



IGME

14

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

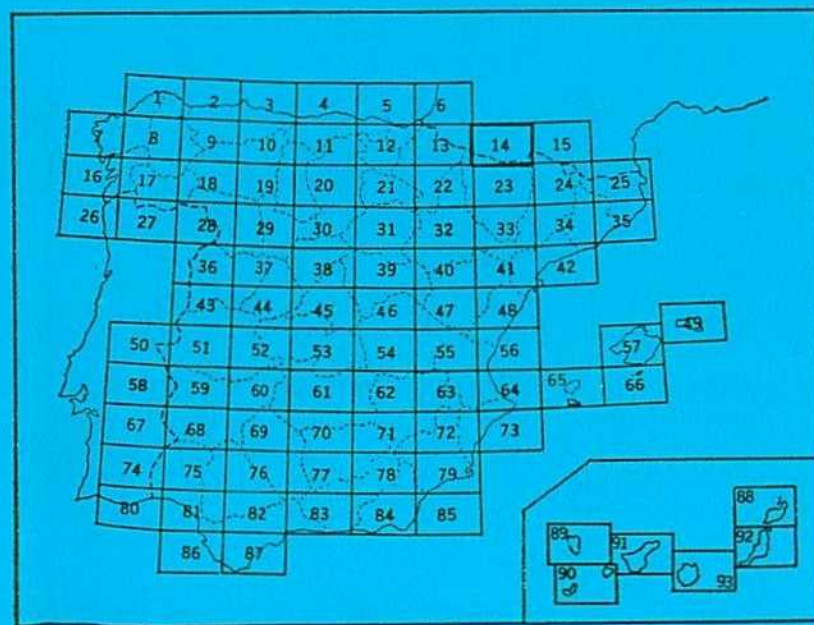
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

VIELLA

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

VIELLA

Primera edición

Las opiniones sustentadas en esta Memoria son de la responsabilidad de los autores citados en la bibliografía, habiendo sido formada y redactada por el Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Barcelona (O. RIVA) y la División de Geología del IGME.

Editado
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M-15.223-1971

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La presente Hoja se sitúa en los Pirineos Centrales, en el límite con Francia, ocupando la parte norte de la provincia de Huesca y una pequeña parte de la de Lérida (Valle de Arán). Dominan en ella, de forma fundamental, los materiales hercínicos. En su borde SO. afloran los materiales mesozoicos y terciarios de la cobertera.

Para la redacción de esta Memoria se ha utilizado como base fundamental la Memoria a la Síntesis geológica de toda la mitad occidental de esta Hoja, redactada por el Dr. Oriol Riba y Andrés Maldonado, en colaboración con Miguel Soler Sampere y Carlos Martí Bono. Unicamente se han añadido a esta Memoria algunos datos correspondientes a la parte oriental (Valle de Arán), tomados principalmente de DE SITTER, L. U. (1953) (1959); ZWART, H. J. (1963); BOSCHMA, D. (1963), y WATERLOT, M. (1969).

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 PRECAMBRICO - CAMBRICO - ORDOVICICO

2.1.1 Introducción

Las formaciones más inferiores que han sido descritas en los Pirineos son de naturaleza detrítica. Están representadas fundamentalmente en los Pirineos centrales y orientales, aunque también han sido citadas en los Pirineos occidenta-

les, cerca de St. Jean Pied de Port. En muchos sectores estas series son afectadas por metamorfismo regional que ha dado esquistos, gneises y migmatitas en la base. En la mayor parte del Pirineo, este metamorfismo regional sólo asciende hasta el Silúrico Superior, afectando, rara vez, con cierta intensidad a términos del Devónico.

Se supone que las migmatitas de la base de las series metamórficas, por lo menos en parte (WENSINK, 1962), pertenecerían al Precámbrico. No hay criterios paleontológicos, dada la ausencia de fósiles, que hayan permitido la datación del Cámbrico; sin embargo, CAVET (1957) indica la presencia en la zona axial de los Pirineos franceses orientales de series comparables con el Cámbrico fosilífero de la Montagne Noire. El Ordovícico Inferior tampoco está representado fosilíferamente, perteneciendo las faunas más antiguas datadas al Ordovícico Superior. El conjunto de estas series más antiguas carentes de fauna, están frecuentemente descritas en la bibliografía como Cambro-Ordovícico; sin embargo, ya ha sido indicado que pueden incluir términos más antiguos.

2.1.2 Descripción regional

En los Pirineos occidentales (provincia de Huesca) estas series (LITH, 1965) están representadas en el curso alto de los ríos Cinca y Barrosa, al norte de Bielsa. En esta región se localiza una monótona formación de cuarcitas y pizarras con cuarzo y biotita, cortadas por diques de granito. Estas rocas han sido atribuidas al Ordovícico por BRESSON (1903), DALLONI (1910) y CLIN (1959). De esta formación se pasa a un granito homogéneo a través de una zona poco definida en la que incrementa gradualmente el número de diques graníticos que atraviesan la formación. En el valle del río Larri, en esta misma región, LITH (1965) señala la presencia de migmatitas, muy meteorizadas y parcialmente recubiertas por depósitos aluviales.

En toda la mitad E. de la Hoja es donde alcanzan mayor representación los materiales atribuidos al Cámbrico-Ordovícico. En su estado no metamórfico están constituidos por una sucesión monótona de cuarcitas y pizarras, variando su espesor de algunos milímetros hasta bancos potentes de cuarcitas, microconglomerados o esquistos. Su carácter más constante es el aspecto de los esquistos sericiticos y su plegamiento en micropliegues. Hacia el techo se encuentra una zona calcárea o dolomítica importante, la caliza Caradoc, a menudo acompañada de pudingas.

2.2 SILURICO

Este sistema se halla representado en los Pirineos oscenses, de una manera irregular al norte de Bielsa, formando la base del manto de Gavarnie, con un máximo desarrollado en el circo de Barrosa. Asimismo, se localiza mejor representado en los valles de los ríos Gállego y Travenosa. También se encuentra

en el distrito del Ara. Hacia el E., los materiales silúricos se encuentran representados en numerosos puntos, especialmente en la región del Valle de Arán.

2.2.1 Introducción

Gran parte del Silúrico ha sido datado con fósiles, aunque algunos pisos muy incompletamente y en puntos localizados. Sin embargo, varios autores afirman la existencia de sedimentación ininterrumpida entre el Ordovícico Superior y el Silúrico Inferior (CAVET, 1957; DE SITTER y ZWART, 1958; ZANDVLIET, 1960); y entre el Silúrico Superior y el Devónico Inferior (SCHMIDT, 1931; CAVET, 1957; SCHULMAN, 1959; ZANDVLIET, 1960, y MIROUSE, 1962). Sin embargo, este último caso no es tan claro, pues el plegamiento disarmónico entre el Paleozoico Superior y el Inferior complica las originales relaciones sedimentarias. Este sistema, en los Pirineos, está caracterizado por una gran uniformidad de facies en toda su extensión, e incluso fuera del ámbito de la Cordillera (Montagne Noire, alrededores de Barcelona). Fundamentalmente está representado por pizarras negras. En la base suele haber cuarcitas y en el techo calizas, alternando con las pizarras, con *Orthoceras* y *Cardiola interrupta*. Es característico de las pizarras el gran tanto por ciento de C que han dado en los análisis efectuados por varios autores, que varía entre 0,3-24,5 por 100 (CAPDECOMME, 1943; DE SITTER, 1959, y KLEINSMIEDE, 1960), al cual atribuyen su típico color negro. Sin embargo, para otros autores este color sería debido a la presencia de pirita [DE SITTER, 1959; FEARNSIDES (op. cit., ZANDVLIET, 1960)]. La potencia del Silúrico en los Pirineos centrales varía de 10 a 200 m. (DE SITTER, 1959), mientras que en los Pirineos occidentales franceses puede ser superior a 1.000 m. (BRESSION, 1903), aunque la tectónica complica la estratigrafía en este sector.

2.2.2 Descripción regional

En la región del Gállego el Silúrico está representado de una manera muy incompleta (WENSINK, 1962), localizándose los mejores afloramientos en el arroyo de San Lorenzo, al N. de Hoz de Jaca. En esta área se presentan pizarras arenosas en la base, que contienen graptolites (*Monograptus priodon* BROWN), sobre las que se sitúa una alternancia de calizas pardas y pizarras oscuras que han suministrado gran cantidad de fauna que indica el Ludlowense. En el distrito del Ara el Silúrico aflora en el área de Ordisa, S. y SO. de la montaña de Año y cerca de la confluencia de los ríos Ordisa y Ara (WENSINK, 1962). El afloramiento se sitúa en el plano de un importante cabalgamiento y la serie presenta características análogas a las descritas en la región del Gállego. En estas dos áreas la potencia de las pizarras negras inferiores de la serie no ha sido determinada, mientras que la alternancia superior de calizas y pizarras varía de 10 a 20 m.

En la base del manto de Gavarnie (LITH, 1965), el Silúrico tiene una distribución muy irregular, con una potencia máxima de 125 m. en el circo de Barrosa; mientras que en otros puntos falta por completo. Las características faciales de las series presentes son análogas a las descritas en el párrafo anterior.

Hacia el E., en la región del Valle de Arán, el Silúrico se presenta en general bajo su facies habitual en los Pirineos, caracterizada por las pizarras negras, muy ferruginosas, con graptolites y ocasionalmente nódulos o bancos de caliza negra con Orthoceras y con algunos Braquiópodos.

Cerca del Ordovícico metamórfico los esquistos negros pueden cargarse de pequeños cristales blancos de chialtolita. La potencia es difícil de evaluar a causa del intenso plegamiento, pero parece oscilar alrededor de los 200 m.

2.3 DEVONICO

Este sistema tiene una amplia extensión en los Pirineos centrales, dentro de la provincia de Huesca, donde se encuentra muy bien representado en casi su totalidad. Hacia el E., en la región del Valle de Arán, alcanza igualmente amplia representación. En la zona de Las Bordas (Lérida) es donde aflora con mayor extensión.

2.3.1 Introducción

En los Pirineos, dentro de este sistema, por lo general se pueden diferenciar las series inferior, media y superior, basándose en criterios paleontológicos o en correlación de facies. Cada una de estas series alcanza una potencia máxima de unos 400 m. El Devónico Inferior está representado por el Gedinnense y el Coblenzense. El primero, generalmente de una manera uniforme por pizarras (DALLONI, 1910, 1930; LAVERDIERE, 1930; SCHMIDT, 1931...), mientras que el Coblenzense lo está por pizarras, grauwackas (*) y, localmente, calizas y margas. Hacia el E. hay mayor predominio de las calizas.

El Devónico Medio está fundamentalmente representado por calizas de diferentes facies —calizas masivas, calizas arrecifales... localmente dolomitizadas y calcoesquistos. Ha sido muy bien datado faunísticamente el Couvinense (=Eifelense). El Givetense no ha sido datado faunísticamente, aunque diversos autores suponen su existencia (SCHMIDT, 1931; WENSINK, 1962; DALLONI, 1930, y CAVET, 1957).

