



IGME

178

30-9

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BROTO

Segunda serie - Primera edición

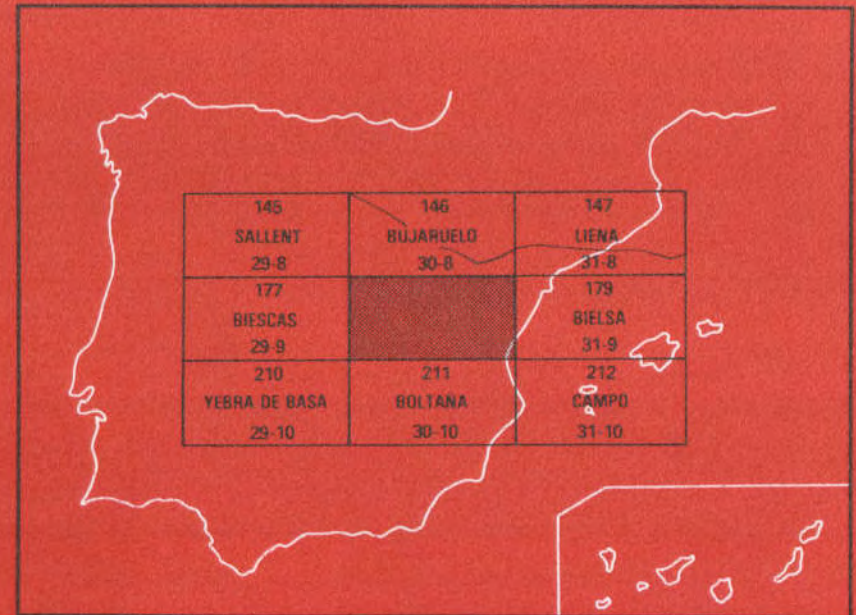


INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3

I.S. S.N. - 0373-2096

SP SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

013



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

BROTO

Segunda serie – Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, en colaboración para la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, a cargo de don ANTONIO BARNOLAS.

Los componentes de dicho Grupo que han intervenido en su realización son:

LUIS MARIA RIOS ARAGUES, Dr. Ingeniero de Minas.
JOSE MARIA LANAJA DEL BUSTO, Ingeniero de Minas.
ESTEBAN FRUTOS DOMINGO, Ingeniero de Minas.

Los estudios de muestras han sido realizados por el equipo de la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la E. T. S. I. M. de Madrid, y en particular los de micropaleontología por don LUIS GRANADOS, colaborador de dicha Cátedra.

Se ha contado con la colaboración y experiencia de CAYO PUIGDEFABREGAS, MIGUEL SOLER y EDUARDO CLAVELL.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos, escalas 1:1.000 y 1:250.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-32174-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

1.1. RASGOS GEOLOGICOS Y GEOGRAFICOS

La hoja de Broto pertenece a la Zona Surpirenaica. Está constituida por terrenos del Cretáceo superior, Paleoceno y Eoceno, este último parcialmente en *facies flysch*, que ocupa aproximadamente la mitad de la extensión de la hoja.

Los mayores relieves se encuentran en la banda norte de la hoja (sierra de las Tres Marías y estribaciones del macizo de las Tres Sorores), y son parte de las Sierras Interiores, esculpidas por la erosión en los materiales calizos del Cretáceo y Paleoceno de estructura tectónica compleja.

Al Sur de estos relieves los ríos Vellos (afluente del Cinca) y Arazas (afluente del Ara) han entallado, en estos mismos materiales pero con disposición tendida, profundas cortaduras que constituyen respectivamente el impresionante cañón de Añisclo y el espectacular valle del Parque Nacional de Ordesa, cuyas paredes verticales se alzan un millar de metros o más sobre el cauce de los ríos.

1.2. ANTECEDENTES

Entre los trabajos más recientes que conciernen a la cartografía de la hoja de Broto hay que destacar los de TEN HAAF (1966), TEN HAAF *et al.* (1971), VAN LUNSEN (1970), FLACHERE (1977) y, especialmente, la

cartografía 1:50.000 de M. SOLER (1971), publicada a escala 1:200.000 (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970.)

Se ha contado también con la información recogida en los Campamentos para Prácticas de Geología de la Escuela T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, que tuvieron como base los pueblos de Torla y de Bielsa.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. DEVONICO

El Paleozoico del manto de Gavarnie penetra ligeramente en el rincón nororiental de la hoja. Son pizarras grises con bancos de cuarcita y raras pasadas de caliza más o menos arcillosa.

Para tener una idea más completa de la serie, véase las memorias de las hojas de Bielsa (31-9) y Liena (30-9) (L. M. RIOS *et al.*, 1979 ay b.)

2.2. CRETACEO SUPERIOR

2.2.1. Caliza con *Prealveolina* (C₂₁)

Sobre el Paleozoico del manto de Gavarnie viene, en contacto estratigráfico discordante, el Cretáceo de su cobertura. En el rincón NE. de la hoja comienza por una barra caliza de poca potencia señalada por FLACHERE (1977): caliza dolomítica asociada a calcoesquistos con *Prealveolina*, que representa el Cenomanense superior.

Sobre ella viene directamente, mediante laguna estratigráfica, la caliza santonense. No obstante, en la vecina hoja de Bujaruelo, el Cretáceo presenta una serie completa (Cenomanense, Turonense, Coniaciense) (Souquet, 1967), en la que hay que destacar un conglomerado de base y el notable desarrollo de la caliza oolítica y dolomía en el Coniaciense.

2.2.2. Calizas (C₂₄₋₂₅)

En el valle de Añisclo forman el núcleo del anticlinal entallado por el río Vellos. Se trata de una caliza gris, a veces masiva, a veces parcialmente dolomitizada y que en su parte alta presenta secciones de Hipurites. La base se desconoce. La serie aflorante tiene una potencia de 240 m.

Corresponde a la formación Estrecho de VAN LUNSEN (1970), a la que en esta zona le asigna 2,5 km. de longitud de afloramiento con Rudistos (*Biradiolites angulosis* D'ORBIGNY.)

En Ordesa aflora en la base de los escarpes con una potencia de hasta 350 m., aunque en su mayor parte se encuentra cubierta por derrubios. Su base se desconoce, igualmente, por estar truncada tectónicamente. Uno de los mejores afloramientos está en el Arazas, camino de Soaso, a la altura de la cascada del Abanico: hay un primer tramo de caliza arenosa más o menos recristalizada de color gris oscuro y pátina gris claro. A techo de la anterior viene una caliza dolomítica con *Nummofallotia* y *Lacazina*, que llega hasta la cascada del Estrecho coronada por caliza con rudistos. VAN DER VELDE (1963), encuentra *Hippurites*, *Orbitoides media* d'ARCHIAC, *Pseudosiderolites vidali* DOUVILLE y le atribuye edad Camapaniense. VAN LUNSEN (1970) señala el gradual incremento del detritismo en esta zona, ausente en la del río Vello.

Aparece también esta formación en Pineta prolongación lateral de la denominada $C_{21}^3 - 25^0$ en la hoja de Bielsa.

