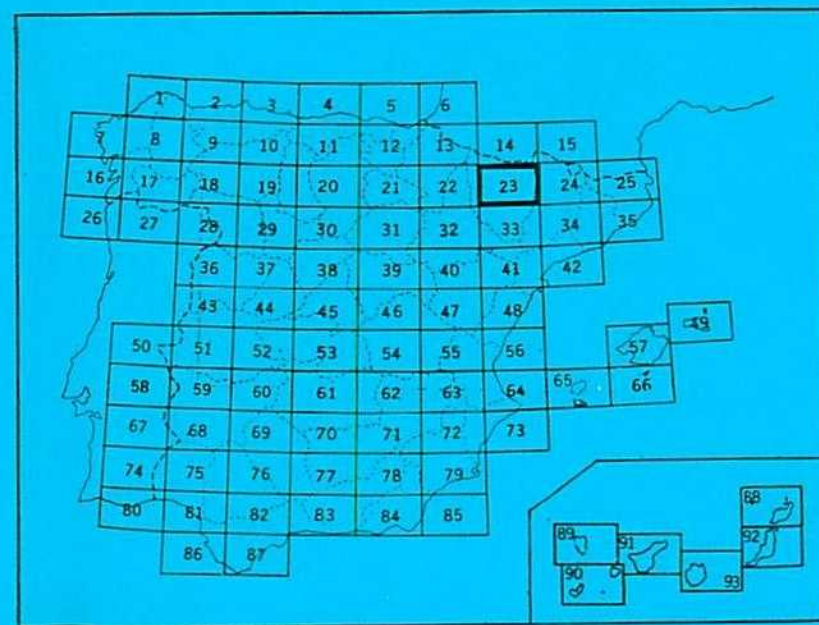
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

HUESCA

Primera edición

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



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

HUESCA

Primera edición

Esta Memoria ha sido redactada por ORIOL RIBA en colaboración con C. PUIGDEFABREGAS, M. SOLER, A. MALDONADO, C. MARTÍ, A. GARRIDO, (Instituto «Jaime Almera», C.S.I.C., Barcelona) y la División de Geología del IGME.

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Editado

por el

Departamento de Publicaciones
del

Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 3.456 - 1972

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

Dentro de la presente hoja y desde el punto de vista geológico, aparecen bien distintas las siguientes unidades geológicas del Pirineo y Depresión terciaria del Ebro (SOLE SABARIS, 1952):

1. El «Pirineo Axial», que se extiende en el sector Nordoriental de la Hoja número 23; constituido por materiales hercinianos: la serie paleozoica, los batolitos graníticos y sus respectivas aureolas metamórficas; el metamorfismo profundo.
2. La «cobertera mesocenoica del Pirineo Axial». La cual forma un abrupto morfológico y tectónico, constituyendo las llamadas «Sierras Interiores» o «Sierras marginales», afectada por una tectónica en escamas y mantos reducidos de corrimiento.
3. «Depresión media», constituida por materiales terciarios relativamente blandos, y surcados por los valles de los rios Aragón, Guarga, Ara, Basa, etcétera. En ella podemos distinguir las siguientes subunidades:
 - 3a. Zona septentrional, ocupada por el Flysch.
 - 3b. Zona de la «Canal de Berdún», valle de Fiscal, Boltaña-Ainsa y Roda de Isábena, ocupada por las margas del Eoceno, predominantemente.
 - 3c. «Sinclinorio del Guarga», zona morfológicamente menos deprimida que la anterior, y ocupada por el Terciario continental, con masas importantes de conglomerados (San Juan de la Peña, Peña Oroel, Sierra de Cancias, Santa María de Buil, etc.).

4. «Las Sierras Exteriores», también llamadas «Sierras subpirenaicas oscenses» o «Zona de las Sierras marginales». Conjunto montañoso constituido por la serie mesozoica (Keuper y Cretácico Superior), además de las «calizas de Alveolinas» y margas eocenas. Forman un rosario de macizos (Sierras de Loarre, Caballera, Gabardiella, de Gratal, de Guara, de Balces), al cual se puede añadir el anticlinal de Boltaña.
5. La «Depresión terciaria del Ebro»; situada en la parte más meridional de la Hoja, la cual está constituida por el Terciario Continental: Oligoceno y Mioceno.

Es preciso hacer constar, con el fin de evitar repeticiones, que algunas partes de la presente Memoria son síntesis de algunos trabajos inéditos o en curso de publicación de algunos de los colaboradores de la misma. La parte correspondiente a las unidades «Cobertera meso-cenozoica», a excepción de la zona al E. del Esera, y la «Depresión media» se deben a MIGUEL SOLER SAMPERE y ALBERTO GARRIDO; el Cuaternario de la Canal de Berdún se debe a CARLOS MARTI BONO; el Terciario del «Sinclinorio del Guarga se debe a CAYO PUIGDEFABREGAS, así como parte de las Sierras exteriores oscenses y algunos aspectos de la «Depresión terciaria del Ebro». De esta última también se han ocupado J. VILLENA y O. RIBA.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. PALEOZOICO

2.1.1 Cámbrico-Ordovícico

Los materiales más antiguos que afloran en esta Hoja son de edad Pre-Silúrico (MEY, P. H. W., 1968). Están constituidos por una alternancia monótona, no fosilífera, principalmente de pizarras, localmente filíticas, con numerosas bandas de cuarcitas, aflorando en la esquina NE. de la Hoja, inmediatamente al S. del macizo granodiorítico de La Madaleta.

Los afloramientos en la parte alta del Valle de Baliera son generalmente pequeños y mal expuestos. El intenso plegamiento hace difícil establecer la secuencia estratigráfica. Para la parte superior de la serie, P. H. W. MEY (1967) da un corte detallado en la parte alta del Valle de Baliera, que puede ser correlacionada con una sucesión similar en el Valle del Segre (Hoja número 24), de edad Cámbrico-Ordovícico (Fig. 2.1.1-1.). Una sucesión comparable ha sido observada localmente en la parte alta de Muro y Payasos Domo. Conglomerados con cantos principalmente de cuarcita, no se han encontrado en esta zona. No han sido depositados, o bien, la erosión no ha actuado lo suficientemente como para que afloren en superficie. La ausencia de los conglomerados y el intenso

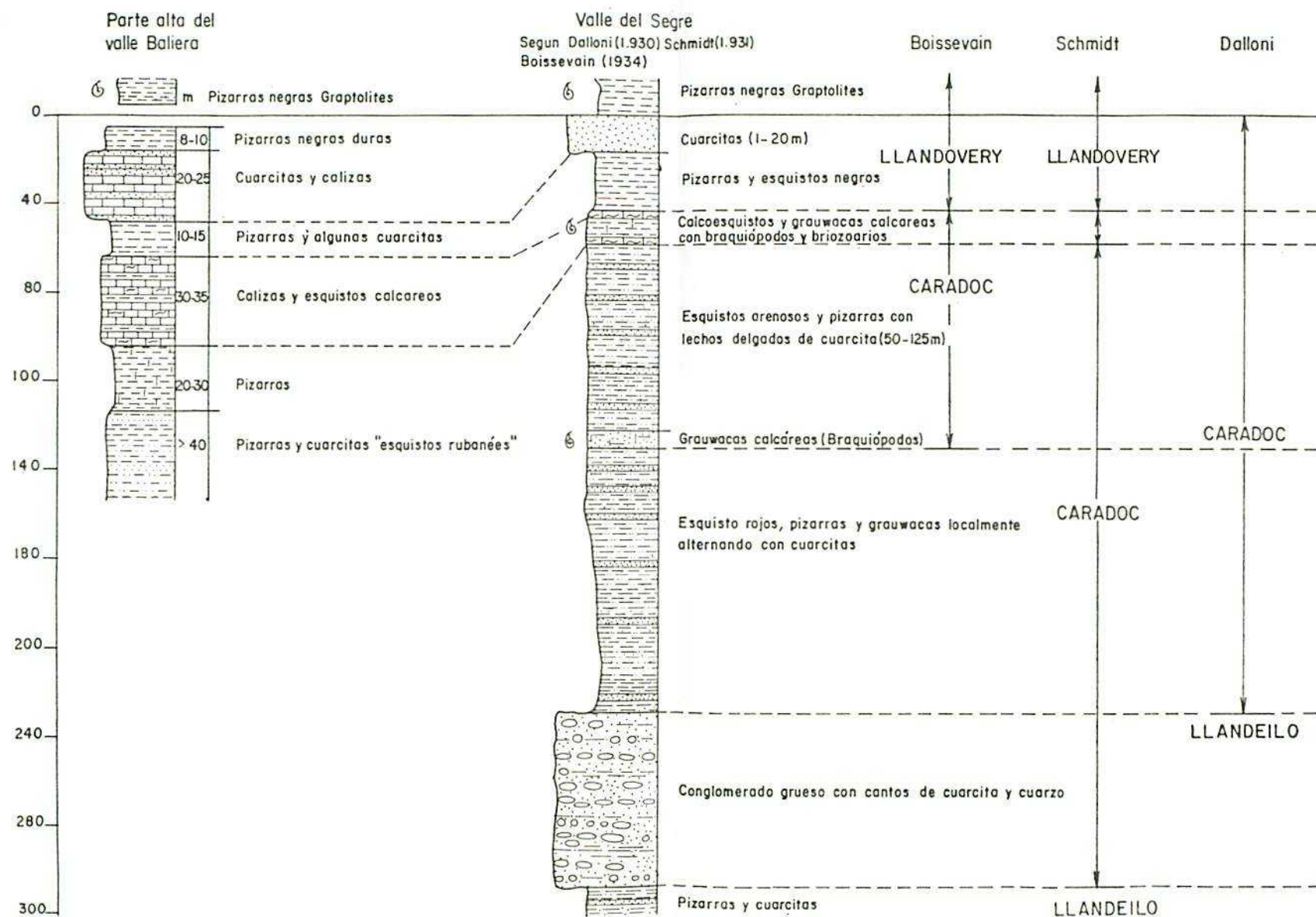


Fig. 2.1.1.-1.—Sección del Ordovícico Superior, tomada en el Valle Baliera, comparado con una sección esquemática en el Valle del Segre

plegamiento, hace que la estimación del espesor, una centena de metros, sea poco precisa.

La mayor parte de los afloramientos Cámbrico-Ordovícicos están constituidos por una serie típica varvada, «esquistos rojizos», que en otras áreas del Pirineo es característica de la secuencia que se localiza debajo del conglomerado. Las pizarras más o menos filíticas pueden ser limosas o localmente algo arenosas, especialmente cuando alternan con cuarcitas. En la parte más baja de la serie varvada, alrededor de las 2/3 a las 3/4 partes de los materiales, consisten en lutitas y el resto de areniscas finamente seleccionadas. El espesor de estas capas alternantes varía de 1 mm. a 3 cm.

2.1.2 Silúrico

Constituye el horizonte mejor datado y el más uniformemente desarrollado en los Pirineos.

Está constituido fundamentalmente por pizarras y esquistos carbonosos, que en su parte superior contienen intercalaciones en lechos delgados, de calizas oscuras. Las pizarras y localmente las calizas, frecuentemente contienen graptolites (principalmente *monograptus*), y las calizas contienen orthocerátidos, *Cardiola interrupta* y crinoides. En esta Hoja los graptolites son raros y se encuentran frecuentemente tectonizados, por lo que resulta difícil su reconocimiento; los orthocerátidos están frecuentemente presentes.

En el área de Sierra Negra, DALLONI (1910) recogió los siguientes graptolites: *Monograptus priodon*, BRONN; *M. sedgwickii*, BARR; *M. spiralis*, HISINGER; *M. becki*, BARR; *M. convolutus*, HIS; *M. Helli*, BARR, y *M. nilsonni*, BARR.

Los fósiles descubiertos en todo el Pirineo indican que las pizarras oscuras y las calizas con orthoceras, abarcan desde el Llandovery Medio al Ludlow Superior. (DALLONI, 1910, 1930; SCHMIDT, 1931; KEIZER, 1954; DESTOMBES, 1953).

El espesor de las pizarras carbonosas a veces diapíricamente intruidas, es difícil de evaluar, pero en el área de Sierra Negra tienen un espesor probable que oscila entre 50 y 100 metros.

2.1.3 Devónico

Después del bien datado y uniformemente desarrollado horizonte Silúrico, el Devónico Inferior no comienza con iguales características en todas las áreas de esta zona. A menudo parece existir una discontinuidad entre el Devónico y el Silúrico, pero no hay evidencia bioestratigráfica que sostenga la suposición de un hiatus estratigráfico.

La reciente literatura sobre la geología de los Pirineos indica una división en varias facies, que puede ser reconocida en áreas distintas (MEY, 1967). En todas estas áreas el Devónico y Carbonífero Inferior tienen un desarrollo uni-

formemente característico, pero hay a menudo una marcada diferencia entre ellos. Estas áreas están normalmente separadas por importantes zonas de fractura.

En esta pequeña parte de los Pirineos, tres áreas distintas, presentando diferente desarrollo del Devónico, pueden ser distinguidas: Facies de Sierra Negra, Facies Baliera y la Facies Renanué (MEY, 1967; J. H. N. WENNEKERS, 1968).

La sucesión de rocas devónicas en el N. es diferente de la del S. Al N. (Facies de Sierra Negra) consiste principalmente en una sucesión (120-250 m.) de calizas y pizarras; al S. (Facies de Baliera) es más potente (340-780 m.) y muestra en forma más individual las unidades caliza-pizarra y está, por otra parte, caracterizada por un conspicuo miembro de cuarcita (0-50 m.) en la parte media del Devónico. La sucesión Devónica en ambas áreas está subdividida en cuatro o cinco formaciones.

MEY, P. H. N. (1968), diferencia en el área de Facies Baliera las siguientes formaciones de techo a muro:

Griotte de Mañanet	}	Devónico Superior.
Formación Fonchanina		
Formación Basibé		Devónico Medio.
Formación Gelada	}	Devónico Inferior.
Formación Aneto		

En la figura 2.1.3.1-1. se muestra la correspondencia de estas formaciones; en la facies de Sierra Negra y facies Baliera, MEY (1967), introduce el nombre de Formación Rueda, en el área de Sierra Negra, para la unidad Gelada y Formación Aneto, y llama Formación Castanesa a la unidad caliza equivalente a la Formación Basibé.

2.1.3.1. Formación Aneto

En el área del Baliera, el Devónico comienza por una serie potente de pizarras metamórficas del Silúrico. Su edad Gediniese fue primero demostrada por DALLONI (1910) en un afloramiento cerca del Pico Cerler, y más tarde por SCHMIDT (1931) en la Sierra Monrós (Hoja número 24).

La formación ha sido definida por MEY (1967); como sección típica selecciona la bien expuesta y típica secuencia de la vecindad del pueblo de Aneto, en el Valle del Ribagorzana. La serie presenta un espesor de 50 a 200 mm., presentando algunas intercalaciones de calizas margosas. Las pizarras metamórficas son finas, ligeramente limosas, con pocas o ninguna traza de estratificación, y en general con color gris oscuro a negro. Las intercalaciones de calizas margosas se encuentran en lechos delgados.

FACIES BALIERA

FACIES SIERRA NEGRA

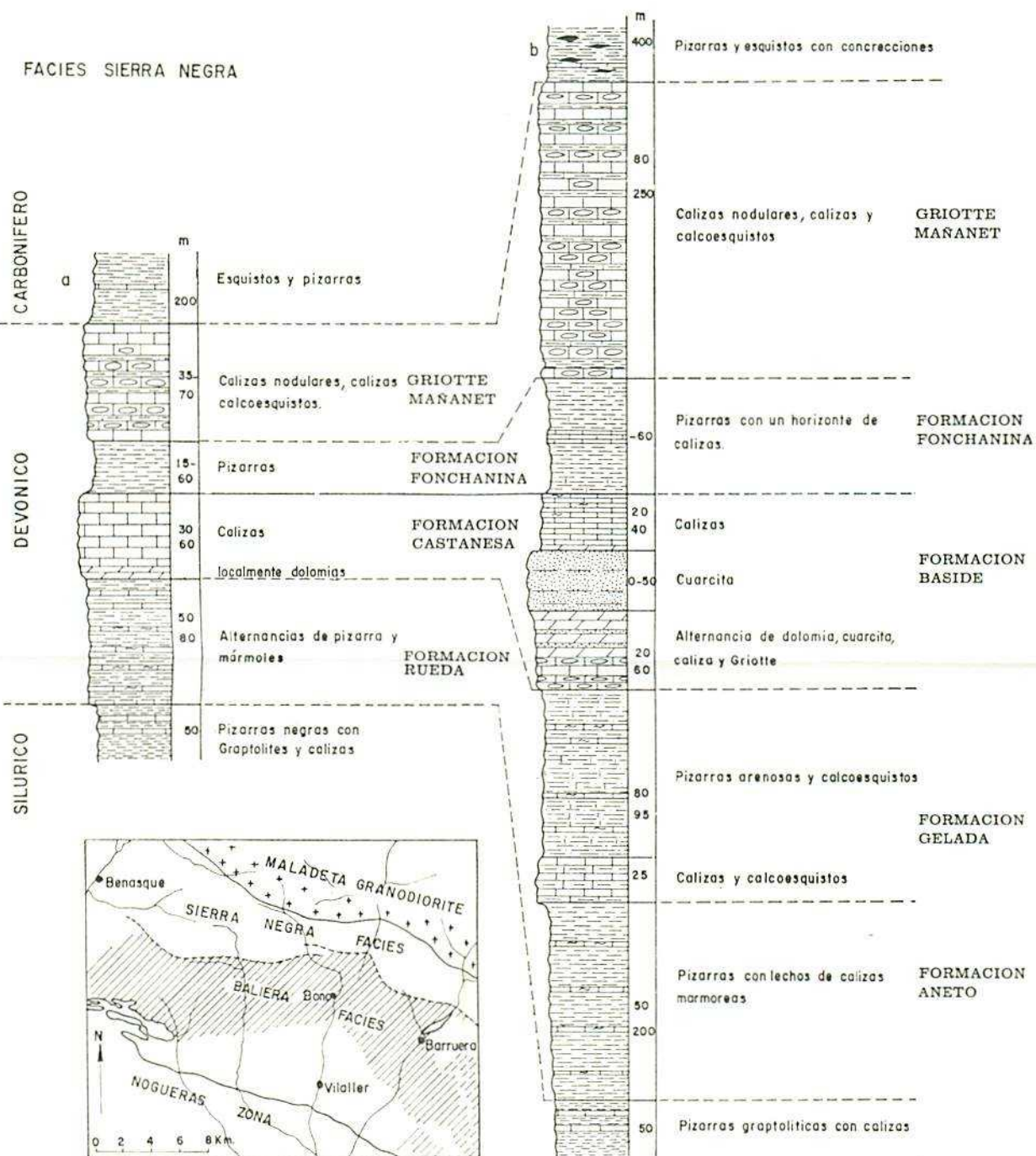


Fig. 2.1.3.1.-1.—Devónico de Baliera y Facies de Sierra Negra

Localmente en esta formación aparecen nódulos esféricos o elípticos, negros, con un diámetro de 3 a 20 cm., conteniendo en ocasiones restos fósiles de orthocerátidos, braquiópodos y tentaculitidos. Para una lista extensiva de fósiles (principalmente braquiópodos), remitimos a DALLONI (1910) y SCHMIDT (1931).