El Devónico Superior ha sido completamente datado en los Pirineos centrales y orientales. Generalmente está representado por las calizas griotte, aunque también hay calizas masivas, grises o azules, pizarras abigarradas rojizas

(*) Aunque el término «grauwacka» resulta excesivamente amplio y se presta a confusión, se respeta aquí en atención a los autores. Dicho término debiera ser sustituido por el de «litarenita».

y conglomerados calcáreos. Hacia el O. las calizas *griotte* son menos importantes, estando representado el Devónico Superior por calizas impuras, pizarras y areniscas con *Spirifer verneuilli* (LINGEN, 1960; MIROUSE, 1960; WENSINK, 1962; SCHWARZ, 1962, y LITH, 1965).

2.3.2 Descripción regional

En los Pirineos occidentales, término de Bielsa, provincia de Huesca, LITH, 1965, distingue en el Devónico Inferior tres formaciones: a) *La Formación calcárea inferior*, formada por calizas masivas claras, parcialmente recrystalizadas y muy localmente dolomitizadas, que tiene una potencia variable debido a la tectónica, calculándose que originalmente deberían haber tenido unos 300 m. de potencia; b) *La Formación detritica*, compuesta por pizarras, grauweekas y algunas calizas; ha suministrado abundante fauna, aunque no característica, y tiene una potencia de 200 a 600 m.; c) *La Formación calcárea superior*, representada por calizas finamente estratificadas y que tiene una potencia de 0-100 m. En la región del Gállego, al O. de la zona anteriormente descrita, WENSINK (1962) da un perfil ideal del Devónico Inferior cerca de Socotor. Este consta de una alternancia de pizarras y grauweekas en la base, con una potencia de unos 250 m.; una zona intermedia compuesta casi exclusivamente por pizarras, con unos 100 metros de potencia y una parte superior en la que alternan las margas, calizas y areniscas, con unos 100 m. de potencia. En estas series ha sido recogida abundante fauna que data muy bien el Coblenzense, localizándose en la parte superior la zona fosilífera con *Spirifer cultrijugatus*. En el valle del Ara, entre las dos áreas anteriormente descritas, el Devónico Inferior (WENSINK, 1962) ha sido notablemente afectado por metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de plutones graníticos s.l. En el valle del río Aragón y a la altura de la estación de Canfranc hay afloramientos del Devónico Inferior (LINGEN, 1960) muy afectados por la tectónica. Por ello es difícil de reconstruir la serie estratigráfica, representada por pizarras negras y calizas detriticas oscuras y grises, que suministran una fauna marina del Coblenzense. Más al O. aún de estas zonas descritas, en el valle del río Aragón Subordán y en el área de Cravetas, SCHWARZ (1962) describe unas series del Devónico Inferior compuestas por una alternancia rítmica de pizarras y grauweekas en la base, que hacia los niveles superiores presentan intercalaciones de calizas cristalizadas y niveles de grauweekas con cemento calcáreo. La potencia es de unos 300 m., faltando la parte superior del perfil dado por WENSINK (1962) para el Devónico Inferior en Socotor.

En la zona al S. y SO. de Perdiguero, WENNEKERS, J. H. N. (1968) distingue en el Devónico Inferior, dos formaciones: Una inferior, escasamente representada en esta Hoja, Formación Aneto, definida por MEY (1967), constituida fundamentalmente por pizarras finas, ligeramente limosas, presentando en algunas ocasiones intercalaciones de calizas margosas en lechos delgados. Su edad

Gedinnense fue primero demostrada por DALLONI (1910) y más tarde por SCHMIDT (1931); otra superior, Formación Gelada, definida también por MEY (1967), formada por una alternancia de pizarras arenosas, calizas impuras y grauwackas, siendo éstas más frecuentes en la parte alta de la serie. SCHMIDT (1931) asigna una edad Coblenzense a la base de este conjunto.

El Devónico Medio está muy bien representado al NO. de Bielsa, en las proximidades de la frontera con Francia. En esta área LITH (1965) distingue tres formaciones dentro de las series: *La Formación inferior* y *la superior* son bastante similares y representadas por calizas nodulosas o bandeadas impuras y calcoesquistos, localmente pizarras. La potencia respectiva calculada es de 200 y 100 m.; *la Formación intermedia* está formada por calizas claras, bien estratificadas en la parte superior e inferior, alcanzando una potencia de 100 m. En la región del Ara el Devónico Medio (WENSINK, 1962) está representado fundamentalmente por calizas de carácter arrecifal en muchos sectores, que localmente han pasado a mármoles por metamorfismo de contacto. En la región del Gállego, este mismo autor describe una serie para el Devónico Medio que presenta en la base un paquete de 30 a 50 m de calizas y margas de diversos colores, muy fosilíferas, que datan del Couvinense. Sobre éstas se sitúa un potente tramo de calizas bien estratificadas, que localmente pasan a arrecifes, con corales del Couvinense y una potencia total de unos 400 m. Al N de Canfranc, en el valle del río Aragón, el Devónico Medio está representado (LINGEN, 1960) por 200 a 370 m. de calizas bien estratificadas en la base y masivas hacia el techo, con una facies predominantemente arrecifal, localmente dolomitizadas y en ciertas zonas brechoides. Estas han suministrado una fauna, no muy rica, que data el Eifelense, aunque al Givetense pueden pertenecer partes de estas series. En la zona de Arrallas de las Foyas, al NO. de la zona anteriormente descrita, SCHWARZ (1962) da un perfil del Devónico Medio compuesto por unos 350 m. de calizas claras formadas casi completamente por biostromas de *Stromatoporidae*, que asimila al Couvinense.

En la zona al S. y SO. de Perdiguero el Devónico Medio queda constituido por la Formación Basibé, WENNEKERS, J. H. N. (1968). Esta formación ha sido definida por MEY (1967) en el macizo Basibé, en la parte alta del valle del Isábena. Queda constituida esta formación por una alternancia de, principalmente, calizas nodulares, calizas espáticas grises, a veces acompañadas de dolomías y cuarcitas, con delgadas intercalaciones de calcoesquistos. El espesor de las capas oscila entre 15 y 30 cm.

Según LITH (1965), el Devónico Superior está representado al N. de Bielsa, en el área de la Estiva y de Chinipro, por pequeños afloramientos de calizas *griotte* que contienen parte del Carbonífero Inferior, con una potencia total comprendida entre los 16 y 38 m. Por medio de conodontos se ha datado el Famennense, no habiendo criterios que permitan datar el Frasnense. En la región del Ara (WENSINK, 1962) data un afloramiento de calizas con fósiles del Frasnense. En esta zona las calizas arrecifales del Devónico Medio se extienden hasta el

Frasnense. En la parte noroccidental del valle del Gállego (WENSINK, 1962) el Devónico Superior está representado por calizas que localmente presentan la facies *griotte*, asimiladas al Famennense, aunque sin criterios paleontológicos, siendo posible que en esta área las series detríticas —pizarras y areniscas con unos 400 m. de potencia— existentes bajo las calizas anteriores pertenezcan al Devónico Superior. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe unas calizas facies *griotte* que contienen fauna no determinable y que según SCHMIDT (1931) pertenecen al Famennense. En el valle del río Aragón Subordán, SCHWARZ (1962) da varias series del Devónico Superior localizadas en el barranco de Acherito y en el área de Cravetas, integradas por: a) Calizas *griotte* alternando con pizarras rojizas; b) Calizas claras amarillentas con margas. La potencia es de unos 20 m.

En la zona al S. y SO. de Perdiguero, WENNEKERS, J. H. N. (1968) distingue en el Devónico Superior dos formaciones: Una inferior, Formación Fonchanina (MEY, 1967), constituida fundamentalmente por pizarras oscuras que en ocasiones contienen delgadas intercalaciones de calizas ligeramente bituminosas; otra superior, Mañanet Griotte (ROBERTI, 1967, y MEY, 1967), formada principalmente por calizas nodulares (Griotte), presentando en ocasiones intercalaciones de calcoesquistos, pizarras y calizas oscuras.

En la región del Valle de Arán, el Devónico se presenta desarrollado bajo su facies típica de la zona axial, estando constituido por una alternancia en bancos potentes y lechos delgados de calizas blancas, azules y grises, calcoesquistos y pizarras. En ocasiones se puede distinguir una serie de base donde hay un predominio de calizas, seguida de otra donde los calcoesquistos y pizarras son más abundantes. Hacia el techo de la serie se presenta en algunos puntos una facies francamente arenosa en la que alternan areniscas bastante puras y areniscas gradadas, con esquistos y pizarras.

La potencia del Devónico en esta parte de los Pirineos no está determinada, dado el carácter isoclinal del plegamiento, pero se cree no sobrepase de los 1.000 m.

2.4 CARBONIFERO

Este sistema está representado en todo el ámbito de los Pirineos oscenses de una manera muy irregular y en diferente extensión. Hacia el E., y dentro de los límites de esta Hoja, se encuentra en una región muy restringida al N. del macizo granítico de La Madaleta.

2.4.1 Introducción

El Carbonífero Inferior en los Pirineos está representado principalmente por el Viseense, habiendo sido datado el Tournaisense en tiempos muy recientes (ZIEGLER, 1959, y LITH, 1965) por medio de conodontos. El Tournaisense está

representado por calizas, sobre las que se localiza un paquete de liditas, localmente con nódulos de fosfato cálcico. El conjunto no sobrepasa unas decenas de metros. Sobre este paquete, a su vez, localmente, hay un conglomerado o micro-brecha de fragmentos de lidita, que puede sustituir enteramente a ésta. Este conjunto se puede encontrar directamente en algunos sectores sobre el Devónico Superior. Los nódulos de fosfato han suministrado una fauna que corresponde al paso Tournaisense-Viseense. El Viseense se ha puesto de manifiesto por medio de goniatites; *Goniatites crenistria* es el más común. En los Pirineos occidentales el Viseense está representado por calizas oscuras, localmente sobre la facies *griotte*, que hacia el techo pasan a brechas, con una potencia de 50-100 m. Hacia el E. aumenta la proporción de términos detríticos intercalados en las series, llegando a constituir al E. del río Esera la casi totalidad de éstas, que comprenden inclusive el Carbonífero Superior.

El Carbonífero Superior, en la totalidad de los Pirineos, está representado por pizarras, areniscas y conglomerados. El Namurenses sólo ha sido datado en los Bajos Pirineos (DELEPINE, 1953), aunque se supone que está ampliamente representado. El Westfalense, localmente conteniendo una rica flora, está bien desarrollado en los Pirineos centrales y occidentales (ROUSSEL, 1904; DALLONI, 1930; SCHMIDT, 1931...). El Stephaense se halla bien representado en los Pirineos orientales, conteniendo carbón e intercalaciones volcánicas (ROUSSEL, 1904; DALLONI, 1930, y SCHMIDT, 1931).