Esta formación está atribuida en Ordesa a un Santoniense elevado (SOUQUET, 1967), por la presencia de *Orbitoides tisoti ver densa* ASTRE, *Nummofallotia cretacea* SCHLUMB y *Siderolites*, mientras que en Añisclo, FLACHERE (1977) encuentra *Dicyclina schlumbergeri* (M. CH), *Pseudolituonella*, *Pseudochrysalidina* y *Valvulammina*, *Minouxia*, que indican un Santoniense basal

En el corte de Añisclo, además de una microfauna de afinidad santonense, encontramos *Orbitoides media* con *Siderolites* y *Monolepidorbis*, que indicarían la presencia del Campanense, como ocurre en la hoja de Bielsa.

2.2.3. Calizas arenosas y areniscas

«Areniscas de Marboré» ($C_{25}^a - 26$)

Esta formación presenta rasgos morfológicos muy acusados, ya que en ella se producen los impresionantes escarpes de pátina amarilla de los circos de Ordesa, Gavarnie, Pineta y valle de Añisclo. Fue ya atribuida al Maestrichtiense por ROUSSEL (1904), CAREZ (1904), DALLONI (1910), MISCH (1934) y SELZER (1934). El estudio fundamental se debe a SOUQUET (1967), y posteriormente VAN LUNSEN (1970) y FLACHERE (1977).

El corte del río Vello en Añisclo consta de muro a techo:

- 70 m. Areniscas en bancos plirimétricos de grano grueso de cemento calizo. Pasadas conglomeráticas con elementos de

- hasta 5 cm. de cuarzo y cuarcita. *Orbitoides*, *Monolepidorbis*, *Clypeorbis*.
- 18 m. Caliza arenosa gris. Estratificación cruzada de bajo a medio ángulo.
 - 76 m. Areniscas primero con microconglomerados, luego de grano más fino. *Nummofallotia*, *Siderolites*, *Sulloperculina cubensis*.
 - 80 m. Calizas arenosas. En la parte alta estratificación cruzada de bajo ángulo. *Nummofallotia cretacea*, *Clypeorbis mamillata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides*, *Rotalia saxorum*, *Orbitoides media*.
 - 10 m. Caliza arcillosa siltosa. *Lepidorbitoides socialis*, *Clypeorbis*.
 - 35 m. Caliza arenosa en bancos de hasta 2-3 m. *Lepidorbitoides socialis*, *Siderolites*, *Clypeorbis*.
 - 92 m. Caliza organógena en bancos de 1-2 m. *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides*, *Orbitoides media*, *Nummofallotia cretacea*. Esta caliza en Ordesa tiene menor espesor y es la que se dibuja de pátina amarillo pálido hacia la parte alta de los muros.
 - 10 m. En los que la caliza anterior se va de nuevo enriqueciendo en cuarzo. *Siderolites calcitrapoides*, *Hellenocyclina beothica*, *Omphalocyclus macroporus*.

En el corte descrito (390 m) la mayor parte de la formación por su contenido faunístico hay que atribuirle al Maestrichtense, si bien de acuerdo don SOUQUET, la parte inferior puede pertenecer al Campanense. El límite inferior de la formación correspondería a la ruptura intracampanense de GARRIDO (1973).

2.2.4. Arenisca de cemento dolomítico (C^a₂₆)

Las «areniscas de Marboré» se terminan en el río Vello y en Ordesa por un paquete de areniscas dolomíticas fácilmente identificable en el paisaje por su pátina negruzca.

En la entrada de Añisclo consisten en 87 m. en bancos plurimétricos con pasadas decimétricas conglomeráticas con cantos de cuarzo de hasta 1,5 – 3 cm. Corresponden a la formación Salarons de VAN LUNSEN (1970) que la considera erróneamente como dolomía.

En Ordesa, así como en la cabecera del río Vello, la potencia es menor: unos 50 m. Por esta razón y por la verticalidad de los escarpes en los que aparece, es prácticamente imposible su representación. En

Pineta la dolomitización no se presenta por lo que, igualmente, el tramo es inseparable de las «areniscas de Marboré».

Es perfectamente correlacionable con el nivel de «areniscas de Arén» que culmina, al final del Maestrichtense, la sedimentación del surco *flych* surpirenaico.

El espesor de las «areniscas de Marboré» (incluyendo la arenisca de cemento dolomítico) evoluciona de unos 500 m. en Añisclo-Ordesa, a 400 m. a la entrada de Ordesa y 300 m. en la parte sur del congosto del río Vellos.

2.3. TERCIARIO FACIES DE PLATAFORMA

2.3.1. Rasgos principales

Incluye una serie de formaciones, que luego se describen, que representan dentro de la Hoja al Grupo de Ager de la zona Sur-Pirenaica central (LUTERBACHER, 1969, MUTTI *et al.*, 1972). Intentando esquematizar al máximo, los tipos litológicos comprendidos en estas facies de plataforma dentro de la Hoja serían:

- calizas intrabioclasticas más o menos arenosas en un medio de alta energía.
- calizas micríticas y margas calcáreas, con disyunción en bolas
- margas.
- margas con pasadas turbidíticas de fondo somero.

Estos tipos, que representan medios sedimentarios relativamente cada vez más profundos, se encuentran oscilantes en la vertical dentro de este Grupo. No obstante en determinados tramos se observa una evolución de componente norte o facies más profundas.

Tal es el caso de:

- Las margas de base del Ilerdense ($T_2^1 a^1 m$) que aumentan de potencia hacia el N. y que en la hoja de Bielsa (RIOS *et al.* 1979 b) llegan a contener turbiditas (collado del Mallo Gran).
- Las calizas micríticas de la formación Metils ($T_2^1 a^{2-3} c$) que cambian hacia el N. a facies con mayor contenido en margas que incluso presentan algunas pasadas turbidíticas ($T_2^1 a^{2-3} mc$).
- Las margas de Yeba con pasadas turbidíticas más frecuentes hacia el N. (área al N. de Yeba) en su mitad superior ($T_2^1 a^2$), y cambiando parcialmente hacia el S. a calizas tipo Boltaña.
- Las calizas de Boltaña que en su parte superior (barranco de La Garganta, ligeramente fuera al S. de la Hoja) llegan a admitir una

intercalación pluridecamétrica de margas que en su parte central contienen algunas turbiditas (10 - 15 cm.). (Éstas capas probablemente quedan biseladas, en el interior de la Hoja, por el talud de erosión base del *flysch*, epígrafe 2.4.1.)

2.3.2. Dolomía tableada (T¹d)

Se trata de una dolomía de grano fino, de color gris claro o gris oscuro, bien estratificada en bancos de 0,5 - 1 m. A veces es posible observar interbancos de marga de algunos centímetros.

Constituye un tramo de morfología blanda y pátina clara entre el escarpe del Maestrichtense y el escarpe de caliza masiva del Paleoceno (T¹c).

El corte en la entrada de Añisclo nos ha proporcionado moluscos y sombras de algas (Cianofíceas, Dasycladaceas). HILLEBRANDT (1964) encuentra foraminíferos, ostrácodos y gasterópodos. De acuerdo con HILLEBRANDT y con SOUQUET (1967) la hacemos corresponder aproximadamente a un Danense, marcando el comienzo de las condiciones carbonatadas (primero lagunares) del Paleoceno datado, encima, como Montiense - Thanetiense.

La potencia en el circo de Soaso y en Pineta es de 70-80 m. Al N. de Torla: 40 m. En la entrada de Añisclo: 30 m. En esta última área no se ha representado por problemas de espacio, quedando englobada con el resto del Paleoceno.

2.3.3. Caliza masiva. Areniscas (T¹c)

Junto con la caliza basal del Ilerdense, esta formación constituye la parte alta de las paredes de Ordesa y de Añisclo, destacando de modo espectacular por su pátina blanca.