2.1.3.2. Formación Gelada

MEY (1967), define esta formación y selecciona como corte tipo la serie inmediatamente al N. de Pico Gelada (al E. de Bono).

Esta formación queda constituida por series de pizarras metamórficas arenosas, calizas impuras y grauwackas * al techo de la Formación Aneto. En general tiene un desarrollo constante en el área de Facies Baliera, donde varía poco de espesor, desde los 100 a 200 metros.

En la zona Isábena-Ribagorzana, donde las pizarras del Aneto son más espesas, la Formación Gelada empieza con unos 25 cm. de calizas margosas, seguidas por una monótona alternancia de pizarras arenosas, calizas impuras y grauwackas, siendo estas últimas más frecuentes en la parte alta de la serie. Al E. del río Tor se observa un cambio gradual en la parte alta de la Formación; la cantidad de grauwackas decrece con un incremento en el número de capas calizas margosas. La tendencia a un incremento en el número de calizas y disminución del contenido de arena del O. al E. es general para el Devónico Inferior de la parte meridional de los Pirineos (DALLONI, 1910, 1930; MEY, 1967).

Típico de esta formación son huellas, negras, irregulares, que a veces están ramificadas y pueden corresponder a restos carbonosos de plantas.

Los espesores de las capas individuales de los materiales de grano fino varían de 1 a 50 cm.; los estratos de materiales más gruesos tienen espesores por encima de los 2 metros.

Las areniscas pelíticas, como las calizas margosas, contienen muchos fósiles, principalmente orthocerátidos, braquiópodos, corales, trilobites y tentaculitidos. Para una lista de fósiles extensiva, referimos a SCHMIDT (1931), quien asigna una edad Coblenciense a la base de este conjunto.

2.1.3.3. Formación Rueda

Comprende la Formación Aneto y Gelada. Este término es aplicado en situaciones en que la Formación Aneto es muy delgada o enteramente ausente, como ocurre en la región septentrional de Sierra Negra, o bien, como al E. del río Tor, donde no se puede precisar un límite entre ambas formaciones.

(*) El término «grauwacka» es incorrecto. Se respeta aquí en atención a la literatura consultada, aunque debiera utilizarse el término más apropiado de «litarenita».

2.1.3.4. *Formación Basibé*

La Formación Gelada o Rueda quedan cubiertas concordantemente por una unidad competente de calizas espáticas y nodulares, que en la parte occidental de la Facies Baliera se encuentran acompañadas de dolomías y cuarcitas. Esta formación ha sido definida por MEY (1967), en el macizo Basibé, en la parte alta del Valle Isábena.

El desarrollo más típico de esta formación consiste en una estratificación, singular, alternante de, principalmente, calizas nodulares, calizas espáticas grises, y dolomías con delgadas intercalaciones de calcoesquistos. El espesor de las capas varía entre 15 y 30 cm., teniendo todo este tramo inferior entre 20 y 55 metros.

Sigue un tramo eminentemente cuarcítico, constituido por una alternancia de dolomías y cuarcitas. Hacia el techo el espesor de las cuarcitas crece y disminuye la cantidad de dolomías hasta llegar a desaparecer. Este tramo tiene un espesor de alrededor de 60 m. al O., cerca de la zona de fractura de Liri; alrededor de 40 m. en el Valle del Baliera; 15 m. en el Valle del Ribagorzana; 4-8 m. en el Tor, y desaparece completamente más hacia el E.

El tramo superior lo constituyen calizas negras a azul oscuro, finamente estratificadas, presentando en la parte alta frecuentes intercalaciones de calcoesquistos. El espesor total oscila entre 20 a 50 metros.

El conjunto de fósiles hallados, principalmente braquiópodos, orthocerátidos, estromatopóridos, coralaris y crinoides indican una edad Devónico Medio (DALLONI, 1910; SCHMIDT, 1931).

2.1.3.5. *Formación Fonchanina*

Definida por MEY (1967), comprende series de pizarras metamórficas, oscuras, que en ocasiones contienen delgadas intercalaciones de calizas ligeramente bituminosas.

Esta formación pizarrosa es potente en la parte occidental del área Facies Baliera (50-70 m.) y contiene un horizonte (5-10 m.) de caliza negra en bancos delgados, en su parte media. Al E. del río Tor es probable que adelgace a 30-40 metros., creciendo en esta dirección el número de intercalaciones calizas. En el área de Sierra Negra llega a adelgazar en algunos puntos hasta 15-35 m., faltando los niveles calizos.

Los fósiles determinables son escasos, habiéndose únicamente observado crinoides y tentaculites fuertemente deformados.

2.1.3.6. *Griotte de Mañanet*

La Formación Fonchanina queda cubierta concordantemente por calizas (griotte) principalmente, nodulares y multicolores. Esta secuencia ha sido de-

finida por ROBERTI (1967) en el Valle de Mañanet, y fue primero descrita por MEY (1967).

Además de las calizas nodulares típicas la Formación presenta intercalaciones de calcoesquistos de tonos vivos, pizarras puras y calizas oscuras. Los espesores varían de 1 a 10 cm. para los calcoesquistos, a alrededor de 10 a 50 centímetros para las calizas.

El espesor total de esta formación varía considerablemente de N. a S., así como de E. a O. En la parte SO. del área Baliera es de unos 80 m. (Isábena); en los Valles de Ribagorzana y Baliera de 200 a 300 m., disminuyendo a 100-150 m. en el área del Tor. En el área de Sierra Negra el espesor es solamente de 35 a 70 metros.

En cuanto a fósiles, se incluyen orthocerátidos, corales, pequeños tribolites y crinoides. Los goniatites, tan frecuentes en los Pirineos septentrionales y en la zona E. de Noguera, no se han observado en esta región.

2.1.4. Carbonífero

2.1.4.1. Carbonífero Pre-Herciniano

En ambas áreas (Sierra Negra y Facies Baliera), la Griotte de Mañanet está cubierta concordantemente por una secuencia principalmente lutítica de edad probablemente Carbonífera. Estratos de sílex, nódulos de fosfato cálcico, lechos de cenizas, que en los Pirineos se conocen representando la base del Carbonífero (ZIEGLER, 1959; KRYLATOV, 1963), desgraciadamente no han sido encontrados aquí. Las concreciones de sílex pueden, no obstante, corresponder con los niveles de lyditas.

Los espesores originales de esta secuencia pizarroso-areniscosa son desconocidos, puesto que está discordantemente cubierta por Wesphaliense, Stephanienense, Pérmico o Triásico, no obstante, en algunos sitios, se han registrado espesores de varios cientos de metros.

Esta serie monótona de pizarras, fangolitas y areniscas impuras no presenta continuidad alguna, no siendo posible establecer una subdivisión en ella. Este Carbonífero puede ser fácilmente reconocido por la constante presencia de mucha mica detrítica, a menudo en pajuelas de más de 1 mm., principalmente en las capas de materiales finos, y más en aquellas que contienen arena. La estratificación en los materiales lutíticos es difícil de reconocer.

Los fósiles son raros, y cuando se presentan están fuertemente deformados. Se han encontrado algunos corales, braquiópodos pequeños y un pequeño tribolite, pero no ha sido posible su determinación. Los primeros conglomerados postectónicos conocidos son de edad Wesphaliense Superior (Aguiró, Hoja número 24), siendo la secuencia descrita anteriormente de edad más antigua.

Al N. del macizo granodiorítico de la Madaleta, la serie está constituida por areniscas negras, micáceas, alternando con esquistos negros con escasas calizas, sobre todo a la base y techo. La serie contiene muchos fragmentos vege-

tales, entre los cuales DE SITTER (1954) ha reconocido calamites del tipo del Carbonífero Inferior y los lepidodendron.

En la región de Vilanova, encima del Devónico Terminal «griotte», afloran calizas negras con numerosos filoncillos de calcita y algunos niveles de lyditas; P. H. W. MEY (1967), considera estas calizas como carboníferas. Estas calizas son cubiertas por areniscas y esquistos. Las areniscas son masivas, verde botella, muy ricas en micas detriticas de gran tamaño y conteniendo numerosos fragmentos de esquistos. La edad de estos materiales es indiscutiblemente carbonífero.

En Vilaller, la serie estratigráfica es bastante monótona y esencialmente esquistosa. Se observa la presencia de algunos bancos de areniscas, arenas calcáreas y calizas. En ocasiones aparecen grauwackas decalcificadas bastante ricas en estos fósiles indeterminables. La base de estas formaciones carboníferas es a veces señalada por los niveles de lyditas.

2.1.4.2. Carbonífero Post-Herciniano

Los materiales Post-Hercinianos quedan restringidos al borde septentrional de la zona de Noguerras, que constituye un conjunto tectónico bastante complejo, situado entre el Esera y el Segre.

Estos materiales comienzan por unos pocos metros de brechas y conglomerados areniscosos, seguidos de pizarras carbonosas y lechos delgados de carbón, sobre los que reposa un grueso conglomerado. Los niveles de carbón han quedado fuera del Wespahliense Medio al Superior (ROUSSEL, 1904; DALLONI, 1930; NAGTEGAAL, 1967), en un afloramiento cerca de Aguiró, Hoja número 24.

El Stephanense comienza con gruesos conglomerados, como en Aguiró, o como al N. de Erill-Castell, con brechas mal expuestas, con espesor de 10 a 30 m. Los componentes angulares son principalmente calizas y pizarras con una matriz de cuarzo arenoso y pequeños trozos de pizarra. No presentan signos de estratificación, y NAGTEGAAL (1968) considera que representa un derrubio de ladera fósil.

Estos materiales basales son seguidos de una formación volcánica stephanense: cenizas y bombas bien estratificadas, y lapilli, alternan con finas o espesas coladas de lava andesita. Hacia el techo, el Stephanense lleva sílex, conglomerados, capas de areniscas, pizarras negras y niveles de carbón conteniendo flora del Stephanense Inferior (DALLONI, 1930).

2.1.5. Permotrias

Esta formación aflora en la parte NE. de esta Hoja, en la zona de Bielsa y entre los ríos Esera y Noguera Ribagorzana. En esta última zona los sedimentos stephanenses son cubiertos en concordancia por una serie rojiza, principalmen-

te constituida por lutitas consolidadas, areniscas feldespáticas con material volcánico, brechas y estratos irregulares de calizas dolomíticas, que a su vez están cubiertas discordante por el conglomerado basal del Buntsandstein.

Algunos autores han considerado esta serie no fosilífera al techo del Stephanense datado como Permotriásico (MISCH, 1934; ANHAVER, 1934), o bien, como del Pérmico (DALLONI, 1930; SCHMIDT, 1931; VIRGILI, 1961). DALLONI y SCHMIDT, han encontrado flora autuniense inmediatamente debajo del conglomerado de base del Buntsandstein en un afloramiento de pizarras negras carbonosas expuesto en el pueblo de Arcalis, en el valle del Noguera Pallaresa (Hoja número 24).

Las tres propiedades que caracterizan al Pérmico en la zona de Erill-Castell (VIRGILI, 1961), distinguiéndolo del Buntsandstein, son las siguientes:

- 1.º Lechos frecuentemente dolomíticos, raros en el Buntsandstein.
- 2.º Brechas compuestas de fragmentos, angulares de cuarzo, sílex, cuarcita y pizarra. El Buntsandstein presenta solamente conglomerados compuestos casi exclusivamente de cantos bien redondeados de cuarzo blanco y sílex negro.
- 3.º Ausencia de mucha mica detrítica en pajuelas, abundante en el Buntsandstein.

Estas propiedades y el alto carácter discordante del Buntsandstein, situado al techo de esta formación, hacen que estas series sean comparables al Pérmico.

En la zona de Bielsa, según MISCH, 1934, y VAN LITH, 1965, se tiene:

BUNTSANDSTEIN	3. Facies Röt (MISCH, 1934).
PERMOTRIAS	2. Argilitas rojas con alguna intercalación areniscosa, 35 metros.
	1. Areniscas rojas alternando con argilitas y conglomerado basal, 80-85 metros.
	~ Discordancia.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. Triásico

Los afloramientos triásicos tienen lugar en la parte Sur de la Hoja en asomos diapíricos, en núcleos perforantes de anticlinales o en zonas de despegue o fallas.

2.2.1.1. Buntsandstein

Esta Formación se presenta con la clásica facies continental de areniscas rojas con estratificación entrecruzada, conglomerados con cantos de cuarzo y

silex, fangolitas y lutitas rojas. Muchas estructuras sedimentarias, tales como ripple-marks, slumps, loadcast, estratificación entrecruzada, etc., están presentes.

La fase de esta formación comienza en casi todas partes con unas areniscas de grano grueso de varios metros de espesor. Solamente de forma local está presente un grueso conglomerado.

La parte superior está más uniformemente desarrollada. Encima de las capas de conglomerado, localmente con 12 m. de espesor, siguen series (10-25 m.) de lutitas rojas, negras o verdes, conteniendo vetas de yeso. Siguen margas grises que pasan gradualmente a margas dolomíticas (zona de Bielsa), consideradas por algunos autores (MISCH, 1934; VIRGILI, 1958) representando la facies Röt.

2.2.1.2. *Muschelkalk*

En la zona de Bielsa, el Muschelkalk está compuesto por unos 35 m. de calizas dolomíticas grises y dolomías gris-amarillento, tableadas. En Estadilla (SELZER, 1934; RIBA y LLAMAS, 1962), presenta una serie de 20 m. de calizas compactas, dolomíticas en la parte basal, incluso celulares, y eventualmente con algunos lentejones de areniscas; son estériles. Encima vienen calizas tableadas y onduladas (referibles al Wellenkalk), con lamelibranquios y gasterópodos, en general mal conservados.

Cerca del Pont Suert, aparecen localmente calizas dolomíticas. En la base y techo, las masas de caliza cambian localmente a margas dolomíticas, que son a veces ligeramente cavernosas. En varias secciones tranquilas se puede ver que el Muschelkalk consiste en dos tramos calcáreos separados por unos metros de material margoso. El espesor total, incluyendo la intercalación margosa, puede ser de unos 50 metros.

En conjunto se presenta el Muschelkalk muy brechificado. En algunas localidades (Escanilla, junto al Cinca) las calizas del Trias Medio están impregnadas de hidrocarburos. En el Muschelkalk de las cercanías de Estopiñán, DALLONI (1910) encontró *Posidonomya minuta* ALB; *Nucula gregarea* MUNSTER; *Myophoria*, *Arca triasina* (?) ROEMER; *Natica gregarea*, MUNSTER, *Fucoides*.

2.2.1.3. *Keuper*

Aflora en toda la zona surpirenaica y en toda la zona de Sierras marginales. Forma el eje de los anticlinales o jalona los accidentes tectónicos, a lo largo de los cuales ha podido inyectarse y acumularse en masas importantes.

Está formado por margas arcillosas abigarradas, predominantemente rojas, con yesos que llegan a predominar en la parte alta. La halita, aunque no aflora, debe formar masas importantes, ya que da lugar a salinas en Naval, Peralta de la Sal, Aguiñalú; así como fuentes saladas en Estadilla, Fucha de Guara, Secastilla, Palo, Salinas de Trillo, Caserras, etc. La potencia del Keuper es estimada por DALLONI en unos 300 m., SELZER le da unos 200 m., aunque es muy difícil de

apreciar. Acompañando al Keuper se encuentran grandes masas de ofitas, sobre todo en los afloramientos orientales.

2.2.2. Jurásico

2.2.2.1. Liásico

En la zona subpirenaica, la serie calco-margosa, muy clásica en el Lías, se extiende, sin variaciones laterales importantes, desde los bordes del Segre (Hoja número 24) hasta el Valle del Esera. Sus afloramientos más occidentales se sitúan, en efecto, en el núcleo del anticlinal del Turbón, al pie N. de la Sierra de Baciero y en la Sierra de Chia. Hacia el S. queda reducido a la Sierra del Montsec.

El Lías surpirenaico no presenta ningún carácter que permita distinguirlo netamente del Lías norpirenaico. En primer lugar, es admitido que la facies del Keuper se elevara al Retiense, lo que hace difícil la distinción entre estos dos pisos. Encima, el Lías encierra un término calcáreo dolomítico poco fosilífero, a la base del cual se individualizan a menudo niveles brechoides, que se asignan al Infralías, sin dar a este vocablo una significación estratigráfica precisa.

En su parte superior, el Lías se hace margoso; él es entonces muy fosilífero, sobre todo rico en braquiópodos, lamelibranquios, belemnites y ammonites del Charmutiense, Toarciense y del Aalenense.

En resumen, de forma general, el Lías Inferior es calcáreo dolomítico, formado por dolomías negras, asociadas a calizas beige, sublitográficas o groseramente recristalizadas y localmente brechoides. Este conjunto es azoico y generalmente presenta espesores reducidos. El Lías Medio y Superior es eminentemente margoso, margas y calizas margosas, y muy fosilífero.

El Lías presenta siempre en la región pirenaica potencias reducidas; si a esto se añade el que se encuentra normalmente pinzado en núcleos anticlinales, se puede deducir que sus afloramientos serán siempre reducidos y sus materiales bastante tectonizados.

Para una lista extensiva de fósiles referimos a VIDAL (1875-1898), MALLADA (1878), DALLONI (1910, 1930), ALMELA y ALASTRUE (1958).

2.2.2.2. Dogger

Sobre las calizas, calizas margosas y margas liásicas, yacen potentes bancos de dolomías negras muy cristalizadas de grano grueso y muy fétidas. La estratificación es difícilmente manifiesta, excepto en la parte más alta, donde intercalaciones de calizas dolomíticas oscuras aparecen bien estratificadas. El espesor varía de unos lugares a otros. Al S., en el Montsec, la potencia está comprendida entre 200 y 250 m. Al N. de Malpás los niveles dolomíticos miden de 20 a 40 m., aumentando hacia el O.

Estos materiales han sido atribuidos al Dogger, aunque no se han podido

reconocer restos fósiles que permitan una datación exacta, pero, sin embargo, han sido datados unos 100 m. de espesor de una serie de calizas litográficas que al S., en la Sierra de Montsec (Zona de Isona), se encuentra intercalada entre las dolomías y las calizas urgonianas superiores. VIDAL (1915), fue el primero en describir la fauna límnic de principalmente reptiles, peces, insectos e impresiones de plantas, indicando en conjunto una edad Kimmeridgiense o más antigua, pero más reciente que el Lías Superior.

2.2.3. Cretácico

2.2.3.1. Cretácico Inferior

2.2.3.1.1. Urgo-Aptense

Sobre la vertiente meridional de los Pirineos las margas liásicas, seguidas por una serie de dolomías negras al Dogger, quedan cubiertas por calizas claras de facies urgoniana, litológicamente comparable a las que se conocen en la misma posición sobre la vertiente N. de la cadena.

Bajo la denominación de complejo Urgo-Aptense se agrupa esta potente serie calcárea que descansa sobre las dolomías del Dogger, sin que sea posible, en la mayoría de los casos, fijar el límite de separación entre ambas formaciones, debido al proceso de dolomitización que afecta localmente con diferente grado de intensidad a los niveles basales de la serie urgoniana.

Los materiales de esta serie están formados por calizas micríticas negruzcas o azuladas que al alterarse toman tonos grisáceos claros. El espesor de los estratos varía de la base, donde se disponen formando capas bastante potentes de hasta 2 m. al techo, en donde adquieren el carácter de calizas tableadas. Entre las capas calcáreas alternan delgados lechos de margas que localmente pasan a calizas margosas. En la parte inferior aparecen intercalaciones dolomíticas y brechoides.