2.4.2 Descripción regional

El Carbonífero Inferior está representado al N. de Bielsa en los mismos afloramientos que han sido descritos para el Devónico Superior (LITH, 1965). El Tournaisense ocupa la parte superior de esta formación anteriormente descrita, integrada por calizas *griotte*, habiendo sido datado por medio de conodontos. Sobre esta formación hay un paquete de liditas, de 3 a 24 m. de potencia, sobre el que se sitúa un tramo de calizas marrones y rojas con intercalaciones de pizarras, con una potencia de 0-70 m. A su vez, éste soporta calizas oscuras —que en los perfiles mejor desarrollados presentan intercalaciones de pizarras en los niveles más superiores— que pueden tener 100 m. de potencia, y que localmente se continúan por un tramo de pizarras detríticas, que pueden alcanzar los 90 m. En las calizas de estos tramos superiores ha sido encontrada abundante fauna que data el Viseense, pudiendo representar los términos detríticos más superiores la transición al Carbonífero Superior. En la región del Ara (WENSINK, 1962) el Carbonífero Inferior está representado de una manera muy incompleta al S. de la zona axial, por calizas del Viseense, a veces fosilíferas, que poseen en la base intercalaciones de conglomerados y areniscas, y en la parte superior niveles intercalados de brechas calcáreas sedimentarias, con una potencia total de unos 5 m. En la región del Gállego, para este mismo autor, el Carbonífero Inferior está constituido por series que tienen en su base un paquete de

lidaditas de 10 a 15 m., situadas sobre unas calizas *griotte* que atribuye al Famenense. Sobre éste se coloca un tramo calcáreo de 50 a 80 m. de potencia, de tonos oscuros con intercalaciones de brechas calcáreas hacia el techo. En ellas se han recolectado abundantes fósiles que datan el Viseense. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe varias localidades en las que se hallan series integradas por calizas masivas y bien estratificadas, que asimila al Carbonífero Inferior, aunque no encuentra criterios paleontológicos decisivos. En el valle del Aragón Subordán, N. y E. de Oza (SCHWARZ, 1962), el Carbonífero Inferior está compuesto por calizas de estratificación fina y frecuentemente con laminación paralela —que presentan intercalaciones de brechas en los términos más altos de las series—, con una potencia ligeramente superior a los 100 m. en la parte occidental de la zona, y por una alternancia de calizas negras —frecuentemente bituminosas—, calcoesquistos y pizarras negras que pueden alcanzar los 50 m. en la parte oriental de la zona. Sin embargo, el autor anterior no ha encontrado fósiles que permiten asignar a esta edad las series anteriormente descritas.

Al NO. de Bielsa, LITH (1965) describe series del Carbonífero Superior, que las divide en dos formaciones: La *Formación de grauwackas*, en la parte inferior, compuesta por una alternancia de grauwackas verde-oscuro y pizarras, con una potencia máxima de 500 m. y la *Formación verde*, compuesta fundamentalmente de pizarras verdes —con intercalaciones de areniscas y calizas— que alcanza una potencia máxima de 400 m. El contacto entre ambas formaciones suele estar mecanizado en algunos sectores, aunque según el anterior autor, no hay razones para dudar una superposición estratigráfica normal. En la región del Gállego y del Ara (WENSINK, 1962) el Carbonífero Superior está representado por grauwackas alternando con pizarras que contienen restos de plantas en la base. Son atribuidas al Namureense y alcanzan una potencia de 1.000 m. Sobre éstas hay grauwackas, areniscas, micro-conglomerados y pizarras *cartón* oscuras, con una potencia de 1.000 m. y que contienen *Neuropteris schlehani*. Se atribuyen al Westfalense. Al N. de Canfranc, LINGEN (1960) describe series del Carbonífero Superior compuestas fundamentalmente por grauwackas micáceas alternando con pizarras también micáceas, en las que se intercalan pequeños niveles de calizas (uno de ellos formado por calizas de crinoides), y localmente, conglomerados y brechas. Las características de estas series sugieren que se trata de facies parálicas. Hay flora, en la que predomina *Calamites*, que permite datar el Westfalense, dudando este autor la presencia del Stephanense, aunque SCHMIDT (1931) supone su existencia en esta zona. La potencia de estas series es de 500-600 m. SCHWARZ (1962), en la misma área indicada al tratar del Carbonífero Inferior, da series pertenecientes al Carbonífero Superior, de 650 m. de potencia, compuestas enteramente por alternancia de grauwackas y pizarras. En la base de las series predominan las pizarras, en unos 40 m. de potencia, mientras que en los niveles superiores se llegan a

intercalar conglomerados. En la parte superior de las series se ha recolectado una flora que data el Westfalense.

En la parte E. de la Hoja aparece el Carbonífero al N. del macizo granítico de La Madaleta, en el sinclinal carbonífero de Plan d'Étangs. Está esencialmente compuesto por una alternancia de areniscas feldespáticas, a menudo bastante groseras, y de esquistos negros, apareciendo en ocasiones niveles calcáreos poco potentes pero netos, sobre todo hacia la base y el techo.

Los descubrimientos paleontológicos que permitan asignar una edad precisa a estas formaciones son bastante raros. Alguna vez la presencia del Namurensis ha podido ser establecida en razón de la presencia de *Glyptoceras*, característico de este piso. Las diferentes observaciones han permitido asignar un carácter evidentemente parálico a esta pequeña cuenca.

2.5 PERMOTRIAS

Estos sedimentos están bien representados en los Pirineos oscenses, en especial en el alto valle del río Aragón Subordán y al norte de Bielsa.

2.5.1 Introducción

Se incluyen bajo esta denominación, en los Pirineos, unos sedimentos detríticos continentales que, salvo algunas localidades, no han podido ser bien datados sobre una base paleontológica. Sin embargo, ha sido puesto de manifiesto el Pérmico, dentro de estos sedimentos, en varios puntos de los Pirineos, bien por medio de fauna marina (CARALP, 1903; SCHMIDT, 1931; DELEPINE, 1931, y DALLONI, 1957), aunque algunas de estas dataciones son discutidas (DELEPINE, 1931), o con flora (DALLONI, 1913; SCHMIDT, 1931, y DALLONI, 1938), y el Triásico, por medio de flora del Buntsandstein (DALLONI 1911 y 1913). Asimismo, la presencia de discordancias en determinadas regiones ha servido para establecer subdivisiones locales (CARALP, 1903; DALLONI, 1913 y 1930; DELEPINE, 1931; MISCH, 1934, y MIROUSE, 1958 y 1959). Por último, basándose en criterios petrográficos, también se han distinguido diferentes series en estos sedimentos (VIRGILI, 1961).

2.5.2 Descripción regional

Al NO. de Bielsa el Permotrias está muy bien representado, en especial en el valle de Larri. Las series dadas por LITH (1965) varían de 15 a 120 m. de potencia. En un perfil característico de las mismas tenemos en la base un nivel de conglomerados cuarzosos, con un máximo de 3 m. de potencia, que rellena pequeñas depresiones del yacente de la formación. Sobre éste se apoyan areniscas grises —unos 8 m.—, seguidas por una alternancia de areniscas y pizarras rojas, que, a su vez, son coronadas por pizarras verdes que pasan al

CUADRO RESUMEN DEL PALEOZOICO DEL GALLEGO, ARA Y ZONA DE BIELSA. (Según WENSINK, 1962, y VAN LITH, 1965.)

PERMOTRIAS		Conglomerados, areniscas y pizarras, rojos. ~ Discordancia angular.
CARBONIFERO SUP.	WESTFALENSE	1.000 m. Grauwackas alternando con areniscas, conglomerados finos y pizarras cartón negras, con <i>Neuropteris schlehani</i> . En Bielsa (LITH): «Fm. verde». 400 m. Pizarras verdes alternando con areniscas y alguna caliza. Son estériles.
	NAMURENSE	1.000 m. Grauwackas alternando con pizarras; hay restos vegetales. En Bielsa: «Fm. grauwackas» 500 m.
CARBONIFERO INF.	DINANTENSE	50-80 m. Calizas compactas, en lajas, con <i>Goniatites crenistria</i> SOW. <i>Prolecanites henslovi</i> SOW. En la zona de Bielsa hay, de arriba a abajo: 90 m. de pizarras detriticas; 25 m. calizas negras y pizarras calcáreas; 70 m. calizas rojas y nodulosas y pizarras con <i>Goniatites</i> . 10-24 m. de lilitas finamente estratificadas con algunas calizas intercaladas en Bielsa. En Bielsa hay calizas griotte en la base, de edad carbonífera.
DEVONICO SUP.	FAMENNENSE	25 m. Calizas griotte, con cefalópodos. 400 m. Areniscas calcáreas y pizarras.
	FRASNENSE	Calizas arrecifales con <i>Phillipsastrea</i> 30-50 m. en el Gállego; en el Ara: calizas grises masivas con <i>Rhynchonella cuboides</i> SOW. 20 m.
DEVONICO MED.	GIVETENSE + COUVINENSE	En el Gállego: calizas arrecifales, grises, con: <i>Cyathophyllum hexagonum</i> GOLDF., <i>Heliolithes porosa</i> GOLDF. En el Ara: calizas masivas y bien estratificadas con alguna intercalación margosa en el techo, con: <i>Favosites polymorpha</i> GOLDF., <i>Odontochile</i> , 400 metros. 10 m. Calizas grises con <i>Goniatites subnautulinus</i> SCHL. 50 m. Calizas gris-naranja y margas con <i>Orthis eifeliensis</i> VERN., <i>Cyrtina heteroclyta</i> DEFR. En Bielsa, el Devónico Medio mide unos 400 m., las calizas superiores e inferiores son nodulosas (griotte).
DEVONICO INF.	COBLENZENSE + GEDINNENSE	2-4 m. Calizas gris-pardas con <i>Spirifer cultrijugatus</i> ROEM. En Bielsa: potencia variable. 0-100 m. Pizarras, margas y calizas gris-naranja, 30 m., con <i>Spirifer pellicoi</i> VERN. Debajo: 400 m. (?), alt. de pizarras y grauwackas con <i>Stropheodonta</i> sp., en el valle del Gállego. En el Ara: son pizarras cartón grises con <i>Spirifer arduennensis</i> SCHN., y Briozoarios. En Bielsa: 200-600 m. Pizarras, grauwackas y alguna caliza, con: <i>Fenestella</i> , <i>Pleurodictyum</i> sp., <i>Spirifer Stropheodonta</i> sp., <i>Zaphrentis</i> , sp. Sólo en Bielsa: 300 m. calizas nías, blancas, recristalizadas, también gris-azul-rojizo, con algún nivel detrítico, hacia el techo: <i>Favosites</i> y <i>Cyathophyllum</i> .
SILURICO		10-20 m. Calizas carbonosas con: <i>Cardiola interrupta</i> SOW. y <i>Orthoceras bohemicum</i> BARR. Pizarras ampelíticas carbonosas, negras laminadas, con <i>Monograptus priodon</i> . BRONN.
ORDOVICICO		Sólo en Bielsa (N. y S.) y valle de Larri: cuarcitas y esquistos de cuarzo y biotita, cortados por diques de granito.