En la entrada de Añisclo (sendero de la margen oeste que sube hasta Sercué) se corta, de muro a techo:

- 8 m. de caliza masiva dolomítica gris fétida, de pátina gris oscura. Cianofíceas, *Microcodium*.
- 80 m. de caliza gris de pátina gris claro con *Lithothamnium*, *Lithophyllum*, Rotalidos, Textularidos, Miliolidos, Melobesias, *Distichoplax*. En Soaso se corta hacia la mitad un nivel plurimétrico de arenisca calcárea.
- 25 m. de caliza del mismo aspecto y mismos microfósiles pero en la que aparece ya *Alveolina primaeva* y *Coskinolina liburnica*. Thanetiense.
- 12 m. de caliza gris gravelosa arenosa con *Alveolina primaeva*, *Distichoplax*, *Lithothamnium*, etc., pero con *Microcodium*.

- 20 m. de caliza muy arenosa con estratificación cruzada con *Alveolina*, *Distichoplax*, *Lithothamnium*, etc. Hay niveles en que los cuarzos rodados pueden llegar a tener varios milímetros.

En el circo de Soaso la dolomitización penetra hacia arriba de manera variable según las zonas hasta unas decenas de metros. Allí, la potencia total del conjunto es comparable (unos 140 m.).

Hacia el río Ara la potencia disminuye hasta 70 m., pero la serie es parecida (SOUQUET, 1967, p. 403).

2.3.4. Caliza y dolomía no diferenciadas ($T_2^{A_1}$)

En la zona del río Vellos las dos formaciones anteriores no se han separado debido a que la dolomía tableada ($T_1^A d$) tiene mucha menor entidad.

2.3.5. Margas ($T_2^{A_1^1 m}$)

Sobre el Paleoceno descrito anteriormente y debajo de la formación con caliza de sílex ($T_2^{A_1^1 c}$) que describimos más adelante, hay un tramo de margas que se distingue muy bien por su morfología blanda en todo el macizo del Monte Perdido y sierra de Tres Marías, resultando muy útil para desentrañar la complicada estructura en esas áreas. Su potencia máxima es de unos 30 - 40 m. Hacia el S. se acuña quedando reducido a una cicatriz o pequeño entrante morfológico bien visible en Ordesa y en Añisclo, aunque difícilmente diferenciable en cartografía.

En el camino de subida al refugio de Goritz un poco más arriba de las clavijas de Soaso, estas margas (unos 5 m.) nos han proporcionado *Nummulites*, por lo que hay que considerarlas ya como llerdense.

2.3.6. Caliza con sílex. Areniscas ($T_2^{A_1^1}$)

Corresponde a la parte alta de la formación Gallinera de VAN LUNSEN (1970).

En la entrada de Añisclo (camino de Sercué) hemos cortado la siguiente serie:

- muro: 17 m. de laguna de observación correspondiente en todo o en parte a las margas del epígrafe anterior,
- 13 m. de arenisca calcárea gris con estratificación cruzada,
- 13 m. de arenisca (cuarcita) con 94 por 100 de cuarzo,
- 12 m. de caliza arenosa gris oscuro con abundantes alveolinas y cuarzos rodados de varios milímetros,
- 43 m. de caliza gris oscuro (biomicrita) con niveles de nódulos de

sílex. *Alveolina*, *Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*, espículas, *Globorotalia* (*Gl. aequa*, *Gl. gracilis*, *Gl. aff. mckannai*).

Todo ello suma 80 m. En el circo de Soaso, con potencia algo mayor (115 m.), volvemos a encontrar un conjunto inferior arenoso, con niveles de pudinguilla a veces cuajados de Alveolinas, y un tramo superior micrítico con sílex que hacia arriba pasa gradualmente a las margas de Millaris ($T_2^{A_1^2}m$).

Hacia la entrada de Ordesa (pliegue de Torla) la potencia es bastante menor (40 - 50 m.).

Le atribuimos una edad llerdense inferior, de acuerdo con VAN LUNSEN (p. 35), quien discute los hallazgos faunísticos de otros geólogos (VAN DE VELDE, 1967; VON HILLEBRANDT, 1962; JEURISSEN, 1969).

2.3.7. Margas de Millaris ($T_2^{A_1^2}m$)

En la entrada de Añisclo hemos medido 85 m. de margas calcáreas grises en bancos de 1 - 3 m. Presencia de puntos de pirita (concreciones hematíticas). Espículas, Radiolarios, *Globigerina* (*Gl. aff. soldadoensis*, *Gl. aff. primitiva*, *Gl. gravelli*), *Globorotalia* (*Gl. aequa*, *Gl. formosa - gracilis*, *Gl. gracilis-rex*). llerdense probablemente medio.

Corresponden a la formación Millaris de VAN LUNSEN (75 por 100 contenido medio de carbonato), quien describe hacia la parte superior la presencia de una fina laminación paralela constituida por niveles siltosos más o menos calcáreos. Señala una disminución de espesor hacia el área de Fanlo (40 m.).

Al N. de Castillo Mayor esta formación llega a ser indiferenciable de la serie suprayacente.

2.3.8. Caliza arcillosa en bancos decimétricos. Formación Metils. ($T_2^{A_1^2-3}c$)

La carretera de Molino de Aso a Buerba ofrece un buen corte. Comienza por unos 10 m. de caliza (micrita) arcillosa en bancos de 20 cm. con estratificación plana e interbancos siltosos, al que sigue un potente conjunto de misma litología pero de estratificación ondulada. Los bancos (20-30 cm.) presentan a veces una clara disyunción con tendencia a formar bolas. A veces hay un contenido pequeño en cuarzo (silt) que se localiza sobre todo en los interbancos margosos. Hacia la parte superior hay pasadas (menores de 40 cm.) de margas y algunos raros y pequeños nódulos de sílex en la caliza.

La formación que toma su nombre del Alto Metils (VAN LUNSEN)

tiene una morfología dura en relación a las margas infra y suprayacentes.

Contiene espículas, Radiolarios, Ostrácodos, Rotálidos, Lagénidos, Globigerínidos. En una área más meridional (Galisué) VAN LUNSEN señala en el tercio inferior niveles con grandes foraminíferos. En la parte superior nos han determinado *Globorotalia gracilis-formosa*, *Gl. (Acarinina) aff. mckannai*, *Globigerina aff. gravelli*, *Gl. aff. soldadoensis*, con una atribución al llerdense probablemente superior.

En el corte descrito hemos medido 180 m. El corte equivalente descrito por VAN LUNSEN (p. 41) en la zona de Galisué totaliza 182 m. sin contar sus 40 m. finales. Hacia la zona de Fanlo el espesor se reduce, fenómeno en el que probablemente ha tenido mucho que ver la erosión *ante-flysch*.

2.3.9. Caliza arcillosa en bancos decimétricos y margas ($T_2^{Aa2} - m^3$)

Constituye un cambio lateral hacia el N. de la formación anterior. La morfología dura de la formación Metils se atenua y suaviza. Aunque persisten los tramos con la facies típica de las calizas micríticas en bancos decimétricos a veces con disyunción en bolas, aparecen otros de caliza más arcillosa y de margas incluso con turbiditas.