En el Montsec, por encima de las dolomías del Dogger hay unas calizas de grano fino con Rudistas, pequeñas bolsadas de hematites y resto fósiles pirritizados. Estas calizas se encuentran a todo lo largo del Montsec. Su potencia disminuye a partir del Noguera Ribagorçana hacia el O. En Tolva Ilegua a desaparecer.

Las calizas urgonianas presentan en la zona surpirenaica una extensión restringida. Su espesor decrece hacia el O. de forma espectacular, no pasando apenas más allá del Valle de Isábena. Presentan, en efecto, 300 m. en el Isábena y se reducen a algunas decenas de metros en el anticlinal de Aras.

2.2.3.1.2. Terrenos post-urgonianos y anteriores a la transgresión cenomanense.

La separación entre las calizas urgonianas y las formaciones posteriores no tiene una significación estratigráfica rigurosa, estando fundamentada sobre cri-

terios litológicos, siendo su posición en el tiempo variable. Esta división no es arbitraria, estando justificada por modificaciones en la sedimentación que van a aparecer como indicios de las primeras manifestaciones importantes de la epigénesis antecenomanense.

Los materiales que forman este conjunto presentan modificaciones laterales de facies importantes y notables variaciones de espesor. Se pueden distinguir tres formaciones que se reemplazan lateralmente de E. hacia el O.: margas negras, calizas organodetríticas ferruginosas de la Sierra de Aulet y complejo terrígeno del Turbón.

El término «margas negras» se aplica a una Formación que sucede a las calizas urgonianas y que se caracteriza por el desarrollo de margas y calizas arcillosas, arenosas, con espiculas de un tinte general oscuro. Esta formación se encuentra en la zona surpirenaica, entre los Valles del Segre y el Noguera Ribagorzana. Se continúa hacia el O. hasta los bordes del Isábena, pero ya se encuentra asociada a calizas organo-detríticas y ferruginosas que pasan a ser netamente predominantes y que adquieren una potencia considerable en la Sierra de Aulet.

En los bordes del Noguera Ribagorzana la serie Post-Urgoniana presenta dos términos principales:

- En la base, un conjunto de margas negras, aquí muy arenosas, y calizas margosas oscuras, que representan el Aptense Superior y el Albense.
- Encima, una Formación ausente más al E., constituida por calizas organógenas, detríticas y ferruginosas, de edad Vraconiense y Cenomanense Inferior. Estas calizas son particularmente típicas en la Sierra de Aulet, siendo seguidas en continuidad de sedimentación por las Formaciones margo-calcáreas del Cenomanense Superior.

Al O. del Valle del Noguera Ribagorzana, la serie Post-Urgoniana se caracteriza por la aparición de un complejo arenoso y conglomerático que adquiere un gran desarrollo en la región de Bonansa y en el macizo del Turbón. Este complejo persiste, con menor espesor, en el macizo de Cotiella. Se superpone a las margas negras del Gargasiense o del Albense y consta de dos términos: un término inferior conglomerático y arenoso (areniscas cuarzosas y ferruginosas) con orbitolinas, que debe ser relacionado con un Albense Alto, y un término carbonatado y ferruginoso, con fauna característica del Vraconiense y del Cenomanense Inferior.

Al S., en el Montsec, a partir de las calizas en facies urgoniana, el Aptense se hace más margoso y detrítico, comenzando por calizas margosas tableadas, en las que se han recogido: *Toucasia carinata*, MATH; *Trochosmilia noviani*, DE ANGELIS; *Peplosmilia fromenteli*, DE ANGELIS; *Peplosmilia* aff. *casañas*, DE ANGELIS. Sigue una sucesión de calizas, margas y areniscas de tonos amarillentos. Encima se superponen areniscas y calizas, encontrándose en la base

de estas últimas numerosas ostreas (*Exogira, boussingaulti*, D'ORB). La serie termina con unas calizas amarillentas ya coniacienses.

La edad de estos materiales está poco precisa. DALLONI considera las calizas superiores como Cenomanenses, mientras que otros autores no han podido establecer su existencia claramente.

2.2.3.2. Cretácico Superior

Las formaciones del Cenomanense, Turonense y Coniaciense surpirenaico constituyen una serie carbonatada, en la cual P. SOUQUET (1967) distingue tres términos caracterizados por sus microfacies, representando, de forma general, a estos tres pisos:

Cenomanense: Calizas órgano-detriticas con Prealveolinas.

Turonense: Calizas criptocristalinas con Fissurinas.

Coniaciense: Calizas pseudoolíticas con *Vidalina*, *Valvulammina* e *Hippurites*.

El Cenomanense, en su parte inferior, está formado por margas negras, areniscas y calizas ferruginosas con *Orbitoides*. En su parte superior queda constituido por las calizas con *Praealveolina*, *Chrysalidina*, *Acicularia* y *Ciprinidos*. Estas calizas homogéneas entre el Segre y la Noguera Pallaresa se asocian hacia el O. de este último valle, en la Sierra de San Gervás y los macizos de Fallada y del Turbón a las margas con Equínidos, en las que se han encontrado *Mantelliceras mantelli* SOW; *Turrilites costatis* (D'ORB), y *Calycoceras naviculare* (MANT). En los bordes del Esera, en Sierra Baciero, y más al NO., macizo del Cotiella, estas calizas con Prealveolinas admiten una intercalación de calcoesquistos con ostrácodos, en particular *Exogyra flabellata*, D'ORB.

En el Turonense aparecen las calizas o calizas margosas con Fissurinas. Contienen especies de *Pithonella* y *Stomiosphaera*, así como *Gumbelina*, *Praeglobotruncana stephani* (GAND), *P. renai* (GAND), *Rotalipora appenninica*, RENZ, que indican el Cenomanense Superior o el Turonense, y *Globotruncana helvetica*, BOLLI, así como las primeras *Gl. gr. Lapparenti* que caracterizan al Turonense. Estas calizas pelágicas encierran algunos restos de organismos bentónicos.

El Coniaciense está generalmente representado por las calizas pseudoolíticas con *Vidalina hispánica*, SCHLUMB; *Valvulammina picardi*, HENSON; *Orbignya praetoucasi*, TOUCAS; *O. socialis*, DOUV; *O. requieni*, MATH y *Vaccinites moulinsi*, D. H. F., a los cuales se asociará *Vaccinites petrocoriensis*, DOUV. Estas calizas se encuentran en la zona de escamas de Pont de Suert, y en la zona surpirenaica, por una parte, hacia el E. del Noguera Pallaresa, y de otra, al O. del Noguera Ribagorzana. En la región intermedia comprendida entre estas dos riberas, el Coniaciense se presenta bajo la forma de calizas margosas con *Globotruncana gr. Lapparenti* BROTZEN, y con *Micráster*.

En la zona de Sierras marginales, el Cenomanense, Turonense y Coniaciense no están representados más que en la cadena del Montsec y en su prolon-

gación oriental, en el anticlinal de Tolva. Esta serie de conjunto tiene una composición próxima a la de la zona surpirenaica, con las calizas con *Praealveolinas* en el Cenomanense Superior, las calizas con *Fissurinas*, *Globotruncanas* y *Gumbelinas* en el Turonense y las calizas pseudoolíticas con *Hippurites* en el Coniaciense.

Hasta hace poco, la serie del Cretácico Superior de las Sierras Interiores y de la zona del Monte Perdido se componía exclusivamente del Campanense y Maestrichtense. VAN ELSEBRG (1968) ha descompuesto el antiguo Campanense de DALLONI (1910) en Coniaciense, Santonense y Campanense (ver Hoja número 13, «PAMPLONA», y Hoja número 14, «VIELLA»). Recientemente, también SOUQUET (1967) ha reconocido los pisos restantes del Cretácico Superior, Cenomanense y Turonense.

En la Sierra Tendeñera, al S. del Ibón de Sacobos, SOUQUET (1967) encuentra:

SANTONENSE	{ 50 m. Dolomías arenosas y calizas detriticas, con: Melobesidáceas, Briozoarios, Gasterópodos y <i>Lacazina</i> . Hiato: Falta el Turonense y Coniaciense.
CENOMANENSE	{ 5 m. Calizas algo dolomíticas con Rudistidos, <i>Praealveolina cretacea</i> , REICH y <i>Ovalveolina ovum</i> (D'ORB). 8 m. Dolomías arenosas, en bancos regulares. ~ Discordancia angular.
CARBONIFERO	Pizarras.

En la zona del Monte Perdido-Macizo de Gavarnie, el revestimiento del zócalo autóctono en el Plateau de Saugué está compuesto por:

SANTONENSE	{ 10 m., al menos, de calizas recristalizadas y apizarradas, algo dolomíticas, con Rudistidos, <i>Hippurites</i> , <i>Sphaerulites</i> , <i>Lacazina</i> . Hiato: Falta Coniaciense y Turonense.
CENOMANENSE	{ 0,8 m. Calizas grises algo dolomíticas, con <i>Ovalveolina</i> y <i>Praealveolina</i> . Pizarras 3 m. Dolomías arenosas, ocreas, piritíferas. ~ Discordancia angular.
Zócalo	Gneiss.

El Cenomanense recubre, en no conformidad, las depresiones del substrato autóctono, y éste es recubierto directamente por el Santonense. Durante el Cenomanense, esta unidad correspondería a un umbral parcialmente emergido. En cambio, el Cretácico de la serie corrida es completo; el Santonense des-

cansa siempre sobre el Coniaciense: en la base hay niveles areniscosos y ferruginosos; encima siguen capas organógenas y areniscosas con Rudistidos; luego con sílex, con lo que se da paso al Campanense y Maestrichtense. Así pues, la cobertera del manto de Gavarnie comporta una sucesión de calizas cenomanenses con *Praealveolina*, calizas turonenses con Fissurinas y calizas coniacienses pseudoolíticas parecidas a las de la Sierra de Chia, las cuales dan paso al Santonense que acabamos de describir. La base de la serie es conglomerática, y el Coniaciense es fuertemente dolomítico, según SOUQUET.

La serie basal del Cretácico Superior, completa al N. de Canfranc, falta en las Sierras de Collarada y Telera; reaparece en la parte S. de Hoz de Jaca, y se extiende discontinuamente por la Sierra Tendeñera, apareciendo completa en Bujaruelo.

El pico Balaitous (3.146 m.), constituye un testigo cenomanense de 10 m. de espesor de areniscas y calizas, con *Praealveolinas*, descansando sobre el granito.

En la zona surpirenaica el Santonense está representado entre las dos Nogueras, encima del Coniaciense pelágico de la Sierra de San Gervás, por margocalizas con microfauna planctónica, intercaladas en su base con algunas calizas subrecifales.

En la periferia de esta zona se desarrolla, encima del Coniaciense exclusivamente calcáreo de Santa Fe, al E. (Hoja número 24); de la serie del Montsec, al S. y de la serie del Turbón y del Cotiella, al O., un cinturón de depósitos santonenses neríticos, calcáreos y detríticos en la base, margosos con equínidos y rica fauna bentónica al techo.

Al E., entre la Noguera Pallaresa y el Segre, y al S., en las Sierras de Aubens y Montsec, el Santonense comienza generalmente por calizas órgano-detríticas cuarzosas y ferruginosas, con Lacacinas, o por areniscas de cemento calcáreo. No es raro encontrar, en la base y bajo estas formaciones detríticas, un primer tramo de caliza subarrecifal (Sierra de Aubens, Montsec).

Al O., en el macizo del Turbón el Santonense está formado por una sucesión de calizas subarrecifales, con Hippurites y Lacacinas, y de margas arenosas con Micráster. En Cotiella, contiene en su base calizas violáceas, arenosas y ferruginosas, seguidas por calizas con espículas de Aguas de Salenz, brechas de Campo y una especie de flysch con microbrechas y lentillas subarrecifales.

En la zona surpirenaica el Campanense está representado, encima del Santonense margoso de la región de las Nogueras o calcáreo en los macizos del Turbón y del Cotiella, por una formación homogénea de margas azuladas, con microfauna planctónica (*Globigerinas*, *Globotruncanas*, *Fissurinas*), *Inoceramus* y Equínidos. Sobre la vertiente S. del sinclinal de Aragón, el Campanense es casi exclusivamente calcáreo. Encima de las margas azules del Santonense de las Sierras de Aubens del Montsec y del anticlinal de Tolva, corresponde un potente conjunto de calizas organodetríticas con Hippurites y Orbitoides (*O. media*, *Lepidorbitoides*), *Siderolites vidali*, DOUV.

A las margas campanenses de la zona surpirenaica siguen nuevas margas que contienen aún una microfauna planctónica, Equínidos e *Inoceramus*. Pero presentan también Foraminíferos bentónicos, al mismo tiempo que aparecen intercalaciones calcáreo-arenosas, con Orbitoides, sobre todo abundantes en las extremidades de esta zona, de una parte al E. del Noguera Pallaresa, y de otra, al O. del Esera. De forma general los niveles detríticos se hacen más abundantes hacia la parte alta, donde se individualiza un conjunto uniforme de areniscas cuarzosas y ferruginosas, conocido con el nombre de areniscas de Areny.

Al S. del sinclinal de Aragón, la Sierra del Montsec muestra encima del Campanense calcáreo un Maestrichtense potente, constituido por calizas arenosas con estratificación horizontal en su base, después areniscas y «areniscas conglomeráticas» con estratificación irregular, a menudo entrecruzada, en su parte superior. Los organismos son exclusivamente bentónicos, litorales y generalmente rotos.

El Senonense de la zona del Ara y Gállego (sur del Collado de Tendeñera y sur del Ibón de Sabocos), según WENSINK (1962), comprende, de modo resumido:

DANENSE	{ 50 m. Calizas masivas, gris claro, a menudo silicificadas con <i>Operculina heberti</i> , MUN. CH., <i>Lithothamnium</i> .
MAESTRICHTENSE	{ 800 m. En la base hay margas y calizas, seguidas de areniscas calcáreas pardas; encima vienen calizas muy ricas en Orbitoides, de color pardo. La parte alta es algo más margosa. (Es la Formación Tozal).
CAMPANENSE	{ 150 m. Calizas, a menudo dolomitizadas, gris claro, granudas, con <i>Hippurites giganteus</i> , D'HOMBR. En la base hay conglomerado. (Es la Formación Estrecho).

Finalmente, el Senonense del Monte Perdido, zona de Ordesa, según VAN DE VELDE (1967), es:

MAESTRICHTENSE (Formación Tozal)	{ 8. 10 m. Dolomías finamente granudas.
	{ 7. 70 m. Calizas margosas, amarillas o pardas, con Orbitoides y Lepidorbitoides.
	{ 6. 125 m. Calizas finamente detríticas, pardo-amarillas, con Lepidorbitoides, Orbitoides, Siderolites.
	{ 5. Calizas arenosas pardo-amarillas.
	{ 4. Areniscas rojizas.
CAMPANENSE (Formación Estrecho)	{ 3. 240 m. Calizas gris oscuro con arrecifes de Rudistidos, Orbitoides y Pseudosiderolites.
	{ 2. 90 m. Calizas recristalizadas gris claro.
	{ 1. 50 m. Dolomías gris oscuro, algo detríticas.

En el Valle de Larri (alto Valle de Pineta), según VAN LITH (1965), el Senonense está descompuesto en dos unidades tectónicas. La unidad inferior empieza con un conglomerado de 0,4 m. de espesor que descansa sobre el Permotrias, seguido por una serie de más de 80 m. de calizas grises o rojizas con intercalaciones de dolomías, con *Radiolites lumbricalis* D'ORB; *Sphaerulites*; *Hippurites*; *Lacazina*; *Vidalina hispanica*, SCHLUMB; *Nummofallotia cretacea*, SCHLUMB; *Pseudosiderolites*, etc., de edad Coniaciense a Santonense.

El Senonense de las Sierras exteriores o surpirenaicas oscenses, según SOUQUET (1967), en el Valle de Isuela, está compuesto por (de abajo a arriba):

1. Margas arenosas y lignitosas verdes-grises alternando con areniscas ferruginosas calcáreas. 30-50 metros.
2. Calizas grises masivas, con *Lacazina elongata*, M. CH.; *L. compressa*, D'ORB; *Idalina antiqua*, D'ORB; *Rotalia*, cf. *trochidiformis*, LMK; *Dicyclina*; *Cuneolina* y miscelánea. 15 metros.
3. Margocalizas con rudístos. 15 m. Radiolítidos rotos, *Inoceramus* y *Lamelibranchios*; *Dicyclina*, *Rotalia*, *Coskinolina* y otros orbitolínidos.
4. Calizas microbréchicas o microclásticas, rojizas, algo dolomíticas, estériles. 20 m. Pasan sin modificación al Garumnense.

El Santonense queda demostrado en la base de la caliza de rudístidos (3). El contacto del nivel inferior (1) con el substrato formado por las margas del Keuper, es concordante.

SELZER (1934), reconoce que el Cretácico Superior «transgrede sobre diferentes tramos del Trias» mediante unos conglomerados cuarcíferos y arenas de potencia de 5 m. Para éste, la potencia de las calizas con *Hippurites* y foraminíferos alcanza en la Sierra de la Carodilla los 200 m., la cual va disminuyendo hacia el O., llegando a ser sólo de 50 m. en la garganta del Gállego (al N. de Murillo). Hacia el O. dicha caliza de *Hippurites* cambia a caliza margoso-arenosa que recuerda el Maestrichtense de la zona axial.

Las calizas de Rudístidos de las Sierras Aragonesas se continúan con un estrato calcáreo arenoso amarillo-rojizo, cuyo espesor disminuye de E. a O. (150 m. en la Sierra de Guara, 50 m. en Santo Domingo), en las que encontró SOUQUET un *Vaccinites archiaci*, M. CH., típicamente campanense; a estas calizas arenosas le siguen hacia arriba calizas órgano-detriticas, microclásticas o pseudoolíticas, dolomitizadas a menudo. En los niveles detriticos predominan los equínidos, rudístidos, briozoarios, y *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB), mientras que en las capas carbonatadas se desarrollan Orbitolínidos, *Dicyclina*, etcétera. El conjunto termina con niveles dolomíticos que soportan las arcillas o calizas del Garumnense. En ninguna parte ha encontrado SOUQUET *Orbitoides*, lo cual le induce a incluir en el Campanense todo el conjunto calcáreo, admitiendo a la vez que el Maestrichtense estará englobado en la facies lacustre o continental de tipo garumniano.

En el corte del Isuela cabe añadir las observaciones de ALMELA y RIOS (1951) sobre las calizas que separan el verdadero Senonense del Keuper margoso-yesífero. Se trata de un banco potente de 40-65 m. de calizas grises fértidas que representarían para ellos el «Suprakeuper» y que, tal vez, podrían ser atribuidas al Lías Inferior, por lo menos en parte y al equivalente de las carniolas. El nivel 1 del perfil de SOUQUET (1967) es más potente y alcanza el centenar de metros, y para aquéllos la facies recuerda la de Utrillas; y encierra muchos ostreidos. Por otra parte, el conjunto calcáreo senonense, que para SOUQUET sólo tiene 50 m., para ALMELA y RIOS tendría unos 80 metros.