Yacente:

No aflora.

Triásico Medio. Localmente hay niveles de calizas intercalados en las series. Hacia el O. El Permotrias no vuelve a reaparecer hasta el área del N. de Canfranc, donde alcanza un gran desarrollo. En esta área, LINGEN (1960) realiza tres subdivisiones, basándose en criterios litológicos: P₁ en la base, representada por niveles de pizarras arcillosas grises-rojas y lechos de calizas, con laminación convoluta y oolitos; P₂, de carácter francamente detritico, compuesta por areniscas y conglomerados. Son depósitos típicos de estratificación cruzada; P₃, compuesta por pizarras, conglomerados, areniscas y algunos niveles de calizas. Hay andesitas en diques concordantes y en chimeneas volcánicas. La potencia de estas series, respectivamente, es 100, 250 y 1.300 m. En la región del río Aragón Subordán, SCHWARZ (1962) distingue dos áreas del Permotrias, con un desarrollo ligeramente diferente al E. y al O. de Cravetas, respectivamente. En ambas hace una subdivisión del Permotrias basándose en criterios litológicos: a) *Serie de Somport*, en la base, integrada por unos 30 m. de pizarras rojas con intercalaciones de areniscas rojizas de grano fino; b) *Serie de Baralet*, formada por conglomerados poligénicos gruesos alternando con pizarras rojas, con una potencia máxima de 600 m.; c) *Serie de Mercantón*, en la parte superior, compuesta por areniscas rojas y limolitas, con intercalaciones de conglomerados, que alcanza una potencia de 1.100 m.

CUADRO RESUMEN DEL PERMOTRIAS. (Según SCHWARZ, 1962; VAN DER LINGEN, 1960, y VAN LITH, 1965, y MIROUSE, 1958, 1959.)

Al E. de Cravetas	N. de Canfranc	Zona de Bielsa
P ₃ Conglomerados poligénicos y pizarras rojas detriticas. 55 m.	P ₃ Conglomerados, areniscas y pizarras rojas. 1.300 m.	Facies Röt (MISCH, 1934) Argilitas rojas con alguna intercalación areniscosa. 35 m.
P ₂ Areniscas. 3 m.	P ₂ Areniscas rojas con intercalaciones de conglomerados. 250 metros.	Areniscas rojas alternando con argilitas y conglomerado basal. 80-85 m. ~ Discordancia o No-conformidad.
P ₁ Pizarras rojas o grises con calizas intercaladas. 18 m. ~ Discordancia.	P ₁ Calizas alternando con pizarras grises o rojas. 100 m. ~ Discordancia.	
Potencia: 76 m.	Potencia: 1.600 m.	Potencia: 85-120 m.

La formación P₃ de SCHWARZ y VAN DER LINGEN es correlacionable con la «Serie de la Peña Mercantón de la Gave d'Aspe y Aragón Subordán», y de la «Serie del Pic Baralet», que se coloca bajo la anterior en la misma zona. Según MIROUSE (1958, 1959), P₁ y P₂ equivalen a las «Series del Somport», del mismo autor. La correlación de la zona del valle de Canfranc con los afloramientos de la zona de Bielsa (valle de Larri y NO. de Bielsa), ya que los conglomerados superiores no existen.

La serie permotriásica del NO. de Bielsa enlaza con las «Grenzschichten des Buntsandstein», en facies Röt (de MISCH, 1934) y el Triás Medio y Superior.

2.6 BATOLITOS GRANITICOS Y ROCAS ASOCIADAS

En el Pirineo axial, dentro de los límites de esta Hoja, afloran los macizos graníticos de Panticosa y Bielsa; macizo de Lys-Cailaous y granito de Bossost. MALLADA (1878), en su Memoria provincial ya dedicó un estudio a los granitos del Pirineo aragonés, siendo nuevamente estudiados por DALLONI (1910), GUITARD (1955), GLANGEAUD (1958), LANDEVIJK (1960), WENSINK (1962) y LITH (1965). Se ha hecho una distinción entre granitos leucocratas sintectónicos, asociados con las series metamórficas más profundas (los «granites profonds»), de los granitos y granodioritas formando batolitos en macizos circunscritos, afectando zonas altas de la serie estratigráfica hasta el Carbonífero (son los «granites supercrustaux»), de edad post-tectónica o fini-herciniana.

2.6.1 Macizo de Panticosa

En realidad constituye el apósis meridional o vasto macizo de Cauterets, en Francia, y está rodeado de una notable aureola de metamorfismo de contacto. Según LANDEWIJK, la parte periférica del macizo está constituida por granodiorita epidótico-hornbléndica y epidótico-biotítica; mientras que hacia el interior domina la cuarzo-diorita, y la granodiorita de dos micas y hornblenda; y la parte central evoluciona a granodioritas más leucocratas, incluso hasta los granitos. En Panticosa hay señalados enclaves de mármoles en la granodiorita.

La aureola de metamorfismo de contacto es de composición distinta, de acuerdo con los diversos tipos rocosos de la serie estratigráfica paleozoica. Así pues, las rocas calcáreas han dado lugar a mármoles, con silicatos cálcicos, como el diópsido, el diópsido, la wollastonita y epidota. Los sedimentos areniscos de tipo grauwacka, alternando con pizarras arcillosas, se transforman en metacuarcitas cloríticas y biotíticas. Finalmente, las series arcillosas pizarreñas y las pizarras margosas dan un metamorfismo profundo, de más de tres kilómetros, con corneanas fajeadas en bandas de 1 mm. de espesor, recordando un gneiss finamente bandeado y alternando con otras oscuras uniformes en las que se pueden reconocer los cristales de andalucita y biotita; también hay corneanas de moscovita o de epidota-cuarzo, subordinadas a las primeras.

Las rocas filonianas son predominantemente del tipo diabasa (pórfidos labradoríticos, diabasas augíticas, diabasas con plagioclasa sódica y cuarzo-diabasas), formando diques y diques concordantes, también del tipo dacita y lamprórido. Las rocas ácidas filonianas están en minoría; y constituyen diques de pórfidos cuaríferos, y granófidos y microgranitos. Dichas rocas cortan tanto al batolito granodiorítico como las rocas metamórficas paleozoicas, y se encuentran con más frecuencia en las zonas de debilidad tectónica, tales como planos de corrimiento.

En la parte noroeste del valle del Gállego, Canal Roya, se encuentran apuntamientos de rocas efusivas de tipo dacita y andesita, necks y coladas en el contacto con el Permotrias.

Existen en la zona, alrededor del batolito de Panticosa, yacimientos y minas abandonadas de plomo-cinc, en Yenefrito, en el alto valle del Bolática (CUP y WENSINK, 1959); cerca del collado de Portalet hay vetas de fluorita, y en el alto valle del Aragón, V. DER LINGEN cita piritas arsenicales, y subordinadamente, tennantita, bismuto, calcopirita, kobellita y enargita.

2.6.2 Macizo Granítico de Bielsa

Se extiende desde el norte de Bielsa por el alto valle del Cinca hasta el valle de Gistain. En su mayor parte la roca está formada por cuarzo, en grandes cristales, y medianos de ortosa (frecuentemente pertítica), plagioclasa (An 25-35), biotita y/o hornblenda en grandes cristales que le dan un aspecto porfiróide. La moscovita casi está ausente. El tono de la roca es oscuro o algo verdoso, debido a la abundancia de mica negra. El contacto con la roca encajante suele ser brusco, pero según LITH (1965), en la zona de Barroso encontró una banda migmatítica. El contacto con el Permotrias y Cretácico es de tipo sedimentario, presentando una profunda zona de meteorización fosilizada bajo el manto permotriásico. El granito afecta tanto al Silúrico como al Devónico; por lo tanto, su edad tiene que ser posterior a este último sistema, pero no se puede precisar más.

2.6.3 Macizo de Lys-Caillaous

Este importante macizo, cuya mayor parte se encuentra en Francia, viene a ocupar la parte occidental del Plan d'Etangs. La parte francesa ha sido estudiada en detalle por CLIN, M. (1959), y la vertiente española por CLIN, M.; DE LA ROCHE, H.; LEFONG, F., y POTY, B. (1963). Estos autores han podido paralelizar la repartición de las facies ígneas con «la sucesión de las principales unidades litológicas en las series paleozoicas granitizadas». Esta observación, ligada a un estudio geoquímico sistemático, poniendo en evidencia las grandes semejanzas entre las facies paleozoicas y las facies ígneas, ha llevado a atribuir al macizo de Lys-Caillaous un origen sinorogénico, afectando por granitización los diferentes niveles paleozoicos, sin perturbar su orden ni algunos de sus más importantes caracteres químicos.

La parte periférica del macizo está fundamentalmente constituida por granito porfíritico, mientras que hacia el interior, en la parte más meridional del macizo, domina la cuarzo-diorita y el granito de dos micas. Los materiales paleozoicos aparecen transformados por metamorfismo en mármoles de grano grueso, calcosilicatos, esquistos sillimáticos y, localmente, migmatitas.

2.6.4. Granito de Bossost.

En la región de Bossost, los materiales del Cámbrico-Ordovícico aparecen muy metamorfizados en relación con la intrusión de un granito leucocrático con moscovita y granate, acompañado de numerosas venas de pegmatita. Los esquistos sericíticos han sido transformados en micaesquistos (con biotita), a menudo cargados de andalucita. La aureola de metamorfismo avanza igualmente en el Silúrico y en el Devónico, aunque ni las pegmatitas ni los granitos no penetran nunca más arriba que el techo del Ordovícico.

2.7 MESOZOICO

2.7.1 Triásico

El Permotrias no existe en todo el sector del valle de Tena y valle del Ara. El Cretácico Superior descansa directamente sobre el Paleozoico. Probablemente la erosión precretácica lo ha eliminado. El Triás Medio y Superior fue reconocido por MISCH (1934) y DALLONI (1910). Según MISCH, encima del Permotrias de la zona de Bielsa se encuentran: los 25 m. de las capas denominadas por él «*Grenzsichten des Buntsandstein*», compuestas por margas grises que pasan gradualmente a margas dolomíticas y a dolomías celulares; las cuales atribuye a la «*facies Röt*», como en otros lugares de la Península.

El *Muschelkalk* está compuesto por unos 35 m. de calizas dolomíticas grises y dolomías gris-amarillento, en plaquetas.

El *Keuper* estaría formado por margas abigarradas yesíferas y dolomías celulares y calizas (aflora cerca de Espierba y en la banda de *Muschelkalk*).

El Jurásico no existe, ni tampoco el Cretácico Inferior.

2.7.2 Cretácico Superior

Hasta hace poco, la serie del Cretácico Superior de las Sierras Interiores y de la zona del Monte Perdido se componía del Campanense y Maestrichtense. VAN ELSBERG (1968) ha descompuesto el antiguo Campanense de DALLONI (1910) en Coniacense, Santonense y Campanense (ver Mem. Hoja n.º 13, «Pamplona»). Recientemente, SOUQUET (1967) ha reconocido los pisos restantes del Cretácico Superior: Cenomanense y Turonense.