Al N. de Nerín, en la parte alta del barranco de La Puebla, hemos realizado el siguiente corte en capas horizontales:

- Sobre las margas de Millaris: 5 m. de calizas facies Metils.
- 20 m. de alternancia de: margas con niveles de *slumping* calizas en bancos decimétricos de estratificación plana, laminación paralela interna y remoción de elementos blancos (hay algunos bancos de caliza con estratificación ondulada); tramos de alternancia centimétrica de caliza y arenisca calcárea de pátina ferruginosa con laminación paralela y remoción de elementos blandos. Hay niveles con grandes foraminíferos resedimentados (*Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*, *Alveolina*).
- Hasta la coronación de la pendiente: 50 m. de micritas en bancos decimétricos con estratificación ondulada y presencia de interbancos ligeramente arenosos (facies Metils).

Este corte corresponde al conjunto del cerro de La Estiva cartografiado en trabajos anteriores como *flysch*. Es evidente que esta atribución no es correcta a pesar de la presencia de algunas turbiditas seguramente en condiciones someras.

2.3.10. Margas y margocalizas indiferenciadas ($T_2^{A_1 2-3}$)

En el límite oriental de la hoja no es posible diferenciar la formación anterior de las margas de Millaris, ello por pérdida del contraste morfológico y litológico entre una y otra formación.

Equivale, junto con las margas de Yebe, a la formación «margas calcáreas y margas» de la hoja de Bielsa.

2.3.11. Margas y margas calcáreas. Formación Yebe inferior ($T_2^{A_1 3}$)

Es la prolongación hacia arriba de las facies micríticas de plataforma de la formación Metils, pero con características mucho más margosas.

A 1 km. al Sur de Buerba hemos medido 120 m. compuestos por tramos plurimétricos de margas calcáreas con disyunción en bolas y margas bien estratificadas. Hay intercalaciones (5-15 cm.) de pátina gris-parda de caliza arcillo-arenosa (15 por 100 de cuarzo) granoclasificada y a veces con laminación paralela que corresponden probablemente a turbiditas esporádicas de régimen somero. En las margas se han determinado espículas, Lagenidos, Radiolarios, *Globigerina aff. soldadoensis*, *Globorotalia (acarinina) broedermanni*, *Gl. (Acarinina) Bullbrookii*, *Gl. rex*, *Gl. gracilis*, *Gl. gr. formosa*, con una atribución al llerdense superior.

El techo de la formación está constituido por un resalte de caliza biomicrítica (20 m.) en bancos (10-20 cm.) de estratificación ondulada en la que se han determinado, como más significativo, *Nummulites aff. pratti*, *N. sp. aff. aquitanicus*, *N. planulatus*, *Assilina aff. placentula*, *Discocyclina scalaris*, *Globorotalia gr. formosa* y *Distichoplax biserialis*, que indicarían el tránsito al Cuisiense.

2.3.12. Margas con algunas turbiditas. Formación Yebe superior ($T_2^{A_2}$)

En la mitad superior de la formación Yebe predominan los tramos de margas sobre los tramos de margas calcáreas con disyunción en bolas, estas últimas en bancos de 20 cm.

Hay mayor frecuencia de bancos de turbidita, caliza arenosa (hasta 17 por 100 de cuarzo) en bancos generalmente aislados que no sobrepasan los 25 cm. Las escasas medidas de corriente que se han podido realizar no presentan una clara organización (van hacia el NO., pero también hacia el NE. y hacia el SO. VAN LUNSEN. 1970).

En el barranco situado 400 m. al N. de Yebe se puede estudiar la organización secuencial de estas turbiditas en sí mismas y en relación con las margas y margas calcáreas con bolas. Allí, las turbiditas llegan a constituir un paquete de 8 m. que presenta una secuencia simétrica con

los bancos más potentes en el centro del paquete (25 cm., secuencia unitaria Bouma *abc*) y más delgados en los bordes del mismo (10 cm., secuencia unitaria *bc*). Tanto al techo como al muro del paquete se pasa sucesivamente a margas (10-15 m.), a margas calcáreas nodulosas (5-10 m.) y de nuevo a margas que pueden albergar algunas turbiditas. Así, la evolución vertical de las facies es cíclica.

Hacia el S. (paraje Collarenas y alrededores de Muriello) la parte superior de la formación se ve invadida por la caliza tipo Boltaña (caliza bioclástica), que coexiste con tramos margosos tipo Yeba.

Como más significativo se han encontrado: *Assilina aff. exponens*, *A. leymerie*, *A. leymerie laxispira*, *Nummulites aff. pratti*, *N. planulatus*, *Discocyclusina scalaris*, *D. Louvillei*, *Operculina gr. canalifera*, *Nonion scaphum*. En los niveles de tránsito a la caliza de Boltaña hay, además: *Cuvillerina aff. eocénica*, *Assilina aff. postulosa*, *Operculina aff. douvillei* y *Nummulites globulus*.

En base a este contenido faunístico se le ha atribuido una edad Cuisiense.

La potencia de esta formación es de 130 m. medidos en el plano axial del sinclinal de Collarán al SE. de Buerba. A 1 km. al S. de Yeba, en situación de flanco (capas verticales), se miden 70 m.

2.3.13. Caliza de Boltaña (T₂^a - A₁^{b1})

Corresponde a la formación Marina de VAN LUNSEN (1970) (excepcuando su tramo inferior, que corresponde a las margas de Yeba), quien describe detalladamente la litología de varios cortes estableciendo correlaciones por tramos entre ellos. Señala un espesor de unos 1.000 m. en el río Ara. Espesor que es bastante menor en la hoja de Broto, llegando a ser nulo por biselamiento contra la superficie de erosión base del *flysch*.

En la pista de Yeba hemos medido 270 m. compuestos de muro a techo por:

- 45 m. de alternancia de: tramos (1 a 10 m.) de caliza (biomicrosparita arenosa) en bancos de 10-20 cm. de pátina parda y estratificación ondulada, margas calcáreas nodulosas (tramos de 3 a 5 m.) y margas subordinadas (tramos de 0,5 a 2 m.). Como fauna más característica: *Nummulites planulatus*, *N. globulus*, *Assilina leymerie*, *A. pustulosa*, *Discocyclusina scalaris*, *Nonion scaphum*.
- 60 m. Caliza —biomicrosparita arenosa con hasta 35 por 100 de cuarzo y fragmentos de rocas (calizas, areniscas, pizarras, feldespato; hasta 55 por 100)— en bancos de 15 cm. de estratificación en general plana. *Nummulites globulus*, *Cuvillerina eocénica*,

Orbitolites complanatus, *Eorupertia*. Hacia la parte alta se intercala un tramo de alternancia de biomicritas y margas calcáreas nodulosas que contiene *Nummulites aff. laevigatus*, *Assilina aff. pustulosa*, *A. aff. exponens*, *Globigerina aff. senni*, *Globorotalia aff. renzi*. Estos 60 m. pueden correlacionarse con el miembro c de VAN LUNSEN.