La prolongación oriental de las Sierras exteriores, entre los ríos Cinca y Ribagorzana, ofrece un Senonense sin cambios notables de facies (SOUQUET, 1967). El Cretácico Superior empieza también con un nivel detrítico, arenoso o microconglomeráticos (zona de Alins, Calasanz, Purroy, etc.), de pocos metros de espesor, seguidos por una masa de calizas cretáceas blanquecinas, a veces rojizas, de 20 a 50 m., «que además de los fósiles mal clasificados del Angoumense o Santonense, nunca ha proporcionado otra cosa que rudistidos campanenses (DALLONI, 1910): *Orbignya variabilis*, M. CH., muy frecuente, y *O. herberti*, M. CH...», además hay fragmentos de rudistidos, gasterópodos o de miliólidos. La textura es conglomerática; siempre pobre en fósiles característicos. En general terminan con un nivel pardusco, de grano fino cuajado de Characeas o de *Microcodium* que precede a las arcillas de facies garumnense. El mencionado autor tampoco ha podido encontrar fósiles que atestigüen la presencia del Maestrichtense; por lo que es necesario convenir que este piso estará representado encima del Campanense en facies garumnense.

2.2.3.2.1. «Garumnense»

En la zona de las Sierras exteriores el Cretácico más alto (Maestrichtense) y el Terciario más bajo son facies puramente continental, a la cual se ha llamado tradicionalmente «Garumnense». En realidad se trata de una formación con límites diácronos y de composición litológica bastante heterogénea. En ella predominan las margas y areniscas rojas y alguna arcilla abigarrada; localmente pueden tener banquitos de yeso. Intercaladas suelen presentarse calizas lacustres, con fósiles en parte S. del Pantano de la Peña, estudiados por MARTIN DONAYRE (1873) con una larga lista, entre los que destacan los siguientes géneros: *Lychnus*, *Megalomastoma*, *Cyclostoma*, *Palaestoma*, *Melanopsia*, *Physa*, *Melania*, *Planorbis*, etcétera.

La potencia de dicha formación es de unos 70 m. en el perfil del Isuela (ALMELA y RIOS, 1951) y de unos 60 m. en Sierra de la Carodilla, al SO. de Purroy. En general, el Garumnense constituye un nivel blando, morfológicamente hablando, entre dos formaciones calcáreas; por la impermeabilidad de las arcillas constituye un nivel de manantiales muy destacado.

La serie garumnense sería comprensiva del Maestrichtense y del Paleoceno,

aunque no hay criterios de datación paleontológica. Hacia el N. pasa a niveles marinos en las Sierras interiores.

En el Montsec está formado por margas rojas, con algunos bancos de importancia muy secundaria, de caliza lacustre. Hacia el E. alcanzan los 500 m. de espesor, acunándose hacia el O., de forma que pasado el Montgay no llega a 120 m. En Benabarre, está constituido por margas verdes y rojas, y encima hay bancos bastante potentes de caliza gris clara. En Estaña, el Garumnense tiene características diferentes, lo forman calizas blancas, alternando con margas con horizontes muy arcillosos.

En la vertiente N. del sinclinal de Aragón queda constituido por conglomerados interestratificados en las arcillas rojas, cuya frecuencia y espesor disminuyen en dirección O. Los conglomerados están ausentes más allá del Esera, donde son conocidos los últimos afloramientos de terrenos garumnenses. Hay una serie de menos de 100 m. en los alrededores de Campo, en que P. SOUQUET (1968) ha reconocido tres términos principales, intercalados entre las areniscas con Orbitoides del Maestrichtense y las calizas arenosas con Miliólidos, *Globorotalia* y *Operculinas* del Paleoceno Medio (L. HOTTINGER, 1960):

- En la base, arcillas verdes y rojas intercaladas con areniscas.
- Calizas dolomíticas de grano fino, ricas en *Microcodium* y en Characeas.
- Al techo, margas versicolores u oscuras, con lignito, coronadas por margo-calizas negras.

2.3. Terciario

2.3.1. Terciario del Gállego-Cabecera del Cinca

2.3.1.1. Las Sierras interiores

Sin lugar a dudas, es VAN DER VELDE (1967) quien ha estudiado detalladamente el Terciario de la zona de Ordesa:

Eoceno	Cuisiense	Formación <i>Flysch</i> . Areniscas gruesas a finas, alternando con capas margo-pelíticas, con: <i>Nummulites lucasi</i> ; <i>N. globulus</i> ; <i>N. atacicus</i> , LEYM.; <i>Assilina granulosa</i> , LEYM.; <i>Alveolina</i> ; <i>Discocyclus</i> , etc. ~ Discordancia angular (MENGAUD, 1939, y V. HILLEBRANDT, 1962) (?).
	Ilerdense Sup. 5-240 m.	Formación MILLARIS. Margas y margas calcáreas (potencia, 5 a 240 m.) Sólo tienen algunos foraminíferos indeterminales; según MENGAUD hay <i>Pleurotomaria</i> , en la base <i>Discocyclus</i> , Globigerínidos, raros Briozoarios y Equínidos, según V. HILLEBRANDT.
	Ilerdense Inf. 50 m.	Formación GALLINERA. Comprende las siguientes capas: 7. Calizas con nódulos de sílex. 10 m. 6. Calizas gris claro, con <i>Assilina</i> y <i>Nummulites</i> . 35 m. 5. Margas con <i>Assilina</i> y <i>Nummulites</i> , muy fosilíferas. 2-4 m. Constituyen un nivel-guía.
Paleoceno	Dano-Montiense 150 m.	Formación GALLINERA (continuación). 4. Calizas gris-negro, la parte alta muy detritica. 20 m. 3. Calizas masivas, blancas, con <i>Lithothamnium</i> . 15 m. 2. Calizas gris-blanco, en fresco negro-azulado, con <i>Operculina</i> y <i>Discocyclus</i> . 50 m. 1. Arenisca finamente granuda. 5-7 m.
	Dano-Montiense 150 mm.	Formación SALARONS. 60-95 m. 2. Dolomías grises y calizas dolomíticas. 1. Dolomías negras, fétidas.
Cretácico Sup.	Maestrichtense	Formación TOZAL. Calizas con <i>Orbitoides</i> y <i>Lepidorbitoides</i> .

Muchos autores llaman a la Formación Gallinera: «Calizas de Alveolinas», denominación muy extendida (y que aquí tiene una potencia de unos 140 m.), aunque, como observa VAN DER VELDE, la denominación es algo confusa, puesto que las Alveolinas sólo se encuentran en la parte más alta de la Formación. La Formación Flysch, evidentemente, es incompleta.

2.3.1.2. *El Flysch*

Al sur de las Sierras interiores se desarrolla una masa muy grande de facies Flysch, de edad Cuisense-Luteciense. Como ya se ha indicado en los perfiles anteriores, al parecer, el contacto Flysch con las calizas de Alveolinas (Formación Gallinera o Formación Millaris) es discordante, así lo afirman MENGAUD (1939); HILLEBRANDT (1962) y SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Presenta potencias estimadas por los últimos autores del orden de los 3.500 a 4.500 m.; pero hacia el sur el Flysch pasa a margas, con notable reducción de espesor (1.500 m. de margas) en todo el borde norte de la Canal de Berdún. Dicho paso lateral se ha demostrado mediante la cartografía de los niveles-guías formados por las «barras calcáreas», que son en realidad unos megarritos de potencia enorme (50-120 m.), producto de las corrientes de turbidez. Estos ritmos presentan la siguiente secuencia:

- c) Término superior lutítico (margas), 10-30 m.
- b) Término de areniscas calcáreas gradadas, 5-50 m.
- a) Slump basal, 10-80 m.

Entre Villanúa y el Gállego existe un Flysch conglomerático con bloques exóticos (calizas paleocenas y margas y areniscas maestrichtenses) que pueden tener hasta 15 m. de diámetro mayor. Sus características recuerdan en gran manera la brecha de Campo y el Flysch de bloques cenomanenses de la cuenca de Aquitania.

Hacia el este, el Flysch pasa en su parte inferior a estructuras con «slumpización» masiva (una fluxoturbidita) y a las calizas de Boltaña; mientras que por la parte superior pasa a margas rítmicas, ya que la cubeta de Jánovas quedó al abrigo del material detrítico a causa de los primeros movimientos de levantamiento del eje anticlinal de Boltaña. Dichas margas se reducen fuertemente de potencia, dando lugar a seis discordancias progresivas superpuestas, quedando las superiores en on-lap transgresivo y discordante sobre las calizas del mencionado anticlinal.

2.3.1.3. *El anticlinal de Boltaña*

El actual eje anticlinal, de dirección N.-S., se ha comportado como umbral sedimentario, al menos desde el principio de la sedimentación del Flysch. Por

esta razón las facies existentes son organógenas con abundantes fósiles, típicas de plataformas con fuerte inestabilidad (hay frecuentes diques clásicos) que pasan lateralmente a bancos «slumpizados» de calizas con nódulos esféricos, cada vez más acentuados, que acaban transformándose en verdaderos slumps que se indentan en el Flysch.

ALMELA, GALVEZ-CANERO y RIOS (En la Hoja número 211, 1:50.000, «Boltaña»), dan un perfil muy esquemático del anticlinal, con los siguientes términos de abajo a arriba:

- N₁₋₂ 500-700 m. (visibles 250 m.) «Calizas de Alveolinas», con Nummulites, Miliólidos, Alveolinas, Flosculinas. ¿Danense?, Ilerdense.
- N₃ Aproxim. 1.000 m. y en orden ascendente: Margas grises, calizas grises, margas azules que en el flanco O. son calizas y calizas margosas, y finalmente calizas y calizas detríticas, con *Assilina* y *Discocyclina*. Luteciense.
- N₃₋₅ Margas azules, maciños y margas detríticas. Luteciense-Bartonense.

La potencia de la serie calcárea es para los mencionados autores de 1.500 a 1.700 m.; para SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), de 1.100 metros.

Los movimientos de la primera fase tectónica (intrabiarritzense) acentúan este umbral de plegamiento anticlinal vergente al oeste y la exhumación subsiguiente. Con ello se erosionan las calizas de la zona de Campodarbe, dando lugar a un relieve bastante enérgico. Las margas azules, que posteriormente las recubren, y sobre todo, los materiales continentales de la Formación Campodarbe, fosilizan los paleorrelieves de Casas de Aguilar y Otín. Como ya se ha indicado, las margas azules forman hasta seis discordancias angulares superpuestas al sur de Jánovas, así como las discordancias de las Sierras de Balces y Guara. El conjunto de capas que fosilizan el pliegue de Boltaña tiene la asombrosa potencia sedimentaria de 7.000 m. medidos en el valle del río Ara. (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

2.3.1.4. El sinclinorio del Guarga

Estudiado por C. PUIGDEFABREGAS (y pub. en SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), el cual distingue las siguientes Formaciones: según un perfil N-S que pasaría por Arguís o Belsué, tenemos:

- | | |
|--|-----------|
| <p>S-</p> <p>Formación Bernués.</p> <p>Formación Anzánigo.</p> <p>Formación Campodarbe.</p> <p>Facies de transición (a continental) es diácrona.</p> <p>Formación margas de Arguís (marina).</p> <p>Formación calizas de Alveolinas.</p> | <p>N-</p> |
|--|-----------|

Según un perfil O. a E., Campodarbe-Nocito-Arguís, tenemos:

O-	Formación Bernués.	Formación Bernués.	-E
	Formación Anzánigo.	Formación Anzánigo.	
	Formación margas de Arguís-facies de transición.	Formación Campodarbe.	
	Formación de calizas de Alveolinas.	Formación Calizas de Alveolinas.	

Sobre la Formación «Garumnense», continental roja, con intercalaciones detríticas y calizas, de posición estratigráfica insegura (véase el perfil del Isábena, citado más adelante), pero que parece comprender el Paleoceno y quizá también parte del Cretácico Superior, descansa la Formación conocida por el nombre de *calizas de Alveolinas*, calizas masivas que forman los principales relieves de las Sierras exteriores surpirenaicas. Contienen: *Miliólidos*, *Alveolina*, *Flosculina*, *Nummulites atacicus*, *N. lucasanus*, del Cuisiense-Luteciense, y adquieren grandes potencias en los anticlinales de Balces y Guara; en la Sierra de Guara (el perfil publicado por ALMELA y RIOS, 1960-1962) da una potencia de unos 1.900 m. En el de la Sierra Gabardiella (Hoja de Apiés), 1.100 m. Dichas calizas masivas disminuyen progresivamente de potencia para reducirse a unos 100 m. en la zona de Santo Domingo. Hacia el E. son más frecuentes las intercalaciones detríticas, especialmente en la base de la formación, la cual, hacia el NE., pasa al anticlinal de Boltaña.

La *Formación Margas de Arguís*. Se trata de margas azules marinas, bastante fosilíferas, de edad Luteciense(?) -Biarritzense, todavía no bien determinada (puede llegar al Priabonense).

Al O. de Belsué es predominantemente margosa; pero hacia el E. es cada vez más detrítica (areniscas de Nocito, Otín, Bagüeste y Rodellar). Estas areniscas de la zona oriental, correspondientes a la parte inferior de la Formación Arguís, se disponen en discordancia sobre la Formación caliza de Alveolinas, discordancia que sería de edad intraluteciense (o quizá Luteciense-Biarritzense). En el sinclinal de Buil (Castejón de Sobrarbe, Hoja de Alquézar) reaparece la formación marina detrítica que A. GARRIDO (1968) llama Formación Puy de Cinca, de edad Luteciense Superior-Bartonense.

En la zona de Arguís la discordancia sólo es visible en la cresta del anticlinal de Sierra del Aguila, y afecta a capas más modernas, mientras que en el anticlinal de Rasal, todavía más al O., ya no se ve discordancia alguna.

Sin embargo, en el contacto de la Formación de Arguís con la caliza de Alveolinas, se encuentran siempre unas areniscas (unos 10 m.) con abundante glauconita. Este paso brusco podría representar un hiato intraluteciense donde no se ha producido discordancia. El hecho está por comprobar paleontológicamente.

Las margas de Arguís, en el techo, pasan a facies continentales a través de una línea diácrona que desciende de O. a E., de modo que la facies marina está

enormemente reducida en la zona del Alcanadre, llegando a faltar en algún punto (Nasarre). A lo largo de la línea diácrona se dispone la *facies de transición*, de litología muy variable según la zona.

Al final de la sedimentación flysch, la primera fase de movimientos tectónicos eleva también la región al N. de la Canal de Berdún. Las margas azules de Jaca pasan a tener estructuras de corriente turbidítica (1.000 m.) y, por último, queda establecida una línea de costa en el flanco S. de la Canal de Berdún, depositándose una serie de tránsito marino-continental de margas y areniscas alternantes en capas de unos pocos metros de espesor, con abundantes fósiles marinos (600 m. en la ladera de Peña Oroel). Una fauna de gasterópodos (*Cerithium*) indicadores de facies salobres, marca el paso al régimen continental (com. verbal de J. F. VILLALTA). En el flanco S. del sinclínorio del Guarga, y en la parte culminante de las margas de Arguís, la transición se efectúa a través de unas capas coralinas, de fauna muy abundante. Es muy probable que la facies de transición de la parte central del mencionado sinclínorio sea salina. Es decir, que las sales halladas en el sondeo Undués-Pintano se encuentren en esta posición, que es, en definitiva, la misma que las sales de Pamplona.

La edad de estas facies de transición es variable según las zonas, ya que el paso de marino a continental no se efectúa en todos los lugares al mismo tiempo, variando del Biarritzense al E. a Priabonense al O.

El *Terciario Continental*. Descansa sobre la facies de transición, formando grandes masas de sedimentos de tipo fluvial. En esta masa, de acusada uniformidad litológica, se han distinguido cuatro formaciones (PUIGDEFABREGAS, *op. cit.*)

Formación de Campodarbe: Es una formación de tipo fluvial que pasa, lateralmente y hacia el O., a facies marina (Formación margas de Arguís). Como muro se ha tomado la facies de transición y, como techo, el plano isócrono por encima del cual el Terciario Continental no tiene equivalente marino.

Al O. de la línea Binacua-Villalangua no existe esta formación por estar enteramente representada dentro de la de Jaca-Arguís. Las capas rojas de Olsón y Rodellar, así como las de Capella, serían de la misma edad.

Hacia el N. de Campodarbe, las margas dan paso a los conglomerados de Santa Orosia (sinclinal de Canciás), desde su base hasta las primeras capas francamente continentales los conglomerados son deltaicos.

La Formación Campodarbe es de edad Biarritzense, por ser ésta la edad de las margas equivalentes en el Pantano de la Peña; cosa que queda en evidencia por la no coincidencia de las cartografías de isócronas y de facies en la zona de tránsito marino-continental; así como por la presencia de cuñas, especialmente en las zonas de Fiscal y Nasarre-Bagüeste.

Consideramos como Oligoceno toda la serie continental que descansa sobre la Formación Campodarbe y sobre la facies de transición, y que tiene como

techo las capas basales de la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo. Constituye el núcleo del sinclinatorio del Guarga. La potencia de esta serie ya fue estimada por SELZER (1934) en más de 4.000 m. La serie, debido a la carencia de fósiles, está por datar y probablemente comprende una parte basal eocenaluadiense (a Priabonense). Se han distinguido en ella dos formaciones, tomando como separación entre ambas la isócrona de la base de los conglomerados de San Juan de la Peña. De este modo tenemos que los conglomerados de Canciás están incluidos casi por completo en la serie inferior (en realidad la masa de Canciás empezó a depositarse al final del Eoceno y no terminó hasta el Oligoceno Superior). Es decir, son más antiguos que los de Oroel y San Juan de la Peña.

Tenemos, pues: *Formación de Anzánigo*, de tipo fluvial, cuya área más detrítica está en la masa de conglomerados de Canciás. Además del Oligoceno (parte inferior), englobaría parte del Eoceno Superior.

La *Formación de Bernués* es la que queda comprendida entre las discordancias progresivas de San Juan de la Peña y la de Biel. Tiene su zona de aportes en los conglomerados de San Juan de la Peña, Oroel y parte superior de la Sierra de Canciás. La Formación se distingue difícilmente de la anterior, pero se aprecia, en general, una vigorización del régimen fluvial que señala la Segunda Fase tectónica, correlativa de los conglomerados antes mencionados.

La edad de la Formación Anzánigo es oligocena, ya que soporta el Aquitaniense; pero que no se puede precisar aún si comprende todo o parte del Oligoceno.

Formación Uncastillo. Esta formación pertenece enteramente a la Depresión terciaria del Ebro y se extiende todo a lo largo de las Sierras exteriores oscenses.

Tiene como muro la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, que se convierte en angular y erosiva al E. de Agüero. Los conglomerados que forman el borde S. de las Sierras exteriores pasan lateralmente y hacia el S. a la formación de margas pardas y amarillas con areniscas en paleocanales de Uncastillo, Huesca, Ujué, Artajona y Monzón. La serie está datada directamente por varios yacimientos de vertebrados en Santa Cilia y Ayerbe (CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966, y CRUSAFONT y PONS, 1969), de edad Aquitaniense. Los conglomerados discordantes de Graus, la Formación está discordante sobre los yesos de la *Formación Barbastro* (QUIRANTES, 1969) y la *Formación Peraltilla*. Con las debidas modificaciones se vuelve al límite oligo-mioceno propuesto hace tiempo por SELZER (1934), cambiándose radicalmente la edad del mal llamado «Oligoceno normal».