En el Collado de Izas (sierras Collarada-Telera), entre el Aragón y el Gállego, SOUQUET (1967) encuentra:

SANTONENSE	Calizas microbréichicas con <i>Lacazina</i> .
CONIACENSE	20-50 m. Dolomías arenosas y calizas pseudoolíticas, estériles.
TURONENSE	15 m. Calizas microcristalinas algo dolomíticas, con: <i>Fissurinas Globigerinas</i> , <i>Globotruncana</i> .
CENOMANENSE	2 m. Calizas detríticas con: Rudístidos y <i>Praealveolina</i> .
	2-3 m. Calizas apizarradas gris-azuladas con: <i>Ostreas</i> y <i>Pseudocyclamina</i> .
	1 m. Calizas dolomíticas, detríticas y piritíferas con <i>Lamelibranchios</i> . Hay conglomerado basal con elementos de cuarzo y algunas pizarras (1 m.). ~ Discordancia angular.
CARBONIFERO	Pizarras y grauwackas.

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

SANTONENSE	50 m. Dolomías arenosas y calizas detríticas con: Melobesidáceas, Briozoarios, Gasterópodos y <i>Lacazina</i> . Hiato: falta el Turonense y el Coniacense.
CENOMANENSE	5 m. Calizas algo dolomíticas con Rudístidos, <i>Praealveolina cretacea</i> REICH., <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 Rudístidos, <i>Hippurites</i> , <i>Sphaerulites</i> , <i>Lacazina</i> . ~ Hiato: falta Coniacense y Turonense.
CENOMANENSE	0,8 m. Calizas grises algo dolomíticas, con <i>Ovalveolina</i> y <i>Praealveolina</i> .
	3 m. Dolomías arenosas, ocreas, piritíferas.
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 descansa siempre sobre el Coniacense: en la base hay niveles areniscosos y ferruginosos; encima, siguen capas organógenas y areniscosas con Rudístidos; 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 coniacenses 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 Coniacense 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.

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 *Operculina heberti* MUN.-CH., *Lithothamnium*.

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 *Hippurites giganteus* 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 márgosas, amarillas o pardas, con *Orbitoides* y *Lepidorbitoides*.
- 6. 125 m. Calizas finamente detriticas, pardo-amarillas, con *Lepidorbitoides*, *Orbitoides* y *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 detriticas.

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* sp., *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB., *Pseudosiderolites*, etc., de edad Coniacense a Santonense.

2.8 Terciario

2.8.1 Paleoceno y Eoceno

Sin lugar a dudas, es VAN DE VELDE (1967) quien ha estudiado más detalladamente el Terciario de la zona 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>Discocyclusina</i> , etc. ~ Discordancia angular (MENGAUD, 1939, y V. HILLEBRANDT, 1962) (?)
	ILERDENSE SUP. 5-240 m.	Formación <i>Millaris</i> . Margas y margas calcáreas (potencia 5 a 240 m.). Sólo tienen algunos foraminíferos indeterminables; según MENGAUD, hay <i>Pleurotomaria</i> , en la base <i>Discocyclusina</i> , <i>Globigerinidos</i> , raros <i>Briozoarios</i> y <i>Equinidos</i> , según V. HILLEBRANDT.
	ILERDENSE INF. 50 m.	Formación <i>Gallinera</i> . Comprende las siguientes capas: 7. Calizas con nódulos de <i>silex</i> . 10 m. 6. Calizas gris claro, con <i>Assilina</i> y <i>Nummulites</i> , muy fósilíferas. 2-4 m. constituyen un nivel-guía.
PALEOCENO	DANO-MONTIENSE 150 m.	Formación <i>Gallinera</i> (continuación). 4. Calizas gris-negro, la parte alta muy detrítica. 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>Discocyclusina</i> . 50 m. 1. Arenisca finamente granuda. 5-7 m.
CRETACICO SUP.	MAESTRICH-TENSE	Formación <i>Salarons</i> . 60-95 m. 2. Dolomías grises y calizas dolomíticas. 1. Dolomías negras, fétidas. Formación <i>Tozal</i> . 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 150 m.), aunque, como observa VAN DE 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.

VAN DER VOO (1966), al referirse a la Sierra Tendeñera y perfil del desfiladero del Gállego, distingue las mismas formaciones y divisiones cronoestratigráficas que VAN DE VELDE (1967):

EOCENO	{	CUISIENSE	Formación Flysch. No medida. ~ Discordancia.
		ILERDENSE SUP. + DANO-MONTIENSE	{ Formación Gallinera. 150 m. Potente serie de calizas detríticas con <i>Lithothamnium</i> y Foraminíferos, como: <i>Operculina</i> , <i>Discocyclina</i> , <i>Assilina</i> , <i>Alveolina</i> y <i>Nummulites</i> . En la parte alta de la formación hay nódulos de sílex.
PALEOCENO	{	DANO-MONTIENSE	
	{	DANO-MONTIENSE	Formación Salarons. 60 m. Dolomías y calizas dolomíticas. Estériles.
CRETACICO SUP.	{	MAESTRICHTENSE	Formación Tozal. 490 m. Calizas margosas y calizas detríticas, con algunas intercalaciones dolomíticas con <i>Orbitoides</i> y <i>Ananchytes</i> .
		CAMPANENSE	Formación Estrecho. 120 m. Dolomías detríticas, calizas y dolomías calcáreas, con arrecifes de rudistidos en la parte superior.

En este perfil estratigráfico falta la Formación Millaris, de tipo margoso, que se encuentra muy desarrollada en la parte oriental de la zona de Ordesa y que se acuña rápidamente hacia el oeste. Este acuanamiento probablemente se deba a la discordancia que algunos autores colocan en la base del Flysch.

Hacia el sur se extiende, ampliamente desarrollada, la Formación Flysch, con una potencia del orden de 3.500 a 4.500 m., según M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), y descansa en discordancia sobre la formación Gallinera o Calizas de Alveolinas. La edad del Flysch es Cuisiense-Luteciense. Las direcciones de corriente dadas por las marcas basales son de ESE. a ONO. en toda la cuenca, salvo las capas superiores de la formación, que son de N. a S. Algunos ritmos, de gran potencia 50-120 m., constituyen los únicos niveles-guía que sirven para las correlaciones y deducir la tectónica.

2.9 EL CUATERNARIO

La parte correspondiente a la Hoja n.º 14, «Viella», comprende las cabeceras de los ríos Aragón, Gállego, Ara, Cinca, Esera y Ribagorzana. Todos esos valles fueron ocupados enteramente por los glaciares cuaternarios de tipo alpino, que dejaron abandonados los *depósitos morrénicos*.

El complejo morrénico del Aragón, entre Castiello de Jaca y Villanúa, es uno de los más notables de los Pirineos meridionales. Según PANZER (1926), existen cinco arcos morrénicos: el más externo, situado a 920 m., enlaza, mediante un cono de transición fluvio-glaciario, con la terraza de 60 m. bien desarrollada aguas abajo de Castiello (sobre este cono está construida Castiello). Encajada en esta morrena alta existe otra terraza, más baja, a unos 20 m. de altura, que empalma las morrenas segunda y tercera, en orden ascendente. Finalmente, las morrenas cuarta y quinta, las más internas y aguas arriba, están en relación con otra terraza de 7 m. de altura. Teniendo en cuenta el estado de alteración de la morrena más alta, la relación de las morrenas con los distintos niveles de terrazas-fluvioglaciares, y teniendo en cuenta que la antigüedad decrece aguas arriba, dichas morrenas, como ocurre con las de Puigcerdá, representarían probablemente el Riss y el Würm. El glaciar del Aragón tenía unos 23 Km. de longitud.

En el Gállego, las morrenas están menos conservadas. La morrena frontal se encuentra en Senegüé, y en muchos puntos aguas arriba en las vertientes próximas al río. El esquema morfológico de CASAS TORRES y FONTBOTE (1945) del valle de Tena y el de FONTBOTE (1948) de la Ribera de Biescas señala la posición de las morrenas glaciares, los rellenos de las cubetas glaciares, la posición de los *conos de deyección funcionales y antiguos*, las terrazas fluvio-glaciares, etc. El glaciar tenía más de 25 Km. de longitud.

En el Ara, el potente glaciar, cuyos hielos abandonaron morrenas laterales en Viu, a 300 m. por encima del actual fondo de valle, probablemente llegó hasta Fiscal, donde hay registrada una morrena 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 río actual. Más arriba de Parzán se encuentran enormes bloques de granito pulido y estriado a la derecha del Cinca; Chisaguas está construida sobre una morrena. PENCK (1882) pensó que Bielsa está construida sobre una masa detrítica análoga a la de Labuerda; los derrubios que procederían de la vertiente derecha, 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 de un depósito varvado?

Aguas arriba de los arcos morrénicos terminales se encuentran otros que pertenecerían a fases epiglaciares, de estabilidad, durante el retroceso gene-

ral de los grandes heleros cuaternarios. GARCIA SAINZ (1941) tiene señalados muchos de ellos.

En el valle del Esera se alojó un potente glaciar al que enviaban tributarios los macizos del Turbón y de Cotiella (Hoja n.º 23). Su longitud fue de unos 30 Km. En toda la zona del Valle de Arán son numerosas las muestras del desarrollo glaciar cuaternario. Se conservan interesantes morrenas, grandes bloques de granito, numerosos lagos glaciares o ibones, así como la forma tan característica que presentan los valles.

Depósitos actuales y subactuales revisten muchos fondos de valle; canchales funcionales y bien desarrollados; otros ya fijados se encuentran recubriendo numerosas vertientes; coladas de solifluxión, etc., son sedimentos que de un modo bastante generalizado velan las formaciones más antiguas y que no siempre están debidamente cartografiados.

3 TECTONICA Y EVOLUCION GEOLOGICA

3.1 INTRODUCCION

Numerosas publicaciones y ensayos interpretativos sobre la tectónica de los Pirineos han aparecido recientemente; las referencias se encuentran al final de esta Memoria y en las monografías más recientes. Entre los españoles debemos mencionar en primer lugar la síntesis estratigráfica y tectónica del alto Aragón, recién aparecida de M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), de gran utilidad por su valor de puesta al día y exponer las ideas tectónicas de la tesis recientemente sostenida de SEURET (tes. in. univ. Montpellier, 1970) y autores holandeses. Debemos citar también los trabajos de FONTBOTE (y colab.) sobre la Ribera de Biscas y valle de Tena; los de RIOS, ALMELA y ALASTRUE (1957, 1952, etc.), y LLOPIS (1945, 1951, 1959). Los trabajos de conjunto de MISCH (1934) y SELZER (1934), citas obligadas por haber sido los primeros en presentar una visión global de los Pirineos aragoneses; además del capítulo de tectónica de DALLONI (1910) cabe mencionar el de MANGIN (1958) sobre los Pirineos navarros; las síntesis de L. SOLE SABARIS (1951, 1952); la monografía de M. CASTERAS (1933), y los cortes geológicos de DE SITTER (1956, 1959). En el último decenio han aparecido los trabajos monográficos de detalle de varios sectores del Pirineo aragonés, debidos a SCHWARZ (1962), LINGEN (1960) y WENSINK (1962) que tratan especialmente de la tectónica del Paleozoico y Permotrias; así como los de ELSBERG (1968), VAR DER VOO (1966), VAN DE VELDE (1967) y VAN LITH (1965, inéd.) que tratan de la tectónica alpídica. SOUQUET, en su monografía sobre el Cretácico Superior, también dedica un extenso capítulo a la tectónica pirenaica y critica las ideas tectónicas de los autores holandeses. A su vez, CHOUKROUNE, SEURET, MARTINEZ y MATTAUER (1968, 1969) critican, con bastante severidad, las hipótesis tradicionales mantenidas por

SOUQUET (1967) para imponer las nuevas teorías de grandes corrimientos arras-trados hacia el S.