- 40 m. Caliza (biomicrosparita) en bancos de 20 cm. de estratificación ondulada. *Nummulites atacicus*, *Cuvillerina eocénica*, *Eorupertia*, *Alveolina oblonga*, *A. gr. fusiformis*.
- 10 m. Caliza arcillosa (biomicrita) en bancos de 10-15 cm. con interbancos de marga. *Nummulites*, *Globigerina*, *Globorotalia sp.* (cf. *G. spinulosa*), *Globorotalia aff. aragonensis*, *Globorotalia aff. bullbrooki*.
- 70 m. Calizas (biomicrosparita, biomicrita) en bancos (20-300 cm.) con estratificación en general ondulada. Pasadas pluri-métricas de margas hacia la parte inferior. *Nummulites globulus*, *N. laevigatus*, *N. gr. anomalus*, *Discocyclina douvillei*, *Discocyclina sella*, *Eorupertia*, *Assilina spira*, *Actinocyclina radians*, Anomalinidos.
- 45 m. Margas (5-18 m.) grises, amarillas a la alteración, parcialmente aflorantes, con pasadas (4 m.) de caliza (biomicrosparita, biosparita) nodulosa de pátina parda. *Nonion scaphum*, *Eorupertia*, *Discocyclina aff. roberti*.

No existe acuerdo sobre dónde poner el límite entre el Cuisiense y el Luteciense. Para L. GRANADOS el límite estaría hacia el techo de los 60 m. con microfragmentos de rocas. Para E. CLAVELL, que ha tenido la amabilidad de observar las muestras del corte, el límite estaría en los 45 m. últimos.

2.4. TERCIARIO FACIES «FLYSCH»

2.4.1. Antecedentes y rasgos principales

La hoja de Broto corresponde a las partes más proximales del surco *flysch* eoceno de la cuenca de Jaca, de dirección pirenaica. Más hacia el SE., ya en la región de Ainsa, se pasa a facies de margas de talud, con algunos paquetes arenosos turbidíticos cada vez más escasos, antes de llegar a las facies deltaicas del Esera.

El *flysch* de Jaca pasa, en lo alto y lateralmente hacia el S., a margas de talud que conectan con las calizas de plataforma de las Sierras Marginales. El otro borde del surco, el borde N., está actualmente emergido y erosionado por la elevación de la cadena.

Algunos trabajos recientes se han ocupado del *flysch* de la cuenca de Jaca (SOLER, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; TEN HAAF *et al.*, 1971; CARBAYO *et al.*, 1974; DEL VALLE *et al.*, 1974; PUIGDEFABREGAS, 1975; y PUIGDEFABREGAS *et al.*, 1975), entre los que hay, destacan los que se refieren más específicamente a la hoja de Broto (TEN HAAF, 1966, y VAN LUNSEN, 1970).

Mención aparte merecen los trabajos de RUPKE (1969, 1972, 1976 a, 1976 b), en los que analiza cuidadosamente la sedimentología de las megacapas calcáreas, grandes turbiditas intercaladas en el *flysch*.

MUTTI *et al.* (1972), propusieron un esquema sedimentológico, integrado dentro de un cuadro general del Paleogenosuperpirenaico central, según el cual se pasa siguiendo la dirección del surco, de O. a E., de una zona occidental con facies de llanura submarina (Anso y Roncal), una zona (Biescar y Broto) con facies de «conoide» (*deep sea fan*), a una zona con facies proximales o de «cañón» (*inner fan*), que comprendería aproximadamente la mitad oriental de la hoja de Broto. Ya en la región de Ainsa, MUTTI (1974) describe turbiditas de *suprafan*.

Posteriormente, se han realizado otros trabajos de análisis sedimentológico fino (MUTTI, 1977; MUTTI y JOHNS, 1978).

Nosotros hemos tratado de establecer en lo que se refiere a la hoja de Broto los grandes rasgos de la estratigrafía del *flysch*, con la intención de tender un puente entre el esquema sedimentológico general propuesto por MUTTI *et al.*, y los análisis de detalle a veces quizá demasiado locales.

El trazado de los niveles fotogeológicos representados en el mapa se ha apoyado además en observaciones de campo. Algunos de ellos, que tienen un significado especial o que se han podido seguir o correlacionar durante un trecho largo, están enumerados.

Con esto y con la observación de las series hemos considerado un potente conjunto inferior con cinco subdivisiones que más adelante se describen. Encima y después de un notable tramo margoso (margas de Cajol), viene la que hemos llamado «serie turbidítica superior» ($T_1^{A^2}$) en la que se reactiva el detritismo.

Los niveles fotogeológicos nos han permitido controlar con bastante exactitud la construcción de los cortes tectónicos. Los espesores así calculados en el *flysch* son 4.600 m. en el corte I-I' y 3.700 m. en el corte II-II', que están dentro del orden de magnitud de anteriores estimaciones (TEN HAAF, 1966, y VAN LUNSEN, 1970). Estos espesores no pueden ser considerados originalmente en una vertical, ya que la subsidencia ha tenido que ir desplazándose hacia el S. (VAN LUNSEN, 1970), tal como se ha descrito para el extremo occidental de la cuenca (CARBAYO *et al.*, y DEL VALLE *et al.*, 1974). Así, la «serie turbidítica superior» viene transgresiva sobre un dominio que estaba ocupado previa-

mente por margas ligadas al borde S. del surco, las cuales penetran en cartografía hacia el N. (margas de Cajol).

La base del *flysch* es una discordancia cartográfica con laguna más o menos importante de niveles, por lo menos del llerdense, que fue señalada en las partes altas de Ordesa (MENGAUD, 1939; VON HILLEBRANDT, 1962, y VAN DE VELDE, 1963). En posteriores cartografías (SOLER, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), se extiende esta discordancia a gran parte de la hoja de Broto, pero se considera a la caliza de plataforma de Boltaña como equivalente lateral de una parte del *flysch* (ver también SEGURET, 1970). VAN LUNSEN (1972), niega esta equivalencia y hace pasar la discordancia por el límite entre la caliza de Boltaña y el *flysch*, considerando a éste como posterior y depositado en su parte inferior como relleno del talud o escarpe de erosión de la caliza de Boltaña, flanco sur de un cañón.

El caso es que de acuerdo con VAN LUNSEN, no hay ninguna identificación de la caliza de Boltaña en el *flysch*. El cambio es brusco y erosivo y está jalonado por coladas conglomeráticas o por olistolitos en el *flysch*. Este contiene, en capas que se apoyan sobre niveles bastante bajos del llerdense, bolos y fauna removida, idénticos a los de los materiales autóctonos de la caliza de Boltaña (Cuisiense).

Sin embargo, ninguno de estos argumentos excluye una equivalencia en isocronas de, al menos, parte de la caliza de Boltaña con el *flysch*, idea que ya fue apuntada por PUIGDEFABREGAS (1975). Se puede considerar que la sedimentación ocurría en cada momento a la vez en dos niveles morfológicos: el del fondo del surco o cañón y el de la plataforma, con desmoronamiento del borde de ésta sobre el surco. Progresivamente el *flysch* iría translapando (*onlapping*) hacia el S. la base del talud a medida que la parte alta del mismo se retiraba a puntos más meridionales.

El flanco oeste del anticlinal de Boltaña verticaliza a la vez la caliza de Boltaña y la serie *flysch*. En la hoja de Broto, el contacto entre las dos representa el talud, igualmente basculado. En él, 1.900 m. de *flysch* (medidos en el corte II-II' hasta el nivel fotogeológico número 3, que es el que se apoya contra la última capa del techo de la caliza de Boltaña, ya en la hoja de Boltaña) se enfrentan con unos 1.000 m (VAN LUNSEN, 1972) de facies de plataforma (caliza de Boltaña y margas de Yeba).