A partir del Aquitaniense, el surco sedimentario se ha desplazado hacia el S., hacia el centro actual de la Depresión del Ebro.

Es necesario indicar que la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABRE-

GAS, 1970) es la misma que la *Formación Sariñena* (QUIRANTES, 1969) por lo cual es recomendable utilizar la segunda, por razones de prioridad.

En el núcleo del anticlinal Balaguer-Barbastro aparecen los yesos de *Barbastro*, flanqueados por el S. por la *Formación Peraltila*, la cual soporta a su vez la *Formación Sariñena*. La edad de los yesos masivos de Barbastro está comprendida entre el Biarritzense Superior y el Oligoceno Medio. En efecto, la formación salina de Cataluña ha sido cortada en el sondeo de Monzón, la cual descansa directamente sobre las margas azules del Eoceno Superior, equivalentes de las de Arguís. Mientras que la parte culminante que pasa a las margas y arenas rojas de Peraltila tiene que ser Sannoisiense, debido a los pasos laterales que se observan en la zona de Guissona (Lérida), y que está confirmada por una asociación de Charophytas con *Harrisichara tuberculata* (LYELL) GRAMBAST, que corresponde a la zona de Montmartre, es decir al Oligoceno Inferior (REILLE, 1967). Así pues, la *Formación Peraltila* pertenece al Oligoceno Superior, por estar comprendida entre este nivel y la base discordante de la *Formación Sariñena*, Aquitaniense.

2.3.2. Terciario de la zona del Cinca-Esera-Isábena

Las cartografías de que disponemos, así como los estudios estratigráficos realizados en esta área remontan a MALLADA (1878); DALLONI (1910), MISCH (1934) y SELZER (1934), que podemos considerar clásicos. Posteriormente, la cartografía geológica, y con ello la estratigrafía, fue mejorada con las cartografías más detalladas de ALMELA y RIOS (1951) en su estudio sobre las Sierras Oscenses; la Memoria del Mapa 1:200.000 de la provincia de Huesca (ALASTRUE, ALMELA y RIOS, 1957) y las de las Hojas al 1.50.000, debidas también a ALMELA y RIOS («Apies», «Alquézar» y «Yebra de Basa») son, hasta el presente, las contribuciones más importantes a la geología de la zona del Cinca. Recientemente han aparecido algunas notas estratigráficas de detalle de gran interés y que permiten tener una mayor precisión acerca de la estratigrafía terciaria entre el Isábena y el Cinca. Se deben a RENZI (1967); CRUSAFONT, RENZI y CLAVELL (1966), y a GARRIDO MEGIAS (1968). A continuación damos de modo condensado los resultados más sobresalientes. La parte inferior de la serie terciaria, según los dos primeros trabajos mencionados, es:

Eoceno	Luteciense Superior	«Luteciense 2» de GARRIDO. A partir del nivel de El Soler, están las margas detríticas y margas grises con <i>Potamides</i> , equivalentes laterales de los conglomerados de Campanué. ~ Discordancia angular débil. Muy visible en Mediana. El Luteciense 2 puede descansar sobre las calizas de Alveolinas, el Garumnense o Maestrichtense.
	Luteciense	5. Alternancia de 20 niveles continentales salobres margosos con <i>Potamides</i> . En la base un banco de facies litoral con <i>Ostrea</i> , y el Briozoario <i>Conopeum reticulatum</i> (LINNE). 4. Areniscas y margas continentales, nivel de La Roca, 20 m., que constituye el primer nivel continental, con vertebrados fósiles (yac. de Güell, Montderoda, Las Badias, La Boixedat) con <i>Lophiodon</i> ; <i>Chasmotherium</i> , cf. <i>cartieri</i> ; <i>Pachynolophus</i> cf. <i>duvali</i> , POMEL; <i>Sinopa</i> (?); <i>Prosimios</i> , algún <i>Suiforme</i> y <i>Tilópodo</i> ; <i>Quelonios</i> y <i>Crocodilidos</i> .
	Cuisiense (?)	3e. Margas azules. 130 m., aproximadamente marinas.
	Ilardense Superior y Medio	3d. Calizas y areniscas calcáreas, 25 m. aproximadamente, con: <i>Nummulites</i> aff. <i>atacticus</i> LEYM; <i>Discocyclina</i> sp.; <i>Alveolina</i> aff. <i>rotundata</i> , HOTTINGER; <i>Tympanotonus orengae</i> (VIDAL). 3c. Margas grises marinas, unos 280 m. con: <i>Nummulites bironensis</i> , SCHAUB; <i>N. exilis</i> , DOUV.; <i>Operculina douvillei</i> , D'ARCH; <i>O.</i> aff. <i>canalifera</i> , D'ARCH; <i>Assilina pustulosa</i> , DONC.; <i>T. rodensis</i> , CAREZ; <i>Meretrix</i> cf. <i>conilhacensis</i> , DONC.
	Ilardense Medio	2b. Margas azules (con las anteriores 3b+3c=280 m.), con <i>Turritella trem-pina</i> CAREZ y especies típicas de las Corbières.
	Ilardense Inferior	2a. o nivel 4 (DE RENZI, 1967) «Calizas de Alveolinas», de 90 m. de potencia, con: <i>Alveolina dolioliformis</i> , SCHWAGER, y <i>Lucina corbarica</i> , LEYM.
Paleoceno	Facies Garumnense	3. Sea-12. Margas azules. 4 m. 3. Sea-11. Conglomerados arenosos. 2,5 metros. 3. Sea-10. Margas rojas, facies Garumnense. 6 metros. 3. Sea-5 a Sea-9. Complejo con calizas arenosas. Calizas de algas, areniscas calcáreas y areniscas margosas, de 6,7 m. en total; marinas con <i>Miliólidos</i> , <i>Lithothamnium</i> . 3. Sea-4. Margas rojas, facies Garumnense. 9 metros. 3. Sea-1 a Sea-3. Calizas (0,4 m.), encima conglomerado (1,2 m.) y encima caliza (0,5 m.). La caliza basal contiene <i>Miliólidos</i> y otros foraminíferos, y <i>Alveolina</i> (<i>Glomalveolina</i>) <i>primaeva</i> , REICHEL. La caliza superior tiene la misma <i>Alveolina</i> . Edad Thanetiense o Montiense-Thanetiense.
		3. Nivel basal de margas rojas, facies Garumnense. 25 m. descansan sobre las areniscas de Areny. 2. Arenisca de Arén (o Areny), con <i>Lychnus</i> , 7 m., aproximadamente.
Cretáceo	Maestrichtense Senonense	

La parte alta del Terciario del Cinca puede subdividirse, según A. GARRIDO MEGIAS (1968), como sigue:

Aquitaniense	10. «Conglomerado de Graus» (1). ~ Discordancia «post-pirenaica» (2).
«Bartonense» (3)	9. «Formación Escanilla». Margas abigarradas, pardorajizas, areniscas y conglomerados en bancos métricos. En la base hay bancos de calizas lacustres con lignitos (minas de Capella y Laguarres). Al O. de Mediano esta formación mide más de 500 m. de potencia. En las mencionadas minas se han encontrado vertebrados. En Capella: <i>Adapis priscus</i> , STEHLIN; <i>Paramys</i> sp.; <i>Almogaver condali</i> , CRUS. et VILL. <i>Phenacodus villaltae</i> , CRUS., Ph. cf. <i>teilhardi</i> , SIMPSON; <i>Anchilopus depereti</i> , STEHLIN; <i>Chasmotherium minimun</i> (FISCHER); <i>Lophiaspis occitanicus</i> (CUV.); <i>Lophiodon rhinoceros</i> , RUTIM.; <i>Cebochoerus rutimeyeri</i> , STEHLIN; <i>Dacrytherium</i> sp.; <i>Haplobunodon solodurens</i> , STEHLIN (CRUSAFONT, 1958) y <i>Arisella capellae</i> , CRUS. <i>Pivetonis isabena</i> , CRUS. (CRUSAFONT y GOLPE, 1968). Junto con el yacimiento de Laguarres, ambos pertenecen a la zona de Castres (Luteciense-Bartonense), aunque el de Laguarres, según THALER, ya sería Bartonense. ~ Discordancia cartográfica. La Formación Escanilla descansa sobre la Formación Puy de Cinca (marina); en Capella dicha Formación ya ha desaparecido por erosión y lo hace sobre la Formación Capella; más al E. llega a apoyarse sobre el Garumnense.
Luteciense Superior (4)	8. Formación Puy de Cinca, marina, compuesta por: 8c. Margas grises con <i>Nummulites</i> . 60 m. 8b. Calizas de Grustau, con microfauna, <i>Nummulites</i> y <i>Alveolina</i> . 80 metros. 8a. Margas grises, con <i>Nummulites</i> . 120 metros. 7. Formación Capella. Continental. Margas gris-amarillas, algo rojizas, con intercalaciones de microconglomerados y conglomerados y areniscas. 380 metros. 6. Formación conglomerados de Campanué y sus equivalentes laterales. Por la ladera N. del cerro conglomerático se encuentra: 6c. Conglomerados poligénicos. 200 metros. 6b. Areniscas, conglomerados y margas grises con <i>Nummulites</i> . 120 metros. 6a. Conglomerados poligénicos, con una cuña de margas grises que se abre hacia el S. En breve espacio los conglomerados de Campanué pasan hacia el S. a una serie formada por areniscas y margas marinas, calizas con <i>Nummulites</i> , <i>Ostreidos</i> y <i>Corales</i> , de potencia más reducida: 245 m., aunque el equivalente basal no se ve. Igual pasa hacia el O. y E. La parte culminante del nivel 6c corresponde al yacimiento de Torrelabad, con <i>Potamides</i> , <i>Crocodilidos</i> , <i>Quelonios</i> (<i>Trionyx</i>), Mamíferos: <i>Lophiodon</i> y <i>Chasmotherium</i> . Edad: Luteciense Superior. La parte inferior de los conglomerados de Campanué corresponden al yacimiento de C. Soler, con <i>Potamides</i> . ~ Discordancia angular débil. Muy visible en Mediano. Los conglomerados constituyen el depósito correlativo de esta fase orogénica.

La Formación Escanilla con mucha probabilidad es equivalente a la de Campodarbe, así lo admiten SOLER y PUIGDEFABREGAS en su mapa (1970).

(1) No creemos que los conglomerados de Graus ofrezcan muchas dudas en correlacionar 1 m. con los de Santa Cilia (?) aquitaniense, según CRUSAFONT, RIBA y VILLENA (1966).

(2) A. GARRIDO cita por debajo de los conglomerados de Graus, y más al S., una potente Formación continental detrítica, para nosotros de edad incierta; pero que él atribuye a un Ludiense (?), con dudas. Pensamos nosotros que pudiera atribuirse a una serie más alta. RIBA y LLAMAS (1965) citan dos series de conglomerados en el Terciario que rodea el diapiro de Estada; la más alta fue datada como Mioceno-Oligoceno (antes de encontrar el yacimiento aquitaniense de Santa Cilia), atribuible ahora al Aquitaniense; la inferior, podría ser un Oligoceno.

(3) «Bartonense» es utilizado aquí en el sentido antiguo del Biarritense.

(4) Es el Luteciense 2 de GARRIDO.

2.3.3. Terciario de la zona del Noguera-Ribagorzana

En toda esta zona, según datos de ALMELA y RIOS (1947, 1957) y ALAS-TRUE, E. (1957), la sucesión terciaria se inicia con el Luteciense Inferior, representado por la característica caliza de Alveolinas. 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 calizas margosas grises, amarillas o rojizas con *Velates*, Equínidos y numerosos *Nummulites* (*N. ataciosus*, LEYM). Estas formaciones continúan con las mismas características hacia el O. por el Valle del Isábena, donde se muestran muy fosilíferas.

Sucede al tramo de las calizas el de las margas azules lutecienses que en la Noguera Ribagorzana son muy ricas en fósiles, especialmente *Turritella*, *Nummulites*, *Assilina* y *Operculina*.

Sobre estas margas se superponen las margas arenosas y areniscas del Flysch (Luteciense-Bartonense), que pasan a veces a conglomerados. El Flysch alcanza en el Isábena una potencia de 300 m., llevando en su base bancos con *Ostrea strichticostata*. En el Esera disminuye su potencia, pero soporta una serie de conglomerados de varios cientos de metros de espesor, que alcanzan su máximo desarrollo en la zona de Albezonas, entre el Esera y el Isábena.

La serie se corona con el Ludense, del que caben señalar retazos al O. de Arén, entre Cajigar y Puilomar, desarrollándose sobre el Flysch con ligera discordancia un conjunto de margas abigarradas, conglomerados rojos y capas rojas en las que aparecen algunos lechos de lignito. Más al SO. (Lascuarre), alternan las capas rojas y conglomeráticas con algunas areniscas y calizas asociadas a capas de lignito.

ALVARADO, M. COMA, J. y DEL VALLE, J., resumen la serie eocena en la esquina SE. de la Hoja, región de Benabarre, en los siguientes términos:

- e) Margas abigarradas (Luteciense Superior-Bartonense).
 - d) Tramo calizo.
 - c) Margas y conglomerados de tipo continental.
 - b) Tramo en facies Flysch (Luteciense Medio).
 - a) Calizas con Alveolinas (Ipresiense Superior-Luteciense Inferior).
- } Luteciense Superior.

La caliza de Alveolinas supone una formación y no una edad; a veces pasa lateralmente a margas. En Arén pertenecen al Ipresiense, según ALMELA. En Artesa del Segre al Luteciense, según ALMELA y RIOS. En la zona de Benabarre, llega al Luteciense, como lo indica la *Ostrea mousoulensis*, ASTRE.

La separación entre el Luteciense Medio y Superior, se ha hecho de forma arbitraria en el paso a la facies continental.

La serie terciaria termina en toda esta región con los materiales oligocenos, constituidos por conglomerados formando un banco potente en la base y luego

una alternancia de conglomerados, margas y areniscas, todo con tonos anaranjados. En general estos materiales están poco plegados y discordantes sobre las formaciones inferiores.

2.4. CUATERNARIO

La parte N. de la Hoja número 23, «Huesca», comprende varios troncos fluviales, de origen pirenaico, que conservan depósitos morrénicos y terrazas fluvio-glaciares. En el Gállego, las morrenas frontales están menos conservadas que en el valle del Aragón; la morrena frontal se encuentra en Senegüé, formando un importante arco cóncavo aguas arriba, cortado por el río. Aguas abajo parece que hay otro mal conservado. Por la Ribera de Biescas, CASAS TORRES y FONTBOTE (1945) señalaron en un esquema morfológico la posición de las morrenas glaciares laterales, colgadas en las vertientes, los rellenos de las cubetas glaciares, la posición de importantes conos de deyección, muchos de ellos funcionales, otros antiguos; las terrazas fluvio-glaciares. El glaciar del Gállego tenía más de 25 km. de longitud.

En el Ara, el potente glaciar cuaternario abandonó morrenas laterales en Viu, a 300 m. por encima del actual fondo del valle; probablemente llegó hasta Fiscal, donde hay registrada una morrena de identificación problemática.

Aguas arriba de Bielsa se encuentran restos de morrenas en los barrancos de Santa Cruz y Sarra, a unos 200 m. por encima del cauce actual. Más arriba, en Parzán, se encuentran cantos y bloques enormes de granito pulido y estriado a la derecha del Cinca; Chisaguas está constituida sobre una morrena. PENCK (1882) pensó que Bielsa está sentado sobre una masa detrítica análoga a la de Labuerda; los derrubios procederían de la vertiente derecha y habrían colmatado probablemente un lago situado aguas arriba del murallón detrítico del valle de Pineta, lo cual estaría indicado por un sedimento arcilloso «rubané» (DALLONI, 1910), se trataría probablemente de un depósito varvado.

Aguas arriba de los arcos morrénicos terminales se encuentran otros que pertenecerían a fases «epiglaciares» de estabilidad, durante el retroceso general de los grandes heleros cuaternarios. GARCIA SAINZ (1941) tiene señalados muchos de ellos.

En la parte NE. de la Hoja, los depósitos cuaternarios son de origen glaciar y post-glaciar, su distribución está esencialmente restringida a los valles y circos dentro de la zona axial, en otro tiempo ocupada por glaciares. Los depósitos consisten en cantos y bloques de granito, sueltos, con material arcilloso, arena fina y/o material arcósico. En las zonas graníticas de la parte N. estos bloques a veces tienen diámetros hasta de 10 m., más al S. alcanzan 1 m. Caben destacar extensas terrazas fluvio-glaciares, tal como aparecen en los Valles del Durro y Tahull.

Depósitos actuales y subactuales revisten muchos fondos de valle; canchales funcionales muy bien desarrollados en las vertientes de las áreas más monta-

ñosas, otros en cambio, han sido fijados por la vegetación, se encuentran revistiendo grandes extensiones de la zona más montañosa. Hay *coladas de solifluxión*, etcétera.

Los depósitos glaciares enlazan con las terrazas fluvio-glaciares aguas abajo de los arcos morrénicos frontales. Pero, al parecer (BOMER, com. verb.), dichas terrazas no enlazan con las que se encuentran bien desarrolladas en el centro de la Depresión del Ebro. En la Canal de Berdún, C. MARTI BONO distingue cinco niveles: un *nivel superior*, a 100 m. por encima del cauce actual, que no se relaciona con ninguna morrena. El *nivel principal*, entre 50 y 60 m., que enlaza con un glacis, y la morrena superior externa de Castiello de Jaca. El complejo de *terrazas medias y bajas*, en número de tres (15-20 m.; 70-10 m. y la inferior o terraza de inundación). La terraza de 15-20 m. enlaza con las morrenas internas.

El río Cinca posee una gradería de terrazas-glacis muy bien desarrollada en su curso medio, cuyos niveles se pueden correlacionar con las terrazas estudiadas por SOLE SABARIS (1953) y BOMER (1957) en los ríos Noguera Ribagorzana y Gállego. Los niveles, en número de cuatro, vienen a ser: Nivel I: 80-85 m.; Nivel II: 55-60 m.; Nivel III: 15-20 m., y Nivel IV: 3-8 m. A los cuales hay que añadir los mantos aluviales actuales de los ríos, que por su naturaleza torrencial pueden ser clasificados como «braided streams» o ríos de cauces anastomosados.

La zona de Somontano de Huesca constituye un extenso *pedemonte*, desarrollado en los materiales tiernos del Terciario, está formado por varios niveles de derrubios escalonados a varias alturas, inclinados hacia el centro de la Depresión del Ebro, y coronan la llanura formando las plataformas interfluviales. El nivel más alto quizá sea Villafranquense, como apunta L. SOLE SABARIS (1953) para la zona leridana. BOMER (1957) reconoce otros cuatro niveles de glacis, relacionados con las terrazas fluviales. Este autor intenta reconstruir sobre un mapa las orientaciones antiguas del drenaje del *pedemonte oscense*.

2.5. ROCAS INTRUSIVAS Y METAMORFICAS

En la parte NE. de la Hoja, en el núcleo herciniano correspondiente a la zona axial pirenaica, aparece una considerable variedad de rocas intrusivas, incluyendo un gran batolito granodiorítico tectónico-tardío y otros más pequeños, así como un gran número de diques de varios tipos e intrusiones básicas posttectónicas. Las intrusiones granodioríticas han producido un apreciable metamorfismo térmico en las rocas encajantes.