Desde el punto de vista estructural, la masa rocosa de los Pirineos se puede dividir en tres pisos estructurales o «Stockwerk» superpuestos y de naturale-za diferente. El primero de ellos está constituido por el basamento Cámbrico-Silúrico que con frecuencia comprende núcleos fuertemente migmatizados. El segundo «Stockwerk» está formado por el Paleozoico Superior, exceptuando al Pérmico. El tercero y más alto está formado por la serie de sedimentos que van desde el Permotrias hasta el Oligoceno. El primer piso aflora en la parte orien-tal de la Hoja de Viella.

3.2 TECTONICA DEL PALEOZOICO DE LA ZONA AXIAL

En los Pirineos, en la transición del Silúrico al Devónico, no ha habido mo-vimientos tangenciales importantes; es decir, no se han encontrado a ellos in-fluencias notables de la orogénesis caledoniana. Aunque en la zona correspon-diente a la parte de la presente Hoja n.º 14 no se han encontrado depósitos del Stephanense discordante, se admite que la fase orogénica principal herciniana es post-westfalense, deformando todo el paquete de materiales paleozoicos. Ahora bien, no todo él reaccionó de igual manera ante los esfuerzos tectónicos; y ello se debe a dos causas esenciales: el distinto grado de metamorfismo al-canzado por parte del Paleozoico Inferior (la migmatización está ligada sólo al Cámbrico y Ordovícico) y a la presencia de las pizarras silúricas, muy incom-petentes, que han actuado de nivel lubricante y de despegue.

En la zona occidental del Pirineo axial, estudiada por WENSINK (valles de Tena y Ara) (1962), los sedimentos del Devónico y Carbonífero están enérgica-mente plegados, en pliegues isoclinales volcados hacia el SO., y se hallan casi siempre imbricados. No obstante, las estructuras individuales se hallan frecuen-temente desmembradas. Los ejes se orientan de ONO. a ESE, en el Gállego; en el valle del Ara los ejes se curvan hacia OSO.-ENE. Los sistemas Devónico y Carbonífero de dicha zona occidental están colocados bajo la discordancia que los separa del Permotrias. Se trata de una fuerte discordancia angular, aunque con frecuencia se presenta tectonizada por las fases alpidicas.

En la parte oriental de la Hoja, en la región del Valle de Arán, los plie-gues del complejo Silúrico-Devónico-Carbonífero son de caracteres muy com-plicados, siempre muy agudos, a menudo con hundimientos axiales muy fuertes, pero todos con una dirección rigurosamente E.-O. Sólo al alcanzar los batólitos graníticos se inflexionan los ejes contorneando estos macizos y adquiriendo cir-cunstancialmente otras direcciones. El techo del Ordovícico es generalmente una superficie curvada, cupliforme, en fuertes contrastes con los pliegues isoclinales de los planos de estratificación del Devónico. No cabe duda que es el carácter extremadamente incompetente del Silúrico el causante de este fuerte plegamiento disarmónico.

Dentro de las estructuras hercinianas se ha observado una disminución vertical de la intensidad de plegamiento. Recordando la serie estratigráfica, tenemos que las pizarras ampelíticas gotlandienses, incompetentes y lubricantes, se hallan en la parte del Cinca implicadas en los planos de cabalgamiento y corrimiento. El Paleozoico Superior consta de: 1) un primer nivel de pizarras, correspondiente al Devónico Inferior, de 280 m. de potencia; 2) un paquete de calizas competentes, de 360 m., y 3) otro paquete pizarreño con calizas y areniscas que comprende el Devónico Superior y el Carbonífero, de unos 770 m. de espesor. Las pizarras del Devónico Inferior se han comportado también como nivel lubricante, de modo similar a las del Silúrico. Esto ha provocado una tectónica diferencial con notables disarmonías, con despegues del paquete carbonatado competente, que ha reaccionado diferencialmente con respecto a las pizarras del substrato y techo. En la facies uniforme del Devónico Inferior se presentan fuertes imbricaciones, debido a lo cual es difícil de reconocer la sucesión de pliegues agudos isoclinales. Asimismo, el paquete competente devónico también se plegó; pero dando estructuras de mayor radio, pliegues isoclinales apretados y cabalgantes, con frecuencia rotos, y se presentan como cuñas aisladas dentro de las pizarras. El Devónico Superior pizarreño y detrítico-calcáreo, junto con el Carbonífero, están menos tectonizados. Hay en ellos pliegues invertidos y verticales, pero se encuentran menos estructuras imbricadas que en la parte inferior de este «Stockwerk».

Durante la orogénesis herciniana, hacia el final de la misma y antes del depósito del Permotrias, tuvo lugar la intrusión de las granodioritas de Pantico-sa y Bielsa, ocasionando la aureola de metamorfismo de contacto y a los sistemas de diques y filones que rodean al batolito circunscrito; sin embargo, las principales estructuras de plegamiento no se vieron apenas afectadas por la masa intrusiva; ésta las corta.

Al macizo de Lys-Cailaous se le atribuye un origen sinorogénico, afectando por granitización los diferentes niveles paleozoicos. En el área de Bossost los granitos o pegmatitas no han sido emplazados durante o antes de la fase principal de la orogenia hercínica. Esto puede ser deducido del hecho de que ninguna de estas rocas ha sido plegada por la deformación correspondiente a esta fase.

En la zona axial del Pirineo, la orogénesis herciniana va acompañada de la migmatización del Paleozoico Inferior, pero los afloramientos tienen lugar al este del Cinca.

De acuerdo con lo dicho, la fase principal de plegamiento corresponde a los movimientos astúricos (o pre-stefanienses). A las fases anteriores, bretónica y sudética, debe atribuirse la actividad epirogénica denunciada por la variabilidad vertical y lateral de las facies del Carbonífero. La intrusión granítica puede ser situada en la fase saálica o urálica, seguida de una etapa de intensa denudación anterior al depósito del Permotrias, llegando incluso a decapitar el granito.

Merece especial atención la influencia de los movimientos alpidicos sobre

el zócalo herciniano. Se pueden distinguir dos tipos: a) un deslizamiento de la cobertera sedimentaria post-carbonífera sobre el núcleo hercínico, por cuya causa han sido afectadas localmente las estructuras hercínicas en las proximidades del contacto, y b) un deslizamiento de la cobertera sedimentaria post-hercínica con formación de escamas de los sedimentos paleozoicos, o corrimiento de la gran unidad del manto de Gabarnie.

3.3 TECTONICA ALPIDICA

El análisis microtectónico y estructural comparativo del basamento paleozoico y de la cobertera permotriásica-mesocenoica ha permitido a SCHWARZ, VAN LINGEN y WENSINK separar los efectos de una y otra orogenia. Se ha supuesto en primer lugar que el contacto entre el Permotrias y los materiales pre-hercinianos, que en realidad es una discordancia angular, habría actuado como plano de deslizamiento basal de la cobertera. Dicho plano, que coincide con la superficie de erosión post-herciniana, pre-pérmica, está ondulado, guardando paralelismo con el plegamiento de la serie suprayacente que al oeste es el Permotrias, pero que en la Sierra Tendeñera (VAN DER VOO, 1966) es la base de la serie senonense. A esta suposición no está de acuerdo SOUQUET, quien ve sólo una cobertera in situ discordante sobre el Paleozoico.

La evolución tectónica de la cobertera meso-cenoica queda demostrada en los perfiles N.-S. transversales de las sierras Bernera, Telera-Collarada y Tendeñera (VAN ELSBERG, 1968, y VAN DER VOO, 1966). Muestran un enorme abombamiento del zócalo herciniano según una flexura de unos 2.000 m. de desnivelación que aproximadamente se colocaría paralelamente, y algo al norte, de las Sierras Interiores. Esto provocaría deslizamientos gravitatorios de la cobertera, ocasionando estructuras distintas de acuerdo con sus propiedades mecánicas. En general, tenemos una serie de escamas cabalgantes y pliegues de vergencia sur en cascada. 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, mucho menos plegadas. El conjunto calcáreo paleoceno-ilerdense, registra, en cambio, una serie apilada de pliegues cabalgantes y acostados, con los planos de falla casi horizontales, visibles en la vertiente sur de las sierras interiores. 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. Según indican M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), el Flysch, por su plasticidad, ha sido empujado delante de esos accidentes, pero nunca ha sido «atrapado» bajo las escamas.

La estructura más compleja se encuentra más al este del conjunto de Sierras Interiores que acabamos de tratar; nos referimos a la zona del valle de Ordesa-Monte Perdido-Gavarnie-Valle del Cinca.

Siguiendo a M. SOLER y C. PUIGDEFABREGAS (1970), el desarrollo tectónico de la mencionada zona hay que relacionarlo a tres fases sucesivas de plegamiento, que son: Primera fase, de edad Biarritziense-Priaboniense; Segunda fase, intraoligocena (discordancias progresivas de las sierras de Cancias, Oroel, San Juan de la Peña, etc.); Tercera fase, fini-oligocena - pre-aquitaniense. (Véanse las Memorias de las Hojas n.º 13, «Pamplona», y 23 «Huesca»).

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 calizas 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 duda».

Continuando los razonamientos de los mencionados autores, «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 en el valle de Pineta, por donde sigue hacia Bielsa. Así, pues, en toda la vertiente N. del macizo de 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 sur, 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.»