Esos 1.900 m de *flysch* se componen a grandes rasgos de un conjunto inferior (unos 500 m.) de margas rítmicas y paquetes de turbiditas calcáreas poco potentes (dm.) ($T_2^{a_2m}$) y un conjunto suprayacente (1.400 m) («serie turbidita tipo Bolave-Mondiciero», $T_2^{b_1a}$) con paquetes en los que hay presentes bancos gruesos (secuencia con término a predominante, a veces sin apenas granoclasificación) y tramos margosos o de turbiditas finas.

Teniendo en cuenta los espesores mencionados anteriormente, la reconstitución de la figura 1 muestra que no se trataba de un talud estático, sino que éste era la zona de articulación del mayor movimiento de subsidencia en el *flysch*, al menos hasta el nivel fotogeológico número 3, lo que favorecería el desprendimiento de materiales olistolíticos observables no solamente en la base, sino también a diversos niveles del interior del *flysch*.

El problema de en qué cuantía la serie de plataforma equivale en isocronas a una parte del *flysch* incide con el de las dataciones precisas de una y otra.

De todos modos, si se admite que el límite Cuisiense Luteciense ronda el techo de la caliza de Boltaña, y que una parte más o menos importante del *flysch* es de edad Cuisiense, hay que admitir en cierta medida dicha equivalencia.

En la figura 2 se ha dibujado la reconstrucción de las trazas del techo de la formación Metils y del techo de las margas de Yeba en el talud (para ello se han unido los puntos correspondientes de la cartografía en la base del *flysch*, incluido el de la terminación oriental de la base de la caliza de Boltaña en la hoja de Boltaña). Estas trazas (mejor la del límite de las formaciones Yeba y Boltaña), nos dan una idea de la dirección de talud que se aparta poco de la dirección pirenaica, al menos en la hoja de Broto (incluso después de la deformación en arco de la unidad de Monte Perdido. Ver epígrafe 3.3.).

Las direcciones de corriente en las capas correspondientes del *flysch*, son aproximadamente paralelas (N. 130 E. como media) a la dirección del talud. Difieren unos 20 grados respecto a las direcciones de la parte NO. de la hoja (N. 110 E. como media).

Las direcciones de las partes altas de Ordesa originalmente eran menos norteadas (20 grados menos?) si se deshace el giro de la unidad de Monte Perdido (epígrafe 3.3.).

Posteriormente al nivel fotogeológico número 3 habría un amplio desbordamiento del área de sedimentación del *flysch* hacia el S. sobre la caliza de Boltaña. Las facies calizas se retiran al ámbito de las Sierras Marginales dejando un extenso espacio para la sedimentación de las margas de talud visibles más al S. de la hoja en el flanco oeste del anticlinal de Boltaña. (Anteriormente, el talud era de erosión solamente.)

Este momento coincide aproximadamente con un cambio en las características de las turbiditas («serie turbidítica tipo barranco de Las Pardinetas», T^A₂, 'b), que incluso en las relativamente potentes predomina con frecuencia la laminación, lo que sugiere un régimen menos turbulento que anteriormente.

Las direcciones, que anteriormente presentaban un todo coherente

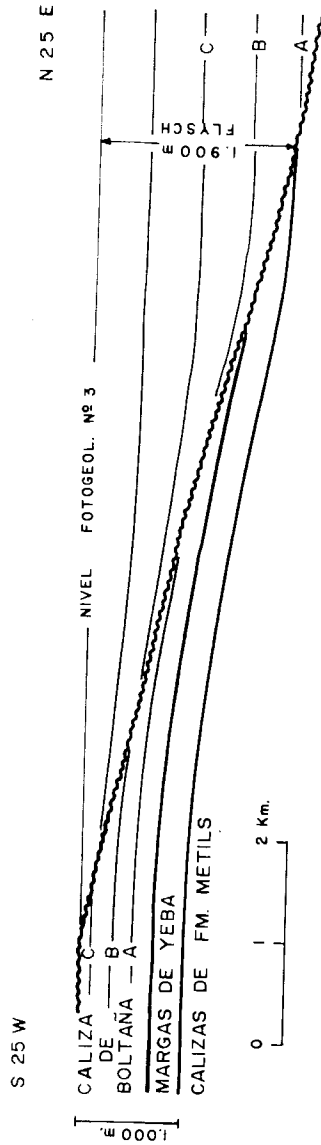


Figura 1. Reconstrucción del escarpe borde del flysch al N. de la alienación de Boltaña. A.B.C.: posibles niveles isocronos.

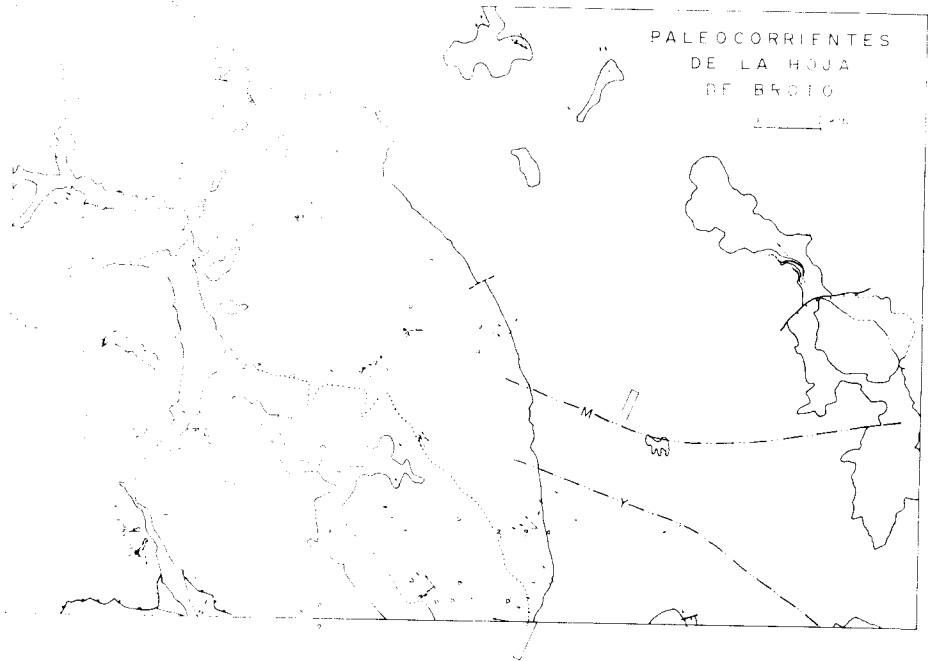


Figura 2. Las flechas marcan el sentido de la corriente en los *flute-cast* (la estación corresponde a la cola de la flecha) reconstituida por simple abatimiento de la capa portadora. Flechas pequeñas: medidas nuestras. Flechas grandes: medidas de SOLER (1971). Flechas huecas: medidas de VAN LUNSEN (1972). Nótese que algunas medidas corresponden a la formación de Yeba.

M e Y: trazas del techo de las formaciones Metils y Yeba, respectivamente, en el talud de erosión.

Doble línea: situación del esquema de la figura 1.

3: cartografía extrapolada probable del nivel fotogeológico número 3.

de acuerdo con la dirección del surco, ahora tienen mucha mayor dispersión y aparecen con frecuencia direcciones hacia el S. en la parte sur.

Estas direcciones al S. no se deberían a una circunvalación del relieve de Boltaña (MUTTI *et al.*, 1972), puesto que el talud habría quedado ya enterrado (y debe encontrarse en profundidad hacia el O.). Hay otra interpretación según la cual determinadas corrientes de turbidez abandonarían alternativamente hacia el S. lateralmente el conoide, lo que estaría favorecido (VAN LUNSEN, 1972) por el desplazamiento de la subsidencia en este sentido.