Las intrusiones biotítico-granodioritas de los Pirineos Centrales, de las cuales el batolito de La Madaleta es uno de los más grandes, son todas diapíricas con bordes agudos y claramente discordantes. Su emplazamiento puede ser establecido en base a varias fases de plegamiento y con la ayuda de porfiroblastos en la aureola de contacto.

La granodiorita de La Madaleta consiste en una roca de grano medio, gris claro, normalmente masiva en afloramiento. Estas masas homogéneas son atravesadas en todas direcciones por numerosas vetas delgadas de aplitas y cuarzo.

La roca no presenta orientación, excepto para un estrecho borde (10 m.) de rocas débilmente gníscas, a veces brechoides, cerca del contacto con los sedimentos metamorizados.

Los principales constituyentes de la roca son cuarzo, plagioclasa (andesina sódica 30-40 por 100), microclina y biotita. Circón y apatito son accesorios comunes. La ausencia local de minerales ricos en calcio (principalmente hornblenda) cerca del borde granodiorítico puede indicar asimilación de calcio desde la roca encajante. La plagioclasa está presente como cristales idiomorfos o hipidiomorfos con zonación oscilante. El núcleo es más básico en estos cristales, generalmente alterado o sericita. La plagioclasa forma el 25 al 50 por 100 del volumen de la roca. La microclina es raramente idiomorfa y se encuentra en pequeñas cantidades en la plagioclasa (15 a 20 por 100). El cuarzo está contenido como una masa intersticial entre la plagioclasa y la biotita y forma el 20 a 50 por 100 de la roca. Biotita (5 a 15 por 100), a menudo alterada a clorita, a veces a moscovita.

El metamorfismo térmico ha producido una zona de contacto de moderada anchura, variando entre unos pocos cientos de metros a algunos kilómetros. Generalmente en esta aureola las rocas arcillosas se han convertido en corneanas y las pizarras mosqueadas y rocas calcáreas en caliza marmórea y limo-silicatos.

Las corneanas presentan una textura no orientada. El clivaje original ha desaparecido casi completamente. La matriz consiste en una mezcla de cuarzo, biotita y moscovita, en la que se fijan pequeños porfidoclastos de andalucita y cordierita. Ambos alumino-silicatos están generalmente más o menos fuertemente alterados a sericita y moscovita. Los minerales accesorios son turmalina, circón, apatito y otros minerales. En las pizarras mosqueadas el clivaje original se encuentra más pronunciado. Los puntos o manchas son agregados de sericita que originalmente eran andalucita o cordierita.

Es interesante hacer notar que las pizarras del Silúrico nunca se convierten en verdaderas corneanas. El alto contenido en carbono y el extremadamente bajo porcentaje de cuarzo libre puede haber neutralizado la recristalización metamórfica. Chistolita parece ser el único mineral nuevo formado.

Donde las calizas son puras (Formación Basibé) se han transformado en mármoles; la calcita ha sido completamente recristalizada en gruesos cristales. Estos mármoles, a menudo, contienen cuerpos de dolomía irregulares, marrón sucio, que borran todas las huellas de estratificación y clivaje.

Las calizas en alternancia con lechos calcáreos (Formación Rueda y Griotte de Mañanet) son transformadas cerca del contacto en calcoesquistos, epidotaclinozoisita y titanita. Pequeños y menos frecuentes son: albita, microclina, plagioclasa básica, actinolita, wollastonita y granate.

Los numerosos diques encontrados en esta zona pirenaica pueden ser divididos en varios grupos en base a diferencias macroscópicas. Mineralógicamente la composición de estas rocas varía desde diorítica a granítica.

En la zona de Bono-Barruera, cabe destacar un denso conjunto de diques asociados a la zona metamórfica de Bono, consistente en gran número de diques de porfirita, con una composición bastante constante (diorita-porfirita). Puesto que estos diques están cubiertos discordantemente por el Buntsandstein, su intrusión puede corresponder a una fase orogénica hercínica tardía o postectónica, pero antes de la deposición del Triásico. Sus espesores varían desde 30 a 0,5 m. Son masivos, asociados, y ocasionalmente esquistosos cerca del contacto con la roca encajante. El tamaño del grano disminuye desde medio, en el centro, a bastante fino cerca de los bordes. Los diques se encuentran flanqueados por una zona estrecha (aproximadamente, 1 m.), de rocas metamórficas.

La zona de transición entre este enjambre de diques y el complejo metamórfico de Bono, contiene también cuerpos irregulares, lenticulares, de varios cientos de metros de largo y 20-40 m. de ancho con composición diorítica y textura porfirica.

En el área metamórfica de Bono, el 70 por 100 de las rocas consiste en (cuarzo) dioritas porfíricas (en lentes y diques irregulares) y los restos del metamorfismo de las rocas devónicas afectadas por fluidos y calor generado por una intrusión diapírica probablemente.

En la zona de Sierra Negra existen numerosos diques de grano fino, color amarillo claro o verdoso, a veces marrón sucio, debido a la meteorización de los cristales de piritita. Son raros los lamprófidos de color oscuro. Los diques más finos (20 a 2 cm.) han intruido paralelamente al principal plano de clivaje. En el campo estos diques parecen de aplitas, pero el análisis microscópico muestra un cuarzo-diorita de grano fino y sin fenocristales. Están, por lo general, fuertemente alteradas.

En el Carbonífero Inferior de Los Paules y Gotarta (Devónico), se ha de destacar la presencia de pequeñas y grandes masas ígneas intrusivas. Mineralógicamente son rocas de grano fino que varían de riódacita a tragi-andesita; los fenocristales son principalmente de plagioclasa, poco cuarzo y feldespato potásico, piroxeno y probablemente olivino.

3. TECTONICA Y EVOLUCION GEOLOGICA

Por tratarse de una Hoja de Pirineos, zona bastante tectonizada, disponemos de numerosas publicaciones y ensayos interpretativos sobre la estructura de los Pirineos; muchos de los cuales han aparecido hace relativamente poco tiempo. Entre los españoles, debemos mencionar en primer lugar la síntesis geológica del Alto Aragón, recién aparecida, de M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970),

de gran utilidad por su valor de puesta al día cartográfica, estratigráfica y tectónica. En ella se ven sintetizadas, aparte muchas observaciones personales, las ideas expuestas en varias tesis monográficas sobre algunos sectores pirenaicos, debidas a SCHWARZ (1962), LINGEN (1960), WENSINK (1962) que tratan especialmente de la tectónica del Paleozoico y Permotrias; así como las de ELSBERG (1969) VAN DER VOO (1966), VAN DER VELDE (1967) y VAN LITH (1965, inédito), que tratan de la tectónica alpídica; las teorías tectogénicas de la tesis recientemente sostenida de M. SEURET (Univ. Montpellier, 1970) y notas que la han precedido (CHOUKROUNE, SEURET et al.). Debemos citar también los trabajos de FONTBOTE sobre la Ribera de Biescas y Valle de Tena; los de RIOS, ALMELA y ALASTRUE (1952, 1957, etc.), y LLOPIS (1945, 1951, 1959). Citas obligadas de consulta son las monografías de conjunto debidas a MISCH (1934) y a SELZER (1934) sobre el Pirineo aragonés; la tesis de MANGIN (1958) sobre el Pirineo navarro; la tesis de SOUQUET (1967), con un amplio capítulo de tectónica del Pirineo aragonés, etcétera.

3.1. PALEOZOICO DE LA ZONA AXIAL PIRENAICA

Se puede constatar, en resumen, que la historia geológica primaria de los Pirineos se divide en dos periodos bien definidos: el primero, caracterizado por una sedimentación más o menos agitada, terminando con el Ordovícico Superior; y el segundo, caracterizado por una sedimentación más tranquila, con una cuenca axial bien definida durante el Devónico. La orogénesis herciniana se anuncia ya en el Devónico Superior por emersiones parciales, y las regresiones y transgresiones en el Carbonífero Inferior y Medio.

Después de los levantamientos epirogénicos al fin del Devónico, seguidos por una nueva transgresión del Dinantiense, el plegamiento real comienza después de la deposición del Westfaliense Inferior. Varias fases sucesivas de plegamiento pueden ser distinguidas, pero, desgraciadamente, el poco material bioestratigráfico útil para el Carbonífero no es suficiente para datarlas separadamente.

Los movimientos tectónicos principales, los que probablemente han comenzado ya en el tiempo Carbonífero, aumentan su potencia hacia el Westfaliense-B. Han sido reconocidas varias fases de deformación (alto Ribagorzana y Ballera), P. H. W. MEY (1968). La primera de ellas produjo pliegues concéntricos, ligeramente asimétricas, variando de amplios a estrechos sin desarrollo de crucero. Sus planos axiales están orientados por lo general E.-O., hasta ESE.-ONO. al N. (Unidad de Sierra Negra) y al E.-O. y NO.-SE. en el S. (Unidad de Ribagorzana).

La segunda deformación, la fase principal, es producida por una compresión N.-S. y está caracterizada en el N. por estrechos pliegues isoclinales con un crucero de plano axial buzando fuertemente hacia el N., mientras que en la parte

central y en la parte S. es más moderado (30-50°). Los ejes de plegamiento y las lineaciones muestran una distribución en anillo. La estructura entera se curva según un eje de dirección N.-NE., coincidente con el río Ribagorzana, durante una tercera fase de deformación.

Los macizos granodioríticos de La Madaleta, Igea y Box, y sus diques acompañantes se han intruido paralelamente a la dirección general de crucero y han producido una aureola metamórfica de moderada amplitud. Se han formado pliegues de gravedad en el borde S. del macizo de la Madaleta. La presencia de galena, está relacionada con la actividad ígnea y es explotada en las cercanías del pueblo de Bono.

Una cuarta fase de deformación fue producida por una nueva compresión N.-S. Esta se evidencia por un plegamiento local del crucero de la fase principal, con un crucero de plano axial secundario y débil (tipo crucero fractura) y cabalgamientos locales a lo largo de estos tempranos planos de crucero. Esta deformación podría ser una fase hercínica tardía o alpina.

La orogenia alpina ha iniciado o rejuvenecido, en las rocas paleozoicas, importantes corrimientos inclinados hacia el N. y menores cabalgamientos a lo largo del crucero de la fase principal, la cual produjo al mismo tiempo los pliegues asimétricos de las estructuras Permo-Triásicas por encima de la discordancia.

3.2. DOMINIO DE LA CUENCA SURPIRENAICA

El dominio de la cuenca cubre, sobre la vertiente S. de los Pirineos centrales, diversas zonas estructurales, P. SOUQUET (1967):

1. Zona de escamas de Pont de Suert.
2. Zona surpirenaica.
3. Sinclinal de Aragón y Sierras marginales catalanas.

3.2.1. Zona de escamas de Pont de Suert

P. SOUQUET (1967) designa bajo esta denominación un conjunto de testimonios de la cobertera jurásico-cretácica aislados y dislocados en la superficie del Keuper, del borde meridional de la zona axial, entre los Valles del Noguera Pallaresa y del Esera. Se encuentra en la zona de articulación entre el basamento hercínico axial pirenaico y su cobertera posthercínica meridional. Está caracterizada por numerosas fracturas y un deslizamiento generalizado, en relación con una acumulación importante del Triás en una zona muy tectonizada. Constituye para el mencionado autor un ejemplo de la influencia, que las deformaciones o las fracturas sufridas por el zócalo surpirenaico durante la epiro-

génesis antecenomanense, han ejercido sobre la localización y caracteres de los pliegues y accidentes pirenaicos.

Esta zona se encuentra independizada de la zona surpirenaica, de la cual está separada por un importante accidente que P. SOUQUET (1967) llama «cabalgamiento frontal surpirenaico», el cual se puede seguir a lo largo del borde N. de la zona surpirenaica, desde el macizo de Pedraforca al de Cotiella.

Para ZWART y MEY (1964) y de manera especial para SEURET (1964, 1966, 1969, 1970), las escamas de Pont de Suert tendrían un origen alóctono, formando varias unidades corridas del estilo de «têtes plongeantes», como mínimo unos 6 kms. hacia el Sur y replegadas en fases sucesivas. Constituyen la parte occidental de la unidad corrida del Pedraforca.

3.2.2. Zona surpirenaica

Desde un punto de vista tectónico, esta zona se caracteriza por una gran heterogeneidad. Se pueden distinguir varias regiones, presentando cada una hechos particulares, dependiendo en gran parte de la forma del área paleogeográfica sobre la cual se localiza.

En primer lugar, la región oriental al E. del Noguera Ribagorzana, caracterizada por una tectónica simple, presentando un arrumbamiento de conjunto hacia el N. Presenta complicaciones solamente en su extremo N., con notables dislocaciones transversas situadas sobre el borde oriental de la cuenca surpirenaica; hacia el O., con la interrupción brutal de la totalidad de los elementos estructurales, poco más allá del Noguera Ribagorzana, en la Sierra de Sis, es decir, a nivel de un levantamiento del zócalo profundo, que ha limitado igualmente el brazo oriental del cabalgamiento frontal surpirenaico y los pliegues más numerosos de la zona de escamas.

La región central de la zona surpirenaica, entre los Valles del Noguera Ribagorzana y el Esera, comprende esencialmente el anticlinal de las Aras y los diversos repliegues del macizo del Turbón. Se caracteriza por la presencia de un plegamiento transversal, de dirección NNE.-SSO. Esta dirección de los pliegues puede estar en relación en esta región de transición entre la cuenca subsidente surpirenaica y la plataforma occidental del Alto Aragón, con un sistema de fracturas de un zócalo roto en bloques cada vez más levantados hacia el O. Las dislocaciones longitudinales no están totalmente ausentes en esta región y se localizan a una parte y otra del anticlinal de las Aras, sobre los límites del surco del Turbón.

La estructura de la región occidental, que comienza al E. del Esera, en las Sierras de Baciero y de Cervin y se extiende hacia el O., sobre el macizo de Cotiella, parece estar impuesta por el desarrollo de un sinclinal complejo de calizas, de Aguas Salenz, que se extiende levantándose progresivamente de E. a O., entre la Sierra de Cervin y el macizo de Punta Llerga, en los bordes del

Cinca. Este pliegue principal está bordeado por anticlinales complejos que se alinean siguiendo la traza de los límites tectónicos de la fosa del Cotiella.

Las dislocaciones transversales permiten subdividir esta región en dos sectores de caracteres diferentes. En la parte oriental, comprendida entre la falla de Basaurri prolongada por la flexura de Lleret, al E., y los accidentes de Armeña y del Barranco de los Neis, al O., el sinclinal del Cotiella está profundo y subdividido por repliegues de tipo extrusivo. Testimonio al mismo tiempo una vergencia aparente hacia el N., a lo largo del cabalgamiento frontal surpirenaico. En la parte occidental del sinclinal se levanta y deforma hasta perder su curvatura. Al mismo tiempo los cabalgamientos aparecen y se acentúan sobre sus dos flancos que sitúan ante ellos escamas que reposan, al N., sobre la cobertera de la zona axial, y al S., sobre el sinclinal de Aragón en un movimiento de empuje hacia el S., sin duda influenciado por el deslizamiento en esta dirección de la propia cobertera de la zona axial.

En esta región occidental surpirenaica, es el material de la fosa sedimentaria del Cotiella el que ha sido desplazado y más o menos situado sobre el revestimiento de las plataformas limitrofes. Las fallas normales que bordean esta fosa subsidente son cambiadas durante el plegamiento pirenaico, en fallas inversas, siguiendo un proceso conocido en los Alpes (R. TRUMPY, 1957), como en el Alto-Atlas (F. PROUST, 1962), por ejemplo. La disyunción de la cobertera siguiendo estos accidentes, a la vez longitudinales y transversales, permite pensar que estos movimientos han sido impuestos por el rejuego del zócalo fracturado en bloques que están cada vez más levantados en dirección O.

SEGURET (1970), SOLER-SAMPERE y GARRIDO (1970), no admiten, como se había aceptado anteriormente «que el macizo cretácico del Cotiella había sufrido un proceso de «extrusión», dando como resultado una estructura en champiñón con ambos flancos rotos y cabalgantes a N. y S. respectivamente». El primero de los autores ha demostrado que la vergencia Norte es prácticamente inexistente, el conjunto es alóctono formando un manto. SOLER y GARRIDO han hallado al frente del manto del Cotiella fosilizado por el Luteciense inferior discordante, el cual reaparece más al Este formando el frente corrido del Montsec. Los pliegues N-S, de vergencia Oeste son posteriores al corrimiento y fosilización del manto del Cotiella, los cuales están a su vez fosilizados por el Luteciense Superior. Todo el conjunto fue arrastrado por el manto de Gavarnie infrayacente.

3.2.3. Sinclinal de Aragón y Sierras marginales catalanas

El área sinclinal de Aragón corresponde esencialmente a un largo sinclinal de terrenos garumnenses y terciarios que constituyen la cuenca de Tresp, bajo los cuales las formaciones secundarias de la zona surpirenaica se hunden regularmente, antes de aparecer de nuevo más al S., en la zona de Sierras marginales. La estructura del dominio de la cuenca surpirenaica se ordena alrededor

de este sinclinal de dirección general NO.-SE., que en los bordes del Esera y Cinca queda interrumpido por la aparición, en el límite de la plataforma del Alto Aragón, de pliegues transversales.

Los pliegues de la zona de Sierras marginales se reparten en dos alineaciones mayores cóncavas hacia el N. (P. SOUQUET, 1965).

La primera y la más interna está constituida por un largo cabalgamiento hacia el S., que pasa por las cadenas del Turp y Aubens y presenta después un breve hundimiento del eje en la Sierra del Montsec. Debido a una dislocación transversal corresponde con el hundimiento del anticlinal del Montsec, esta alineación se prolonga en el pseudo-diapiro.

La alineación meridional se extiende sobre la margen epicontinental recubierta por la transgresión santonesa y campanense entre la cuenca surpirenaica y el borde del Macizo del Ebro. Con el sinclinal de Ager y el anticlinal de San Mamet, comprende dos pliegues regulares y curvados, despegados de su substrato herciniano. Más al S. viene una zona dislocada con importantes acumulaciones de Trias con tendencia ascendente, soportando escamas cuya orientación ha sido regulada por la forma de la cuenca de sedimentación. Al E. del diapiro de Avellanes, estas escamas se inclinan hacia el S. y SE.

Las Sierras marginales, según SEGURET (1970) constituiría la unidad corrida hacia el Sur de la unidad Gavarnie-Monte Perdido, que daría lugar al recubrimiento de parte de los materiales continentales de la depresión del Ebro hasta el anticlinal de Tamarite-Barbastro y el anticlinal de Oliana.

3.3. ZONA DEL ALTO ARAGON

Siguiendo a M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970) el desarrollo tectónico de esta parte de los Pirineos hay que relacionarlo con tres fases sucesivas de plegamiento, que son:

Primera fase: Edad Biarritzense.

Segunda fase: Intraoligocena (Discordancias progresivas de las Sierras de Caniás, Oroel y San Juan de la Peña).

Tercera fase: Fini-oligocena y pre-aquitaniense.

Cada una de las fases, según las regiones y materiales, da origen a fenómenos distintos. La clave para la separación está en el análisis de la esquistosidad, bien desarrollada en la parte de las Sierras interiores que permiten datar movimientos anteriores, contemporáneos y posteriores a ella.