Como consecuencia de la Segunda fase de plegamiento, «las escamas y pliegues antes descritos están deformados por pliegues de vergencia sur (sinclinal de Bernera, anticlinal de Oza, sinclinal de Peña Otal-Monte Perdido, pliegues del Cilindro, etc.), contemporáneos de una esquistosidad cuyo frente sur 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 esquistosidad corta las superficies cabalgantes de la primera fase y a los pliegues de deslizamiento por gravedad, sin ser paralela a su plano axial ni deformada por ellos. Sin embargo, es contemporánea de los pliegues del Cenomano-Turonense de la cobertera del manto de Gavarnie en el contacto con el Paleozoico, y en líneas generales es paralela al plano axial del pliegue frontal del Paleozoico. Por ello estas deformaciones se pueden datar como contemporáneas de la «mise en place» del manto de Gavarnie. Ello implica que la unidad de Monte Perdido es anterior al manto de Gavarnie y que ha sido arrastrada por éste en su movimiento, con lo cual el salto mínimo de la unidad de Monte Per-

dido resulta ser de 16 Km. A su vez el Paleozoico del valle de Tena y las series cretácicas y eocenas del Telerá y Tendeñera son continuación directa del Paleozoico y cobertera del manto de Gavarnie, con lo que la superficie de dicho manto debe continuar por debajo de la cuenca de Jaca, desplazando a ésta hacia el sur unos 8 Km. Esta superficie debe, pues, continuar hacia el oeste en profundidad, sin llegar a aflorar ni a dar ventanas, como en el caso de Gavarnie-Heas. Hacia el este, la superficie aflora otra vez en Francia y entra en España por el circo de Barrosa, donde en la misma frontera queda un retazo del Cenomano-Turonense de la cobertera del autóctono cogido debajo del Paleozoico del manto de Gavarnie, 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 como en Peña Otal el klippe de la fase primera está plegado en sinclinal volcado al sur de tal manera que el flanco norte está invertido, quedando la serie autóctona relativa encima de la unidad corrida. Lo mismo ocurre en el pico del Cilindro, donde las escamas superiores aparecen en pequeños klipps dentro de sinclinales volcados al S.-SO., contemporáneos de la esquistosidad.»

Añadamos que la Tercera fase de plegamiento preaquitaniense, habrá producido «deformaciones de la esquistosidad en varios puntos del alto Gállego y Monte Perdido».

Los autores holandeses VAN LITH (1965) y VAN DE VELDE (1967) también opinan que la antigua hipótesis del pliegue acostado de Ordesa es incorrecta y que el desarrollo tectónico de la zona de Ordesa tiene que explicarse por tectónica de deslizamiento gravitatorio. «Debido al levantamiento de la zona axial durante la orogénesis alpina, la cobertera sedimentaria del Cretácico Superior y Terciario se deslizó hacia el sur. Localmente, parte del Paleozoico infrayacente quedó adherido a la cobertera sedimentaria, participando en el deslizamiento.» Así pues, VAN DE VELDE ve, en el Monte Perdido, cuatro unidades superpuestas y deformadas durante las distintas fases de plegamiento.

Los accidentes que afectan al Macizo de Monte Perdido y manto de Gavarnie, en parte reconocidos por MISCH (1934), y también MENGAUD (1939), y MIROUSE (1962), no pueden ser tratados separadamente. Según SOUQUET (1967), tienen que estudiarse en función de dos fases principales de plegamiento. El «manto» paleozoico de Gavarnie se enraza hacia el norte en la región de Gèdre. El zócalo autóctono y su revestimiento están cortados por fallas inversas en elementos que se cabalgan hacia el norte; dichos accidentes interesan, asimismo, a la masa paleozoica corrida suprayacente, quedando atenazada por los mismos en Bareilles. Esto se debe a un levantamiento tardío del zócalo bajo el manto. En la zona de Monte Perdido también deduce la existencia «de una superficie de corrimiento plegada que ha tomado el aspecto de una superficie de deslizamiento, como consecuencia del levantamiento tardío del zócalo y del rechazo correlativo de la cobertera en dirección sur». «Despegado y desliza-

do hacia el sur el conjunto de Monte Perdido, está constituido de arriba a abajo por un apilamiento de escamas que se enraizan lateralmente; luego por pliegues acostados, de entre los cuales el más profundo y, desde luego, el más extenso es el de Ordesa, se ofrece aún cabalgante, ya que está desprovisto del flanco invertido. Pero este pliegue se atenúa en su frente, posibilitando así a la serie de Monte Perdido de hundirse normalmente bajo el Terciario del sinclinal del Aragón. Si han existido realmente despegues y deslizamientos hacia el sur en este lugar de la cobertera de la zona axial, hay que convenir que lejos de afectar al conjunto de dicha cobertera, han dado lugar sólo a escamas intercutáneas, acumuladas en los sectores más elevados, sin atestiguar nunca un desplazamiento tangencial notable». Así, para SOUQUET, el apilamiento tectónico del Macizo de Monte Perdido serían unos «*rétroécaillages*» debidos a un rechazo hacia el sur de la cobertera postherciniana del manto de Gavarnie, bajo el efecto combinado de un desplazamiento hacia el norte, seguido de un levantamiento del zócalo metamórfico autóctono.

De este modo, SOUQUET (1967, p. 502) termina diciendo: «El estudio precedente me conduce a corroborar la interpretación de Ch. JACOB, P. FALLOT, G. ASTRE y R. CIRY (1927) y JACOB (1930) concluyendo que, sobre la parte de la vertiente sur de los Pirineos que acabamos de estudiar, los movimientos principales van dirigidos hacia el norte».

A estos puntos de vista, llamémosles tradicionales, se oponen con bastante dureza las hipótesis recientes de la escuela de Montpellier (SEGURET, CHOUKROUNE, MARTINEZ y MATTAUER), que abogan por grandes estructuras de corrimiento. Así, en la nota de CHOUKROUNE et al. (1968) concluyen diciendo: «El manto de Gavarnie corresponde a un accidente tangencial de primera importancia cuyas manifestaciones se siguen a lo largo de 100 Km. y sobre una profundidad de al menos 30 Km.... Una estructura así es una consecuencia evidente de la compresión general de la corteza que provocó la tectogénesis pirenaica, para la cual se puede en todos los casos definir la dirección de la compresión y el sentido de vergencia; pero no tiene sentido alguno la distinción entre los corrimientos dirigidos hacia el sur y los subcorrimientos hacia el norte que alguien ha querido aplicar». SOLER Y PUIGDEFABREGAS (1970), como se podrá observar en el texto reproducido anteriormente, abogan también por los corrimientos vergentes al sur y por traslaciones de bastantes kilómetros de profundidad, así como por las deformaciones producidas por las fases orogénicas sucesivas sobre las mismas unidades; lo cual viene avalado por los análisis de microtectónica.

A modo de resumen, véanse las distintas fases de plegamiento registradas en la zona central del Pirineo y regiones vecinas:

1. Discordancia pre-stefaniense, de fase astúrica. Probablemente ha habido otras, pero no han sido registradas aquí. Sólo podemos decir que es pre-pérmica. Dentro del Pérmico se ha registrado alguna discordancia intraformacional (SCHWARZ, 1962, la coloca entre la «serie del Somport» y la «serie de Baralet», en el Aragón Subordán).
2. Discordancia prealbense o intraalbense, causada por movimientos epirogénicos (levantamiento del zócalo del Pirineo axial aragonés y erosión pre-cenomanense). Fase de deformación suave, pero repetidamente comprobada en otros lugares del norte de España. Fase aústrica.
3. Primera fase de plegamiento pirenaico, registrada en la zona de Arguis-Campodarbe (ver SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970); se inicia en el Biarritziense o durante el depósito de las margas de Arguis y termina antes del depósito de la Formación Campodarbe (ver Memoria de la Hoja n.º 23, «Huesca»). Edad: Biarritzense-Priabonense.
4. Segunda fase de plegamiento pirenaico, registrada en la serie de discordancias progresivas observables en los conglomerados de Cancias, Oroel y San Juan de la Peña. Edad Oligoceno, sin poder precisar más.
5. Tercera fase de plegamiento: discordancia pre-aquitaniense registrada en Santa Cilia (Panzano, cerca de Barbastro y al S. de la Sierra de Guara (ver CRUSAFONT, RIBA y VILLENA, 1966). Es posterior a la serie paleógena. Es la fase sábrica.

4 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E.; ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1957).—*Explicación del mapa geológico de la provincia de Huesca*. I.G.M.E., 1 vol., 253 p., 1 map. E. 1:200.000.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1962).—*Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes dans cette région*. Livr. Mem. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. Fr., t. 1, pp. 313-331, 3 figs.
- BARRERE, P. (1963).—*La Période Glaciaire dans l'ouest des Pyrénées Centrales Franco-Espagnoles*. Bull. Soc. Géol. Fr., 7.º Ser., t. 5, n.º 4, pp. 516-526, 3 map., E. 1:500.000, 1:100.000.
- BARTHOLOME, P. (1953).—*Sur la structure du massif granitique de Bossost, Val d'Aran d'Espagne*. Ann. Soc. Géol. Belg., t. 76, n.º 8-10, pp. 317-327, 1 map., E. 1:100.000.
- BOSCHMA, D. (1963).—*Successive Hercynian structures in some areas of the Central Pyrénées*. Leid. Geol. Med. Deel., 28, 1 map., E. 1:200.000.
- CALEMBERT, L.—*Sur la géologie des environs de Bosost Hautes Pyrénées d'Espagne*. Ann. Soc. Géol. Belg., t. 75, pp. 123-130, 1 map. E. 1:50.000.

- CANO ALONSO, R.; PASCUAL GARCIA, J., y PEREZ SILVA, F. (1958).—*Localización del Gothlandiense en la Hoja de Sallent (Huesca)*. Not. y Com., n.º 49, p. 53. I.G.M.E.
- CASAS, J. M., y FONTBOTE, J. M. (1945).—*El Valle de Tena*. R. Pirineos, t. 1, n.º 2, pp. 37-111, 1 map., E. 1:200.000.
- CASTERAS, M. (1933).—*Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales*. Bull. Carte Geol. Fr., t. XXXVII, n.º 189, 515 p., 64 figs., 8 pl., 1 carte au 1:200.000.
- (1950).—*Sur la nature et l'extension de la couverture cénomaniennne dans la Zone nord-pyrénéenne centrale entre l'Ariège et la Garonne*. Actas del Primer Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos. San Sebastián, pp. 351-364, 1 fig., 1 pl.
- (1954).—*Esquisse structurale du versant Nord des Pyrénées*. C. R. Sess. Congr. Geol. Int., Alger, 1952. Sect. 18, fasc. 14, pp. 165-180.
- (1960).—*Extension et constitution de la couverture du Cretacé Supérieur dans la partie centrale de la Zone nord-Pyrénéenne*. Com. Rend., 21^e Sess. Cong. Géol. Internat. Copenhague, Report, part. XII, pp. 191-197, 1 fig.
- CIRY, R. (1957).—*Evolution paléogéographique et structurale de la région basco-cantabrique*. Comp. Rend. Soc. Géol. Fr., fasc. 9, pp. 390-442, 1 map., E. 1:500.000.
- CLIN, M. (1964).—*Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées Centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys*. Tesis. Nancy, Ser. 53, n.º 152, 379 p. (Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 27), 1 map., E. 1:50.000.
- CRUSAFONT, M.; RIBA, O., y VILLENA, J. (1966).—*Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (rio Formiga, provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 83, pp. 7-14.
- CUP, K. C., y WENSINK, H. (1959).—*The lead-zinc ores of the Yenefrito near Panticosa (Spanish Pyrénées)*. Geol. Mijnbouw, n.º 12, pp. 434-444, 1 map., E. 1:500.000.
- CHOUKROUNE, P.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968).—*Sur quelques caractères géométriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 267, pp. 2.088-2.091.
- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, C.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968).—*Sur l'extension, le style et l'âge de la mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 266, pp. 1.360-1.363, 1 fig.
- DALLONI, M. (1910).—*Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. 26, n.º 3, pp. 1-444, 56 figs. Marseille.
- (1911).—*Découverte de l'Equisetum arenaceum à la partie supérieure du grès rouge pyrénéen*. C. R. Soc. Géol. Fr., fasc. 4, p. 28.
- ELSBERG, J. N. VAN. (1968).—*Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary North of Hecho and Aragües del Puerto*. Est. Geol., vol. 24, n.º 1-2, pp. 39-77, 1 map. E. 1:30.000.