El mismo fenómeno se produciría también en relación con la instalación de la «serie turbidítica superior», donde también aparecen corrientes hacia el S., sobre todo en los niveles más inferiores.

2.4.2. Serie turbidítica basal margosa ($T_2^A_3m$)

Desde los alrededores de Ceresuela hasta la parte alta del barranco Borrué, hay una banda de morfología blanda ocupada por margas rítmicas a veces con pasadas (cms.) arenosas o siltosas. Se presentan paquetes (10-20 m.) intercalados de turbiditas muy calcáreas (biomicrita arenosa) de pátina gris claro. Su espesor es de 10 a 30 cm. La secuencia de Bouma unitaria del banco es *Ab* y también *abc*. A veces la parte inferior de la secuencia es más arenosa, de pátina más parda. Otras se compone de foraminíferos resedimentados. Suele haber elementos blandos.

Ocasionalmente se encuentran paquetes de bancos areniscosos de pátina parda (5 cm., máximo 20 cm.). La secuencia unitaria más abundante es *ab*; frecuentemente *abc* y rara vez *abcd*.

Las calcimetrías (VAN LUNSEN, 1970) dan como promedio 70 por 100 de carbonato, tanto en los bancos como en las margas.

Es frecuente encontrar las margas con fenómenos de *slump* y coladas conglomeráticas con elementos de hasta 50 cm., de preferencia hacia los términos basales de la formación (VAN LUNSEN, fig. 31). Los elementos son: biomicritas semejantes a las de la formación Metils, areniscas turbidíticas, calizas (biosparruditas, biomicritas) con abundantes foraminíferos que pueden provenir de la formación «caliza de Boltaña». A 500 m. al O. de Fanlo, en la pista forestal aparece un bloque (mayor de 100 m³) de caliza tipo Boltaña que constituye un olistolito espectacular. Su estructura interna muestra que antes de desplazarse como tal bloque coherente, sufrió en un primer estado tierno del sedimento fenómenos de disyunción en bolas y de repliegues *slump* (SO-LER, 1970).

En la base, además de la discordancia cartográfica, se observa localmente discordancia angular o erosiva.

En particular, hemos visto en cartografía, al S. de Ceresuela, cómo la base, con turbiditas calcáreas y bloques resedimentados, bisela a las margas de Yeba y a las capas basales de la caliza de Boltaña.

Las numerosas muestras de los elementos así como algunos levigados de margas indican la presencia del Cuisiense sin que se pueda asegurar el Luteciense: *Globorotalia aff. bullbrooki*, *Gl. aff. aragonensis*, *Gl. aff. broedermanni*, *Globigerina aff. turgida*, *Nummulites*, *Discocyclina*, *D. aff. sella*, *Assilina*, *Alveolina*, etc. La fauna que cita VAN LUNSEN (pp. 71-72) tampoco sobrepasa el Cuisiense.

La potencia máxima de esta formación es de unos 500-600 m.

La parte inferior del *flysch* de Puértolas (parte oriental de la hoja) está constituida por margas análogas que incluimos en esta formación, aunque con espesores menores y sin presencia de turbiditas calizas. También contienen materiales olistolíticos. Al O. y al SE. de Puértolas biselan a la parte inferior de las margas de Yeba.

Al NE. del Castillo Mayor, barranco de la Fonría, tienen el máximo espesor (200 m.) y en su parte basal se presentan unos bancos de varios metros de arenisca. Su secuencia unitaria es a apenas clasificada.

Según VAN LUNSEN (1970) las turbiditas calcáreas de la parte inferior del *flysch* occidental de la hoja, inexistentes en el *flysch* oriental, se habrían formado a costa del material del talud, a partir de la alineación de Boltaña hacia el O.

Señalemos por último que al NO. de Vio existen algunos metros de margas con turbiditas areniscosas de hasta 40 cm., algunas de ellas con secuencia unitaria completa. Las incluimos también en esta formación, discordante sobre el Ilerdense.

2.4.3. Serie turbidítica basal del Oeste ($T_2^A_3mw$)

La serie anterior a partir de La Cuta hacia el O. se hace mucho más areniscosa. El fondo margoso pasa a ser una alternancia de bancos de arenisca y margas. Los espesores de bancos de arenisca más frecuentes oscilan entre 8 cm. y 16 cm. (fig. 3-4). La secuencia unitaria de los bancos más frecuente es *aBc* y *bc*. Hay tramos de margas plurimétricos que pueden llegar a alcanzar 15 m. También hay algunos tramos en los que las areniscas pueden alcanzar espesores mayores, de hasta 1 m. (secuencia unitaria con laminación predominante) y ocasionalmente hasta 2,5 m. (presencia de secuencia unitaria con *A* predominante con apenas granoclasificación y cicatrices de licuefacción). Los tramos con bancos gruesos generalmente no presentan una secuencia de conjunto organizada. Estos suelen encajar entre una alternancia más fina y a

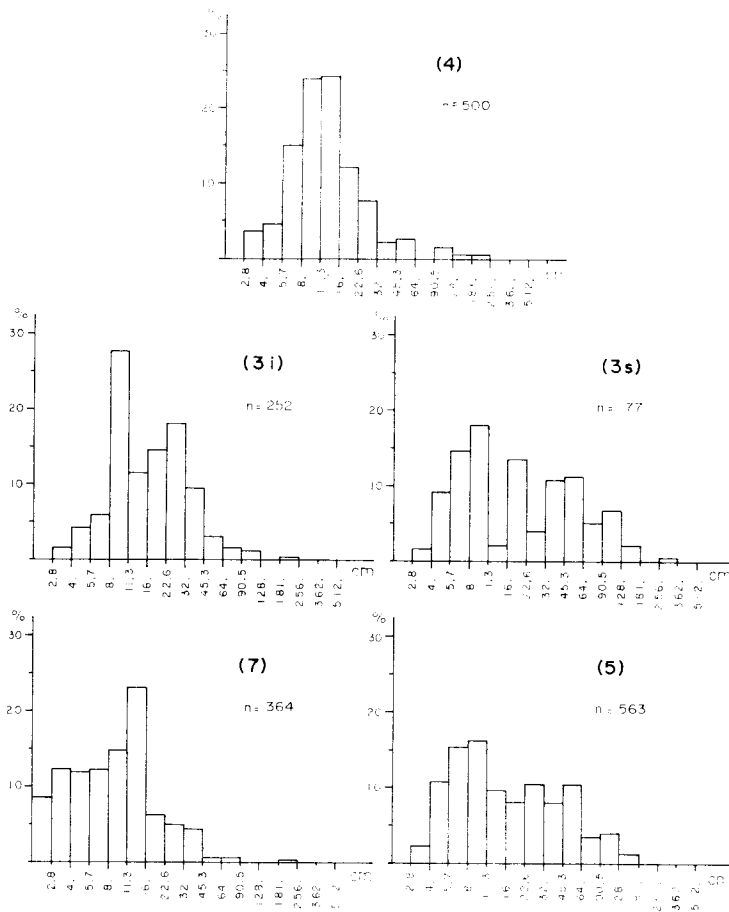


Figura 3. Histogramas de frecuencia de los espesores de bancos de areniscas en columnas de detalle en el flysch.