Sin embargo, cabe la posibilidad de que se engloben dos o más fases dentro de la primera y tercera.

La evolución de las Sierras interiores (Sierras Bernera, Telera, Collarada y Tendeñera) queda demostrada en los perfiles N.-S. transversales de VAN ELSBERG (1968) y VAN DER VOO (1966). Se trata en esencia de una estructura adquirida por deslizamiento gravitatorio. Se supuso que el contacto discordante

del Permotrias con el Paleozoico hubiera actuado de plano de deslizamiento, cosa en la que no están de acuerdo muchos autores.

Para que se produjeran estos deslizamientos, VAN ELSBERG y VAN DER VOO invocan un enorme abombamiento del zócalo herciniano, según una flexura de unos 200 m. de desnivelación, que se colocaría paralelamente y algo al N. de las Sierras interiores. Estos deslizamientos gravitatorios de la cobertura se realizarían de acuerdo con sus propiedades mecánicas. Para SEGURET (1970) las Sierras interiores constituirían la unidad corrida hacia el Sur como consecuencia de los movimientos de compresión, llamada «unidad de Gavarnie-Monte Perdido». El abombamiento axial subsiguiente permitiría los deslizamientos gravitatorios, particularmente intensos en las Sierras interiores. La zona frontal de dicha unidad corrida se emplazaría al nivel de las Sierras marginales oscenses y fosilizado bajo los conglomerados aquitanenses discordantes (Agüero, Riglos, «escamas» del Pueyo de Barbastro, etc.). En general, se presentan una serie de escamas cabalgantes y pliegues de vergencia S. en cascada. Por un lado debe señalarse que las margas y calizas detríticas maestrichtenses permiten la formación de despegues, capa a capa, de tal modo que cada una de ellas queda desplazada con respecto a las calizas cenomano-campanenses infrayacentes, mucho menos plegadas. Por otro lado, el conjunto calcáreo paleoceno-ilerdense, en cambio, registra una serie apilada de pliegues cabalgantes y acostados, con planos de falla casi horizontales, visibles en la vertiente S. de las Sierras interiores. En general, las calizas paleocenas se limitan a envolver las escamas de la misma manera que una paño colocado en el borde de un paquete de naipes puede envolver a éstos al deslizar uno sobre el otro. Pero cuando el salto de la escama aumenta, la caliza paleocena se rompe también; aunque siempre queda algún retazo del flanco invertido de calizas debajo de una serie normal de Campano-Maestrichtense (anticlinal de Torla, Sierra Bernera, pliegue acostado de Peñaforca). De esto se infiere un acortamiento del orden de 3,3 a 3,8 km.; mientras que el acortamiento correspondiente a la formación terciaria es del orden de 5,8 km. Como indican M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), el Flysch, por su plasticidad, ha sido empujado delante de estos accidentes; pero nunca ha sido «atrapado» debajo de las escamas.

La estructura más compleja se encuentra al E. del conjunto de Sierras interiores, nos referimos al macizo del Monte Perdido, Valle de Ordesa y Valle del Cinca.

3.3.1. Durante la primera fase pirenaica, y para la parte occidental de las Sierras interiores, el Flysch amortigua el salto de las escamas, pero la existencia de las facies calcáreas de Boltaña impide este tipo de amortiguamiento, con lo que la zona corrida deja de limitarse a las Sierras interiores, para desplazarse toda la región al E. del anticlinal de Boltaña hacia el SO., pasando el anticlinal a ser el frente de la unidad de Monte Perdido, sin que la continuidad ofrezca ningún género de dudas.

Ordesa aparece como una semiventana, aflorando en el fondo del valle la caliza paleocena autóctona relativa, cabalgada por el Cenomano-Turonense, Campano-Maestrichtense y caliza paleocena de la unidad de *Monte Perdido*. El pliegue tumbado de Torla es el frente de cabalgamiento. La superficie cabalgante pasa de Ordesa al valle de Bujaruelo y entra en Francia por el puerto del mismo nombre, y sin juntarse con la superficie del manto de Gavarnie, que pasa más baja, vuelve a entrar en España por el Valle de Pineta, por donde sigue hacia Bielsa. Así pues, en toda la vertiente N. del macizo del Monte Perdido hay una superposición del Campano-Turonense de la unidad de este nombre sobre el Campano-Maestrichtense de la unidad de Gavarnie.

En la serie *Flysch* se presentan también pliegues de la primera fase. Son pliegues de vergencia S. que se pueden separar de los de las fases siguientes (cuando están incluidos en ellos), dando anticlinales y sinclinales en posiciones aberrantes que pueden llegar hasta la inversión total. También los anticlinales de la *Sierra de San Miguel*, *Navascués-Foz de Biniés-Basa* y *Leyre-Atarés*, corresponden a esta fase, o al menos se han iniciado en ella. La serie de paso a marino-continental amortigua en parte el relieve creado por dichos pliegues.

El anticlinal de *Boltaña*, arrumbado de N. a S., actuó de umbral, durante el depósito del Eoceno, y fue moviéndose durante el Cuisiense, Luteciense y Biarritzense (aunque lo incluyamos todo en la fase primera). Los materiales margosos eocenos ya están discordantes sobre el anticlinal de *Boltaña*, y lo mismo ocurre en la *Sierra de Guara*, donde las calizas lutecienses están cubiertas en discordancia por las margas marinas de la Formación Arguís.

La serie de anticlinales, también orientados N.-S. de las Sierras exteriores, originaron unos relieves que son fosilizados por capas que, aparentemente, y en espera de dataciones más exactas son cada vez más modernas hacia el O. (según deducen SOLER y PUIGDEFABREGAS). Así se tiene que en *Guara* la discordancia es erosiva entre las calizas y la base de las margas; en la *Sierra del Aguila* existe discordancia en la cúpula del anticlinal, originándose unos abanicos en cada uno de los flancos (Belsué y Arguís) que afectan a la mitad inferior de la serie margosa; en *Bentué de Rasal*, el abanico o discordancia progresiva resultante afecta sólo a la mitad superior de las mismas margas y, finalmente, en *Rasal* no existe abanico alguno en la serie marina. Esto parece indicar que los pliegues N.-S. son ligeramente más modernos hacia el O. Sin embargo, tal conclusión no puede asegurarse en tanto no se disponga de dataciones más precisas.

El anticlinal de *Mediano*, con su núcleo diapírico, sensiblemente orientado de N. a S., también empezó a moverse durante el Eoceno, tal como indica A. GARRIDO (1968); el Luteciense 2 descansa discordante sobre formaciones anteriores. (Naturalmente aquí debería aclararse, y creemos lo más probable, que lo que A. GARRIDO llama Luteciense 2 sea Biarritzense, con lo cual la correlación con la fase observada por C. PUIGDEFABREGAS en la Formación Arguís quedaría establecida. Lamentamos que GARRIDO no mencione las fau-

nas en las que ha basado sus dataciones de las series marinas. Como ya indicaba SELZER, los ejes de plegamiento de los anticlinales de Mediano, Sierra de la Carrodilla, etc., se inflexionan hacia el SE.

3.3.2. La segunda fase de plegamiento afecta profundamente las estructuras creadas en la fase precedente. Volviendo a las Sierras interiores, las escamas y pliegues quedan deformados por pliegues de vergencia S. (sinclinal de Peña Otal-Monte Perdido, pliegues del Cilindro, etc.), contemporáneos de una equistosidad, cuyo frente S. se extiende desde Salvatierra de Esca hasta la Foz de Biniés, para subir desde aquí hasta Villanúa y continuar por Biescas, Fanlo y parte superior del Valle de Añisclo. Dicha equistosidad corta las superficies cabalgantes de la primera fase y a los pliegues de gravedad, sin ser paralela a su plano axial, ni deformada por ellos. Sin embargo, es contemporánea de los pliegues de la cobertera del manto de Gavarnie en el contacto del Paleozoico, y en líneas generales es paralela al plano axial del pliegue frontal del Paleozoico. Por esta razón la «mise en place» del manto de Gavarnie pertenece a esta segunda fase, y ello implica que la unidad del Monte Perdido es anterior al manto de Gavarnie y que ha sido arrastrada por éste en su movimiento, con lo cual la traslación mínima de la unidad del Monte Perdido resulta ser de 16 kilómetros.

SOLER y PUIGDEFABREGAS suponen que el Paleozoico y cobertera del manto de Gavarnie continúan hacia poniente, con una superficie profunda, sin llegar a aflorar ni a dar ventanas, por debajo de la cuenca de Jaca. Por el oriente de Monte Perdido, dicha superficie de corrimiento aflora en Gavarnie y Heas, pasa por el circo de Barrosa y sigue hacia Bielsa. El barranco de La Larri queda así como una ventana tectónica donde aflora el autóctono.

Las deformaciones de las escamas de la primera fase son a veces espectaculares. Así, en Peña Otal, el klippe de la Fase 1 está plegado en sinclinal volcado al S., de tal manera que el flanco N. está invertido, quedando la serie autóctona relativa encima de la unidad corrida. Lo mismo ocurre en el pico Cilindro, donde las escamas superiores aparecen en pequeños klipps dentro de sinclinales volcados al S.SO., contemporáneos de la equistosidad.

En la zona de *Flysch*, los pliegues más numerosos son de esta fase. Se trata de pliegues muy apretados al S.SO. con muy abundantes despegues internos, lo que dificulta el estudio estratigráfico. A su vez, los anticlinales desarrollados en la Fase 1 (Foz de Biniés-Basa, anticlinal de Sierra de San Miguel), orientados ONO.-ESE. están torcidos y se han originado cabalgamientos en el flanco meridional empujados hacia el SSO. (Biniés, Javierregay, cabalgamiento del *Flysch* sobre la serie de tránsito marino-continental en Oturia).

La superposición de plegamientos en el anticlinal de Boltaña da lugar a una serie de estructuras de detalle realmente particulares. El anticlinal, vergente al O. (como se demostró en el sondeo de Boltaña), presenta en el flanco occidental una falla de desgarre paralela al empuje principal que desplaza el

compartimento O. hacia el S. A partir del río Ara hacia el S., la falla se transforma en una zona alargada de pliegues de arrastre de eje vertical, que se sitúan como charnela entre los pliegues de dirección pirenaica y el anticlinal de Boltaña (dirección N.-S.), que no está afectado por ellos.

Los pliegues de la cubeta del *Eoceno Superior-Oligoceno* son atribuibles, al menos en parte, a esta segunda fase, ya que la siguiente ha consistido en una acentuación de los mismos. Tal vez la existencia del manto de Gavarnie por la zona de Jaca viene indicada por una serie de estructuras transversas que empiezan en el Valle de Ansó: tales como fallas de desgarre NNE.-SSO. dextróginas; se sigue con la torsión de ejes, dibujando una inflexión en S indicando desplazamientos profundos en el mismo sentido que las fallas antes mencionadas.

Probablemente los conglomerados de Caniciás, Oroel y San Juan de la Peña, con fuertes discordancias progresivas, corresponden a los movimientos de esta edad. La falta de datación precisa de estas capas únicamente permite decir que estos movimientos han tenido lugar entre un Eoceno Alto y el Oligoceno.

3.3.3. La tercera fase, de menos importancia que las anteriores, ha existido al menos una tercera fase, ya que el plano de cabalgamiento de la Foz de Biniés está plegado en Javierregay. Se observan además, deformaciones de la esquisidad en varios puntos (alto Gállego, Monte Perdido). De todas maneras, es difícil precisar cuáles son las estructuras o deformaciones atribuibles a esta fase o fases en la cubeta del Flysch, dada la complejidad existente, producto de las fases precedentes.

El Aquitaniense, discordante y solapando los demás terrenos anteriores, está relativamente poco deformado, y tiende a velar las estructuras creadas en las fases anteriores de plegamiento, sobre todo en el sector del Cinca, entre Barbastro y Mediano. El anticlinal de Barbastro, constituido por los yesos de Barbastro y la formación roja oligocena de Peraltilla, está recubierto en discordancia angular por el Aquitaniense (Formación Sariñena). La falla inversa que limita por el N. dicho anticlinal, y que al moverse empujado hacia el SO. el bloque levantado arrastró las escamas de El Pueyo, también está fosilizada por el Aquitaniense. Se trata, pues, de estructuras atribuibles a la fase tercera, pero que han vuelto a jugar en una cuarta fase intramiocena. Los diapiros o anticlinales diapíricos de Naval, Estada, La Puebla de Castro, Mediano, son estructuras formadas por las fases tercera y segunda y que han vuelto a ser movidas, especialmente a modo de diapiros, durante el Mioceno (ver CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966; RIBA y LLAMAS, 1962), ya que el Aquitaniense se apoya sobre el Triás y luego es perforado por el mismo.

4. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E., ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1957).—*Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca*. Mapa Geol. de Esp., esc. 1:200.000. I. G. M. E., 1 vol., 253 pp., 3 láms., 44 figs. Madrid.

- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1947).—*Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Lérida*. Mapa Geol. de Esp., esc. 1:200.000. I.G.M.E. Madrid.
- (1950).—*Explicación de la Hoja número 249, «ALQUEZAR», del Mapa Geológico de Esp.*, esc. 1:50.000. I.G.M.E., 58 pp., 1 lám.
- (1951).—*Explicación de la Hoja número 248, «APIES» (Huesca)*, del Mapa Geol. de Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E., 94 pp., 8 figs., 1 lám., 1 mapa.
- (1952).—*Estudio geológico de la zona surpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales*. Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, t. 1, secc. 2, pp. 327-350, 3 láms.
- (1954).—*Explicación de la Hoja número 210, «YEBRA DE BASA»*. Mapa Geol. de Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E., 38 pp., 6 figs., 1 lám., 1 mapa.
- ALMELA, A., DE GALVEZ-CAÑERO, A. y RIOS, J. M. (1958).—*Explicación del Mapa y Hoja número 211, «BOLTAÑA» (Huesca)*, Mapa Geol. de Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E. Madrid.
- ALMELA, A. (1958).—*La vertiente Surpirenaica desde el punto de vista de la investigación petrolífera*. Not. y Com. del I.G.M.E., número 50, 2.º fasc., pp. 241-281, 3 figs.
- ALMELA, A. y RIOS, J. M. (1960-1962).—*Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région*. Livre a la Mém. Prof. P. Fallot, t. 1, pp. 313-331, 3 figs. Paris.
- ALVARADO, M., COMA, E. y del VALLE, J. (1959).—*Explicación del Mapa y Hoja número 289, «BENABARRE» (Huesca-Lérida)*. Map. Geol. de Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E., 84 pp., 9 figs., 36 fot. Madrid.
- BARRERE, P. (1952).—*La morphologie des Sierras Oscenses*. Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, San Sebastián, t. 5, secc. 4, pp. 51-79, 9 figs., 20 pl., 2 mapas. Publ. Inst. de Est. Pirenaicos. Zaragoza.
- (1952).—*Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne pyrénéenne*. «Pirineos», año 8, número 24, pp. 201-213, 4 figs., 12 fotos. Zaragoza.
- (1966).—*La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragon)*. Bull. Assoc. Franc. pour l'étude du Quaternaire, 1966, número 2, pp. 83-93, 1 mapa (Hoja de Biescas).
- BATALLER, J. R. (1942).—*El Terclario Inferior de los alrededores de Jaca*. An. Esc. Peritos Agríc., vol. 1, fasc. 2. Barcelona.
- BOMER, R. (1957).—*Le Piémont de Huesca*. Livret-guide Exc. Pyrénées. V Congr. Int. INQUA. Madrid-Barcelona, pp. 99-101.
- BOMER, B. (1957).—*Les terrasses du Gállego*. Livret-guide Exc. Pyrénées. V Congr. Int. INQUA, Madrid-Barcelona, pp. 101-104.
- BURG, G. (1958).—*Grès cuprifères dans l'Oligocène d'Espagne septentrionale*. Zeitsch. Erzberban Metallhüttenwes. (Erzmetall). Dtsch., t. 11, número 10, pp. 478-489, 3 figs. Traduc. M. DEL MEDICO, B. R. G. M. Service d'information géologique. Traduc. número 4.877. B. O. R.

- CASAS TORRES, J. M. y FONTBOTE, J. M. (1945).—*El valle del Tena. Rasgos fisiográficos y economía regional*. «Pirineos», año 1, número 2, pp. 37-107, 7 láms., 5 figs. Zaragoza.
- CASTERAS, M. (1933).—*Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées*. Bull. Serv. Carte Géol. France, t. 37, número 189, 525 pp.
- (1954).—*Phases de plissement dans les Pyrénées Basques orientales*. Congr. Geol. Int. Alger, 1952. C. R. Sect. 13 Quest. div. Geol. Generale, II Partie. Bassins sédimentaires, tectonique et cartographie, fasc. 14, pp. 143-164, 2 figs. Alger, 1954.
- CHOUKROUNE, P., SEGURET, M. et MATTAUER, M. (1968).—*Sur quelques caractères géométriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 267, pp. 2.088-2.091.
- CHOUKROUNE, P., MARTINEZ, C., SEGURET, M. et MATTAUER, M. (1968).—*Sur l'extension le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 266, pp. 1.360-1.363, 1 fig.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J. F. de, y TRUYOLS, J. (1956).—*Caracterización del Eoceno Continental en la cuenta de Tremp y edad de la orogénesis pirenaica*. Act. II Congr. Int. Est. Pir. Luchon-Pau, 1954, t. 2, Sect. I, pp. 39-53, 3 figs., 3 pl.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1958).—*Los mamíferos del Luteciense Superior de Capella (Huesca)*. Not. y Com. I.G.M.E., n.º 50, 1.ª parte, pp. 257-280.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).—*Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Coll. sur le Paleogène (Bordeaux, Sept, 1962). Mem. Bur. Rech. Géol. Min., n.º 28, pp. 735-740, Paris.
- CRUSAFONT, M., RENZI, M. DE y CLAVELL, E. (1966).—*Un corte estratigráfico modelo del Garumniense-Paleoceno-Eoceno, en la cuenca preaxial del Isábena*. Act. Geol. Hisp., a. 1, n.º 5, pp. 21-23, 1 fig.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENA, J. (1966).—*Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Huesca, río Formiga) y sus consecuencias geológicas*. Not. y Com. I.G.M.E., n.º 83, pp. 7-14, 1 Map.
- CRUSAFONT PAIRO, M., y GOLPE POSSE, J. M. (1968).—*Los nuevos yacimientos de mamíferos del Eoceno español*. Bol. Geol. y Min. I.G.M.E., t. 79, fasc. 4, pp. 341-353.
- CRUSAFONT PAIRO, M. (1969).—*Nuevos datos sobre el Aquitaniense de la provincia de Huesca*. Act. Geol. Hisp., t. 4, n.º 5, pp. 124-125.
- DALLONI, M. (1910).—*Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragón*. 444 pp., 56 figs., Ann. Fac. Sci. Marseille, t. 26, n.º 3, pp. 1-444. Marseille.
- (1913).—*Stratigraphie et tectonique de la région del Noguères (Pyrénées centrales)*. Bull. Soc. Géol. Fr., 4ème. Serie, vol. XIII, pp. 243-264, 1 fig. Paris.