- FEUILLÉE, P. (1967).—*Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique*. Mem. Soc. Geol. Fr., n.º 108, pp. 1-143, 1 map. E. 1:500.000.
- FONTBOTE, J. M. (1948).—*La ribera de Biescas*. Pirineos, vol. IV, n.º 7, pp. 39-91.
- GLANGEAUD, L. (1958).—*Le plutonisme sialique, ses relations avec le métamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales*. Bull. Soc. Geol. Fr., t. 6, n.º 8, pp. 961-978.
- HAARF, E. TEN. (1966).—*Le Flysch sud-pyrénéen le long du rio Ara (Huesca)*. Act. V Cong. Inst. Est. Pir., t. I, sec. I, pp. 143-150. Jaca.
- HILLEBRANDT, A. VON. (1962).—*Das Alttertiär im Mont Perdu Gebiet*. Ecl. Geol. Helv., 55, s. 285-295.
- JEURISSEN, G. F. J. (1966).—*Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary between the rio Aragon Subordán and the rio Gállego. Spanish Pyrénées, Province of Huesca*. Tesis Univ. Utrecht.
- LANDEWIJK, J. E. (1960).—*Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif (Spanish Pyrénées)*. Est. Geol. vol. 16, n.º 1, pp. 25-33, 1 map. E. 1:20.000.
- LAVERDIÈRE, J. M. (1930).—*Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales*. Mém. Soc. Géol. Nord (10), 2, 131 p.
- LINGEN, G. J. (1960).—*Geology of the Spanish Pyrénées North of Canfranc, Huesca province*. E. Geol., vol. 16, n.º 4, pp. 205-242.
- (1960).—*The arsenic-bearing copper ores of Canfranc Estación (central Spanish Pyrénées)*. Geol. en Mijnb., 22è. pp. 729-736.
- LITH, J. G. J. VAN DER (1965).—*Geology of the Spanish part of the Gavarnie Nappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa, Prov. of Huesca*. Thes. Univ. Utrecht, 67 p.
- LOTZE, F. (1958).—*Geologische Karte des Pyrenäische-Kantabrischen Grenzgebietes*. Univ. de Münster/Westfal. E. 1:200.000.
- LLOPIS LLADO, N. (1947).—*El relieve del alto valle del Aragón*. R. Pirineos, n.º 5, pp. 81-166, 1 map. E. 1:85.000.
- MANGIN, J. F. (1958).—*Note préliminaire sur les «calcaire à Alvéolines et Nummulites» du versant Sud des Pyrénées*. Comp. Rend. Acad. Sc., 246, pp. 1.234-1.237.
- (1958).—*Note préliminaire sur la stratigraphie du Nummulitique dans le domaine pyrénéen (versant espagnol)*. C. R. Seanc. Ac. Sc., 246, pp. 3.479-3.481.
- (1958).—*Remarques sur l'orogénèse pyrénéenne pendant la période nummulitique*. C. R. Séanc. Ac. Sc., 246, pp. 3.652-3.654.
- MARTINEZ, C. (1967-1968).—*Etude structurale de la région de la Cinqueta, substratum de la nappe de Gavarnie (Pyr. centrales, Espagne)*. Thèse de 3.º cycle Universidad de Montpellier.
- MENGAUD, L. (1939).—*Etudes géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont Perdu*. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 199, 40, pp. 197-223.

- MIROUSE, R. (1959).—*La edad de las andesitas del valle alto del Torrente de Aspe (Pirineos Bajos)*. Not. y Com. I. G. M. E., n.º 55, pp. 131-136.
- (1965).—*Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Act. IV Congr. Int. Et. Pyr., t. I, sect. I, pp. 75-84, Pau-Lourdes, 1962.
- (1965).—*Paléogéographie dévonienne de l'extrémité occidentale du bâti axial pyrénéen*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., n.º 80, pp. 121-136.
- (1966).—*Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Thèse Fac. Sc. Toulouse, 672 p., 135 figs., Mem. explication Carte Géol. Fr., p. 420, 1 map. E. 1:200.000.
- MIROUSE, R., y SOUQUET, P. (1964).—*Présence du Cénomanien au sommet du Pic Balaitous (Hautes Pyrénées)*. C. R. Soc. Geol. Fr., pp. 308-309.
- MISCH, P. (1934).—*Der Bau der Mittleren Sudpyrenäen zwischen Segre und Esera*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math., Phys. Kl., 3 F. H. 12, 1-168. Berlin. Trad. en Publ. Extranj. Geol. Esp. Esp., t. 4, n.º 13, pp. 55-120, 1 map. E. 1:175.000.
- 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., CSIC.
- (1936).—*Die eiszeitliche Schnee-grenze in den Pyrenäen*. Verhandlungen der III Inter. Quartär-Konferenz. Wien.
- PANZER, W. (1926).—*Talentwicklung und Eiszeitklima im Nordöstlichen Spaniens*. Senckenberg Naturforschung Ges., t. 39, pp. 141-182, 12 figs. Trad. en Est. Geogr. a. 9.
- RIBA, O., y LLAMAS, M. R. (1965).—*Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca)*. Comunic. al IV Coloquio sobre las Obr. Publ. en terrenos yesíferos, t. 5, pp. 107-120, 5 figs., 1 mapa.
- RIOS, J. M. (1956).—*El sistema Cretácico de los Pirineos en España*. Memoria tomo 57, I.G.M.E., pp. 7-128.
- (1961).—*A geological itinerary through the spanish Pyrenees*. Proc. of the Geol. Ass., vol. 72, part 2, pp. 359-371.
- RIOS, J. M., y HANCOCK, J. M. (1961).—*Summer field meeting in the Spanish Pyrenees*. Proc. of the Geol. Ass., vol. 72, part 4, pp. 373-390.
- RUTTEN, M. G. (1955).—*Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la provincia de Huesca*. Est. Geol., t. II, pp. 19-26.
- SCHMIDT, F. (1931).—*Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math., Phys. Kl. III Folge, 5.
- SCHWARZ, E. J. (1962).—*Geology and paleomagnetism of the valley of the rio Aragon Subordán north and east of Oza. (Spanish Pyrénées, province of Huesca)*. Estudios Geológicos, CSIC, Madrid, vol. 18, pp. 193-239.
- SEGURET, M. (1969).—*Contribution à l'étude de la tectonique sud-pyrénéenne: sur le style et l'importance des déplacements vers le Sud des séries secondaires et tertiaires de la partie centrale du versant Sud des Pyrénées*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 268, pp. 907-910.

- SELZER, G. (1934).—*Geología de las Sierras sur-pirenaicas del Alto Aragón*. Pub. Extr. Geol. Esp., n.º 4, pp. 185-230, 1 map. E. 1:350.000.
- SITTER, L. U. de (1956).—*Orogeny and magmatic activity in the Paleozoic of the Pyrénées*. Geol. en Mijnbo., 18, pp. 87-93.
- (1956).—*A cross section through the central Pyrénées*. Geol. Rundschau, t. 45, pp. 214-233.
- SITTER, L. U. (1953).—*Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran*. Leid. Geol. Mededl. Deel XVIII.
- SITTER, L. U., ZWART, H. J. (1939).—*Excursion to the Central Pyrénnee Leidse*. Geol. Med., 26.
- (1959).—*The structure of the axial zone of the Pyrénées in the province of Lérida*. Est. Geol., 15, pp. 349-360.
- (1961).—*La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales*. C. R. Soc. Géol. Fr., pp. 224-225.
- SITTER, L. U., y ZWART, H. J. (1962).—*Geological Map of the Paleozoic of the Central Pyrénées*. Leid. Geol. Mededel., Deel 27, pp. 191-236, 13 figs., 2 pl.
- SITTER, L. U. de (1965).—*I Pirinei*. Mem. Geopaleontol. Univ. Ferrara, vol. 1, fasc. 3, n.º 8, pp. 199-209, 2 figs.
- SOLE SABARIS, L. (1951).—*Los Pirineos. El medio y el hombre*. 1 vol., 624 p. 38 figs., 56 láms. foto. 1 mapa color. Ed. A. Martín.
- (1951).—*Geografía Física*. 1.º Parte de la Geografía de la Península Ibérica. Geogr. Univ. Vidal de la Blache y L. Gallois, t. 11, 500 p., 186 figs., 96 láms. Barcelona.
- SOLER SAMPERE, M., y PUIGDEFABREGAS TOMAS, C. (1970).—*Líneas generales de la Geología del Alto Aragón Occidental*. «Pirineos», n.º 96, pp. 5-20, 1 map. geol., 2 figs.
- SOUQUET, P. (1967).—*Le Cretacé Supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse Fac. Sc. Toulouse, p. 529, 1 map. E. 1:250.000.
- (1967).—*Estructura del macizo de Monte Perdido; sus relaciones con la capa de recubrimiento de Gavarnie (Pirineos)*. Not. y Com. I. G. M. E., n.º 93, pp. 67-70.
- VELDE, E. J. Van de (1967).—*Geology of the Ordesa overthrust mass, Spain Pyrénées, province of Huesca*. E. Geol., vol. 23, núms. 3-4, pp. 163-201, 1 map. E. 1:120.000.
- VIRGILI, C. (1961).—*The sedimentation of the Permian rocks in the Noguera-Ribagorçana valley (Pyrénées, Spain)*. Int. Geol. Cong., 21 Sess. Norden, t. 23, pp. 136-142.
- VOO, R. VAN DER (1966).—*Geology of the Sierra Tendeñera region, Spanish Pyrénées, prov. Huesca*. Rev. Est. Geol., t. 22, pp. 61-64.
- WATERLOT, M. (1969).—*Contribution à l'étude géologique du Carbonifère antestephaniense des Pyrénées Centrales Espagnoles*. Mem. del I. G. M. E., t. LXX.

- WENNEKERS, J. H. N. (1968).—*The geology of the Esera valley and the Lys-Caillanos Massif Central Pyrénées, Spain. France.* Leid. Geol. Med. Deel., 41.
- WENSINK, H. (1962).—*Paleozoic of the upper Gállego and Ara Valleys, Huesca province, Spanish Pyrénées.* Est. Geol., vol. 18, núms. 1-2, pp. 1-74, 2 map. E. 1:50.000.
- ZWART, H. J. (1963).—*Metamorphic history of the Central Pyrénées. Part. II. Valle de Arán.* Sheet 4.