- ELSBURG, J. N. Van (1968).—*Geology of the Upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, north of the Hecho and Aragones del Puerto*. Est. Geológicos, vol. XXIV, ° 1-2, pp. 39-78.
- FONTBOTE, J. M. (1948).—*La Ribera de Biescas*. «Pirineos», n.º 7, a. 4, pp. 39-88. Zaragoza.
- GAIBAR PUERTAS, C. (1958).—*Estudio geológico de los diapiros de Bolturina, El Grado y Naval, y prospección geomagnética de los afloramientos eruptivos relacionados con las últimas estructuras*. Rev. de Geofísica, a. 17, n.º 68, pp. 381-491, 24 figs.
- (1965).—*Variaciones de profundidad del zócalo paleozoico en la región central del Prepirineo y la Depresión del Ebro*. Act. IV Congr. Int. d'Etud. Pyrénéennes, t. 1, sect. 1, pp. 61-68, 2 mapas. Pau-Lourdes. Toulouse.
- (1948).—*Estudio geomagnético del afloramiento dolerítico de El Grado (Huesca)*. Act. III Congr. Int. Est. Pirenaicos. Gerona. Inst. Est. Pirenaicos Zaragoza.
- GARCIA SAINZ, L. (1941).—*Las fases epiglaciares del Pirineo Español*. Est. Geológicos, año II, pp. 209-268, 10 esquemas, IV láms. Madrid.
- GARCIA SAINZ, L. (1941).—*Investigación de la cuenca potásica de Huesca. Investigación sísmica de Tamarite de Litera*. Interp. Geol. Med. Geofis. Mem. I.G.M.E., t. II, pp. 219-234.
- GARRIDO MEGIAS, A. (1968).—*Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Tremp-Graus, Pirineo Central, provincia de Huesca)*. Act. Geol. Hisp., t. III, n.º 2, pp. 39-43, 5 figs.
- HAAF, E. Ten (1966).—*Geologie van het Ara-Dal: een Profiel door de Flysch der S-Pyrenéen*. Geol. Mijnbouw. A. 45, pp. 85-86.
- HAAF, E. Ten (1966).—*Le Flysch Sud-Pyrénéen le long du rio Ara (Huesca)*. Act. 5 Congr. Int. Est. Pirenaicos, t. 1, sec. 1, pp. 143-150, Jaca.
- HAAF, E. Ten, VOO, R. Van der and WENSINK, H. (1971).—*The S-External Pyrenees of Huesca*. Geol. Rund., t. 60, n.º 3.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. y VIDAL BOX, C. (1946).—*La tectónica y la morfología del macizo del Monte Perdido y de las zonas de cumbres inmediatas en el Pirineo Central*. «Pirineos», t. 2, pp. 69-108, 4 figs., 12 láms.
- HOTTINGER, L. (1960).—*Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène*. Mem. Suisses de Paléont., t. 75-76, 243 pp., 117 figs., 1 tabl., 18 láms. Basilea.
- HOTTINGER, L. und SCHAUB, H. (1960).—*Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung des Ilerdian und des Biarritzien*. Eclogae Geol. Helvetiae, t. 53, pp. 453-479, Basel.
- JACOB, C. et FALLOT, P. (1925).—*A propos de la Géologie du Sud des Pyrénées*. C. R. S. Soc. Géol. Fr., 4, t. 25, p. 80. Paris.

- JACOB, C., FALLOT, P., ASTRE, G. et CIRY, R. (1926).—*Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales*. C. R. 14 Sess. Congr. Géol. Int. Madrid, t. II, pp. 335-412, 2 láms., 1 mapa. Madrid.
- JACOB, Ch (1930).—*Zone axiale, versant Sud et versant Nord des Pyrénées*. Livre Jubilaire Soc. Géol. Fr., t. 2, pp. 389-410. Paris.
- JEURISSEN, G.F.J. (1966).—*Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary between the Rio Aragon Subordán and the Rio Gallego. Spanish Pyrénées, province of Huesca*. Tesis Univ. Utrecht.
- LARRAGAN, A. De (1949).—*Explicación del Mapa y Hoja n.º 287 «Barbastro»*. Mapa Geol. de Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E. Madrid.
- LARRAGAN, A. de, y CASTELL, J. (1952).—*Explicación del Mapa y Hoja n.º 286. «Huesca» (Huesca)*. Mapa Geol. Esp., esc. 1:50.000. I.G.M.E. Madrid.
- LINGEN, G. J. van der (1960).—*Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc (Huesca province)*. Estudios Geológicos, C.S.I.C., Madrid, vol. XVI, pp. 205-243.
- LITH, J. G. J. Van (1965).—*Geology of the Spanish part of the Gavarnie Nappe (Pyrenees) and its underlying sediments near Bielsa*. Tesis Doctoral, 1965.
- LLAMAS MADURGA, M. R. (1962).—*Estudio Geológico-Técnico de los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales*. Bol. Serv. Geol. O. P., n.º 12, 192 pp., 38 figs., 45 fotos. Madrid.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—*El relieve del alto valle del Aragón. «Pirineos»*, año 3, n.º 5, pp. 81-166, 21 figs., 6 láms., 3 mapas. Zaragoza.
- (1948).—*Sur le style tectonique du Paléozoïque de la haute vallée du rio Aragon (Pyrénées-Espagne)*. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 1948, n.º 5, pp. 95-97.
- LUCAS, G. et RECH-FROLLO, M. (1964).—*Traces en rosette du Flysch éocène de Jaca (Aragón)*. Essai d'interprétation, Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème. ser., t. 4, pp. 163-170, 1 lám.
- MALLADA, L. (1878).—*Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Mem. Com. Mapa Geol. Esp., t. 15, 439 pp.
- MANGIN, J. Ph. (1959-1960).—*Le nummulitique sud-pyrénéen a l'ouest de l'Aragon*. Rev. «Pirineos», C.S.I.C., n.º 51-58, años XV y XVI, pp. 7-631.
- (1962).—*«La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées» et les conglomérats de la Pobla de Segur (Lérida, Espagne)*. C. R. Soc. Géol. Fr., pp. 13-14.
- (1962).—*Traces de pattes d'oiseaux et flute cast associé dans un faciès Flysch du Tertiaire pyrénéen*. Sedimentology, vol. 1, pp. 163-166, 2 pl.
- MARIN, A. (1945).—*La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. 57, pp. 7-57. Madrid.
- MEY, P. H. W. (1968).—*Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrénées Spain*. Shett, 8, 1:50.000.

- MEY, P. H. W., NAGTEGAAL, P. J. C., ROBERTI, K. J. and HARTEVELT, J. J. A. (1968).—*Litostratigraphie subdivision of Post-Hercynian deposits in the South Central Pyrénées, Spain*. Leidse Geol. Med., t. 41, p. 221-228.
- MISCH, P. (1934).—*Der Bau der Mittleren Südpirenean*. 6 Tafeln und 51 Abbildungen im Text. «Beiträge zur Geologie der Westlichen Mediterrangebiete», n.º 13, 1 mapa geol. + 1 mapa tectónico. Abh. d. Serv. Wiss. 2. Gottingen, Math. Phys. Kl III, H. 14, n.º 11, 168 pp. Gottingen, Trad española por J. G. de Llarena. «La estructura tectónica de la región central de los Pirineos Meridionales», con 6 láms. y 51 grab. en el texto. «Publicaciones extranjeras sobre geología de España», C.S.I.C., t. IV, pp. 181. Madrid.
- MOORE, N., y THIEBAUT, J. (1966).—*Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trias Inferior de los Pirineos*. Not. y Com. I.G.M.E., n.º 81.
- NUSSBAUM, F. (1949).—*Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon*. «Pirineos», año V, n.º 13-14, pp. 497-518, 10 figs. C.S.I.C. Zaragoza.
- ORIOR, R. (1893).—*Minas de carbón del Esera*. Rev. Minera, serie C, t. 11.
- PANZER, W. (1926).—*Talentwicklung und Eiszeitklima im Nordöstlichen Spanien*. Senckenberg. Nat., Gasells., t. 39, H. 2, pp. 141-182, 12 figs. Frankfurt a M. Trad.: «El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE de España». Publ. en Est. Geogr., a 9, pp. 79-130, 20 figs.
- PINILLA NAVARRO, A. (1966).—*Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro*. Mem. Doct. Fac. Farmacia Univ. Madrid., 330 pp., 23 figs., 10 fotos.
- (1968).—*Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 66, n.º 3, pp. 207-218.
- PINILLA NAVARRO, A., y colab. (1968-1970).—*Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Valle del Ebro*. Anal. Edaf. y Agrob., t. 27, n.º 9-10, pp. 593-618, 10 fotos, 11 tabl., 3 figs.; t. 28, pp. 895-906, y Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 66, pp. 207-217.
- PINILLA, A., RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1968).—*Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca del Ebro*. Brev. Geol. Astúrica, t. 11, n.º 1-4, pp. 145-148, Oviedo.
- QUIRANTES, J. (1969).—*Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario Continental de los Monegros*. Tes. Doct. Univ. Granada. Edic. Depto. Sedim. y Suelos, C.S.I.C. Zaragoza.
- REILLE, J. L. (1965).—*Sur l'allure et l'âge de la discordance pyrénéenne dans le bassin de Graus (prov. de Huesca, versant sur des Pyrénées)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 260, pp. 5.837-5.840 (31 mai 1965), 1 fig.
- (1967).—*Subdivisions stratigraphiques et phases de plissement dans le Paléogène continental sud-pyrénéen (région de Barbastro, province de Huesca)*. C. R. Ac. Sc. Paris, Serie D, t. 265, pp. 852-854.

- (1967).—*Sur l'importance des Charophytes dans l'étude des formations continentales tertiaires du versant méridional des Pyrénées*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 265, pp. 778-780.
- (1967).—*Sur l'évolution de la sédimentation détritique postérieure à la phase pyrénéenne, dans la partie orientale du Montsech (prov. de Lérida, Espagne, versant sud des Pyrénées)*. C. R. S. Soc. Geol. Fr. 1967, 6 nov., pp. 279-280, 1 fig.
- RENZI, M. de (1967).—*El problema del límite Secundario y Terciario en las proximidades de Serraduy, en el Valle del Isábena (prov. de Huesca)*. Act. Geol. Hisp., a. 2, pp. 19-24, 2 láms.
- RIBA, O. y LLAMAS, M. R. (1962).—*Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca)*. I Coloquio Int. sobre las O. P. en los terrenos yesíferos. Serv. Geol. O. P., t. 5, pp. 1-14, 5 figs.
- RIBA, O. y MACAU, F. (1962).—*Situación, características y extensión de los terrenos yesíferos en España*. I Coloquio Internacional sobre las O. P. en los terrenos yesíferos. Serv. Geol. de O. P., 33 pp., 1 fig., 1 mapa en col. Madrid.
- RIOS, J. M. (1948).—*Diapirismo*. Bol. Inst. Geol. y Min. Esp., t. 60, pp. 153-390, 43 figs., 4 láms., 2 cuadros, 1 mapa geol. Madrid.
- (1959).—*Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas*. Not. y Com. I.G.M.E., n.º 53, pp. 107-148, 5 figs.
- (1958-1963).—*Relación de los principales sondeos para investigación de petróleo llevados a cabo en España desde 1939*. Not. y Com. del I.G.M.E., números: 59, 63, 60, 66, 70 y 75.
- ROMERO ORTIZ, J. (1929).—*Los filones de galena de Parzán*. Bol. Of. de Minas y Comg., p. 1.069.
- (1933).—*Los cobres de Biel (estudio petrográfico)*. Rev. Min., serie C, t. 51.
- ROMERO ORTIZ, J. y PEREZ COSSIO, L. (1929).—*Los filones de galena de Bielsa y Parzán*. Sec. Minas del Min. de Fomento. Madrid.
- ROSELL, J. (1965).—*Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (provincia de Lérida)*. «Pirineos», año 21, núms. 75-78, pp. 5-127.
- RUTTEN, M. G. (1955).—*Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la provincia de Huesca*. Est. Geol., t. 25, pp. 19-26.
- SAENZ, C. (1963).—*Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español*. Conf. Sindical Hidrográfica del Ebro, n.º 36, pp. 3-29, 14 fotos, 1 mapa. Zaragoza.
- (1954).—*Nouvelle synthèse stratigraphique et tectonique du Tertiaire continental espagnol (Résumé)*. Congr. Geol. Int. Alger., 1952. Sect. 13, n.º 13, pp. 287-288.

- SAENZ GARCIA, C. (1942).—*Estructura general de la cuenca del Ebro*. 1.º Reunión de Estudios Geográficos celeb. Univ. de verano de Jaca. Ag. 1941. C.S.I.C. Inst. «J. S. Elcano», pp. 235-255, 1 corte, 1 mapa geol. Est. Geograf. a. 3, n.º 7, pp. 249-269, 1 carta, 1 lám. Madrid.
- SAENZ RIDRUEJO, C. (1969).—*Varvas glaciares del alto Bivey*. Revista de O. P., mayo 1968, pp. 339-350.
- SCHAUB, H. (1966).—*Über die Grossforaminiferen im Untereocaen von Campo (Ober-Aragonien)*. Eclog. Geol. Helv., t. 59, n.º 1, pp. 355-377, 6 tabl.
- SCHMIDT, G. (1931).—*Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys Kl., III Folge, H. 5, pp. 981-1.065, Berlin.
- SCHWARZ, E. J. (1962).—*Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragon Subordán north and east of Oza*. Spanish Pyrenees province of Huesca. Est. Geológicos, C.S.I.C., Madrid, vol. 18, pp. 193-239.
- (1967).—*Mise en évidence sur le versant Sud des Pyrénées centrales d'une nappe à material crétacé déversée au Sud; la nappe du Cotiella*. C. R. Ac. Sc. Paris, sed. D, t. 265, pp. 1.448-1.451, 1 fig.
- (1969).—*Contribution à l'étude de la tectonique sud-Pyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaire et tertiaire de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 268, pp. 907-910.
- SEGURET, M. (1964).—*Sur le style en têtes plongeantes des structures pyrénéennes de la zone des Nogueras (versant sud des Pyrénées centrales)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 259, p. 2.895-2.898.
- (1966).—*Sur les charriages de la zone des Nogueras (versant Sud des Pyrénées)*. C. R. Soc. Géol. Fr., 1966, fasc. 1, p. 17.
- (1970).—*Etude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse Fac. Sc. de Montpellier.
- SELZER, G. (1934).—*Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien*. Neue Jahr. f. Min., Paläontol. und Geologie, Beil.- Bd. 71, pp. 370-406. Berlin. Trad. esp. en «Publ. Extranj. sobre Geol. de Esp.», t. 4, C.S.I.C., pp. 185-231, 1948.
- SITTER, L. U. de (1961).—*La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales*. C. R. S. Soc. Geol. Fr. (6-11-61), fasc. 8, pp. 224-225.
- (1956).—*A cross section through the Central Pyrenees*. Geol. Rundsh. Bd. 45, pp. 214-233. Corte geológico a través de los Pirineos centrales. Trad. J. M. Ríos, Not. y Com. I.G.M.E., n.º 46, pp. 177-207, 16 figs., 1957.
- (1959).—*The structure of the Axial zone of the Pyrenees in the Province of Lérida*. Est. Geol., t. 15, n.º 41-44, 1 mapa geol. 1:200.000, y cortes geol. Madrid.
- (1965).—*I Pirinei*. Mem. Geopaleontol. Univ. Ferrara, vol. 1, fasc. 3, n.º 8, pp. 199-209, 2 figs.

- SOLE SABARIS, L. (1942).—*La Canal de Berdún*. Est. Geogr., año III, pp. 271-318, 4 figs., 6 láms. Madrid.
- (1951).—*Los Pirineos. El medio y el hombre*. 1 vol., 624 pp., 38 figs., 56 láms., 1 mapa color. Ed. Alberto Martín. Barcelona.
- (1953).—*Terrazas cuaternarias deformadas en la cuenca del Ebro*. Mem. R. Ac. Cienc. Art. Barcelona, t. 31, n.º 7, p. 239-259, 2 figs. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L. en col. con LLOPIS LLADO, N. (1951).—*Geografía Física, 1.ª parte de la Geografía de la Península Ibérica* (Geogr. Universal de Vidal de la Blache y L. Gallvis), t. IX, 500 p., 186 figs., 96 láms. Barcelona.
- SOLE SABARIS, L., FONTBOTE, J. M., MASACHS, V. y VIRGILI, C. (1956).—*Elementos estructurales de la zona axial en el Alto Ribagorzana*. Act. II Congr. Int. Est. Pyrén. Luchon-Pau, t. 2, Sect. I, pp. 171-184, 2 láms. Toulouse.
- SOLER-SAMPERE, M. y A. GARRIDO (1970).—*La terminación occidental del manto de Cotiella*. Pirineos, Vol. 98, pp. 5-12, 3 figs., 3 fot. Jaca.
- SOUQUET, P. (1967).—*L'épigenèse antécénomanienne et son influence paléogéographique et structurale dans les Pyrénées méridionales (Catalogne, Aragon et Navarre)*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 103, pp. 272-296.
- (1967).—*Le Crétacé Supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Tesis Doctoral, 530 pp., 7 tabl., 68 figs., 24 pl., 1 supl., mapa geol. 1:250.000 en color. Faculté des Sciences de Toulouse.
- TRUYOLS SANTONJA, J. y CRUSAFONT PAIRO, M. (1961).—*Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tárrega*. Not. y Com. I.G.M.E., n.º 61, pp. 99-108. Madrid.
- VELDE, E. J. Van der (1967).—*Geology of the Ordesa overthrust mass, Spanish Pyrenees, province of Huesca*. Est. Geológicos, vol. 23, n.º 3-4, pp. 163-203, 16 figs., 13 fot., 5 tabl., 1 mapa.
- VIA BOADA, L. (1966).—*Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña*. Actas V Congr. Int. Est. Pirenaicos, Jaca-Pamplona. Inst. Est. Pirenaicos, C.S.I.C., pp. 3-58, 6 mapas extensibles. Zaragoza.
- (1969).—*Aportación paleontológica a la síntesis estratigráfica y cronoestratigráfica del Eoceno marino de Cataluña*. Actas del V Congr. Intern. de Est. Piren., Jaca-Pamplona, 1966. C.S.I.C., pp. 5-60.
- (1969).—*Crustáceos decápodos del Eoceno español*. «Pirineos», a. 25, n.º 91-94.
- VILLALTA COMELLA, J. F. (1956).—*Los moluscos fósiles del Eoceno pirenaico*. Bol. I.G.M.E., t. 67, pp. 117-238. Madrid.
- VILLALTA COMELLA, J. F. y CRUSAFONT PAIRO, M. (1947).—*Les gisements de mammifères du Néogène espagnol. V Bassin de l'Ebre*. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n.º 13-14, pp. 256-259. Paris.
- VOO, Van der, R. (1966).—*Geology of the Sierra de Tendeñera region, Spanish Pyrenees, province of Huesca*. Est. Geológicos, vol. XXII, n.º 1-2, pp. 61-64.

- WATERLOT, M. (1969).—*Contribution à l'étude Géologique du Carbonifère anté-Stephanien des Pyrénées Centrales Espagnoles*. Mem. I.G.M.E., t. LXX.
- WENSINK, H. (1962).—*Paleozoic of the upper Gállego and Ara valleys, Huesca province, Spanish pyrénées*. Est. Geol., vol. XVIII, n.º 1-2, pp. 1-74, 34 figs., 6 tabl., C.S.I.C. Madrid.