4. Pista en la futura estación de esquí de Broto, en Plana Selva. 300 m.

3i. Barranco de Las Pardinetas, conjunto inferior. 109 m.

3s. Barranco de Las Pardinetas, conjunto superior. 86 m.

7. Barranco de Yosa. 135 m.

5. Pista de Fiscal a Bergua. 332 m.

veces de manera aislada. No obstante en algunos tramos, si se atiende solamente a los bancos gruesos, hay una cierta organización en secuencia positiva (espesores decrecientes hacia arriba).

Los paquetes con turbiditas calizas siguen estando presentes con idénticas características que en la formación anterior y algunos se prolongan hacia el O. hasta la hoja de Bujaruelo, distinguiéndose en el paisaje por su pátina más clara.

Entre los niveles con coladas de elementos exóticos hay que destacar por su importancia y continuidad el que corresponde al olistolito de Torla (TEN HAAF, 1971). Este olistolito es un bloque de centenas de metros cúbicos de caliza de plataforma muy semejante a la de Boltaña. Lateralmente se prolonga como nivel conglomerático que puede incluir bloques relativamente gruesos. Lo volveremos a encontrar más hacia el O. en la confluencia del barranco de Las Sarriesas con el del Sorrosal, donde incluye bloques de más de 1 m. de calizas diversas. Hacia el E. se puede correlacionar con el conglomerado (3 m.) de matriz margosa, fauna removilizada y elementos de hasta 20 cm. que se encuentra, hacia la base de un paquete con bancos gruesos, 700 m. al NNE. del Cotaza. Igualmente, más al E., con el nivel conglomerático situado 1.300 m. al ONO del vértice Pueyo.

La potencia de esta formación al N. del Mondiciero se puede estimar en unos 1.500 m.

Algunas láminas delgadas en niveles de base de turbiditas calcáreas muy cerca de la base del *flysch* a 1 km. al NO. de La Cuta, proporcionan *Nummulites globulus*, *Alveolina gr. oblonga*, *Assilina leymerie*, *Cuvillerina eocénica*, *Discocyclina pratti*, *Eorupertia*, etc., con una edad que no sobrepasa el Cuisiense.

La fauna de las cercanías de Torla de DALLONI (1910, p. 294) y de VAN LUNSEN (p. 71) tampoco es más alta que el Cuisiense.

Los foraminíferos de DALLONI (p. 293), que incluyen especies del Luteciense, los cita VAN LUNSEN (p. 71) como situados en el Diazas, es decir, muy cerca de la base del *flysch*. Sin embargo, DALLONI no les da una localización precisa.

2.4.4. Serie turbidítica tipo Sierra Bolave-Mondiciero ($T_2^{a1'a}$)

En la senda de Burgasé a Fanlo, cerca del corte II-II', se puede recorrer esta serie subvertical e invertida sin apenas repliegues. Con una potencia de 1.500 m., está constituida por paquetes (de hasta un centenar de metros) de turbiditas areniscas con bancos gruesos, y tramos (de hasta una cincuentena de metros) margosos o con turbiditas delgadas. De este modo la serie es claramente bimodal en cuanto a los espesores de los bancos.

Los paquetes de areniscas tienen espesores de banco que varían desde 1 dm. a 1-2 m., excepcionalmente 5 m. La secuencia unitaria más frecuente es *A* y *Ab*, también hay *Abc*. Hacia la parte alta de la serie empiezan a hacerse frecuentes secuencias *B* y *Bc* con *ripples* que a veces llegan a tener 15 cm. de semilongitud de onda y dan lugar a estratificación cruzada. Independientemente del grosor del banco las granulometrías son variables. Los bancos gruesos con frecuencia tienen una textura homogénea y presentan señales de licuefacción. Dentro de un mismo banco puede haber secuencias repetidas con cicatrices de amalgamación. Hay niveles con cantos rodados (cms.) de cuarzo, cuarcita, sílex y caliza. A veces se observan restos de madera.

En cuanto a la evolución del conjunto de los bancos, dentro de cada paquete hay secuencias tanto positivas como negativas. El paso hacia arriba a un tramo margoso puede ser brusco (bancos métricos en el contacto) o, más frecuentemente, gradual mediante progresivo adelgazamiento de los bancos (secuencia positiva).

Los tramos margosos contienen turbiditas de grano fino. Los espesores generalmente no sobrepasan los 10 cm., raramente alcanzan 20 cm. La secuencia unitaria generalmente es *ab* y, menos frecuente *abc*, rara vez *abcd*. Hacia el techo terminan frecuentemente con margas con *slumping* y bloques y elementos olistolíticos, tras las cuales se instala, casi siempre bruscamente, el régimen de bancos gruesos.

Hacia el NO. se sigue encontrando esta serie con parecidas características. En la pista de Fanlo la existencia de repliegues importantes permite seguir los bancos en los flancos normales observándose con mucha frecuencia acñamientos de las capas. Aquí no hemos observado elementos rodados de cuarzo o cuarcita. Hay que destacar el gran olistolito (centenares de metros cúbicos) de caliza con disyunción en bolas que se corta en la pista un poco más arriba de la Casa del Campeso.

La serie que estamos describiendo constituye relieves fuertes desde el punto de vista morfológico. Estos son, de SE. a NO., la Sierra Bolave, los vértices Campaneta y Pueyo, La Cotata, los vértices Litro y Mondiciero. Dentro de ella, el contraste de tramos duros y blandos permite seguir en ciertas áreas niveles fotogeológicos.

En las revueltas de la carretera entre Broto y Torla se cortan estos mismos tramos. Los paquetes de areniscas tienen de 15 a 50 m. de potencia. Los espesores de bancos son desde 10 cm. (secuencia unitaria *abc* y *bc*) a 80 cm., excepcionalmente 1,5 m., (secuencia unitaria *Ab*). Hemos visto un nivel con cantos rodados (< 2 cm.) de calizas diversas y alguno de cuarzo.

Los paquetes no tienen una secuencia organizada si bien el paso por

arriba a los tramos margosos se hace gradualmente en secuencia positiva.

Los tramos margosos (y con turbiditas delgadas) tienen una potencia de 10-20 m.

La serie que tiene estas características de bimodalidad, en la transversal del río Ara, tiene una potencia de unos 700 m.

Mas hacia el O. la diferencia entre tramos margosos y paquetes areniscos tienden a atenuarse, conteniendo aquéllos mayor porcentaje de areniscas y éstos espesores menores máximos de bancos (60 cm., excepcionalmente 90 cm.).

Por otra parte, probablemente la parte superior de la serie en el corte II-II' pasa a «serie tipo barranco de Yosa» ($T_2^{Ab_1^{1-2}}$) al S. de Broto.

Las turbiditas de la «serie tipo Sierra Bolave-Mondiciero» tienen un contenido medio en carbonato del 36 por 100 (VAN LUNSEN, miembro Alb).

El *flysch* de apariencia tabular de las partes altas de Ordesa tiene las siguientes características según un corte realizado desde Goritz por el espolón oriental de La Fraucata (de muro a techo):

- derrubios de ladera que ocultan el llerdense.
- 16 m. Turbiditas en bancos de 1 a 10 cm. con interbancos de caliza. Secuencia unitaria *bC*. *Ripples* de hasta 10 cm. de semilongitud de onda.
- 25 m. Secuencia en conjunto positiva, aunque con algunas oscilaciones. Hacia arriba se pasa gradualmente a bancos delgados. Espesor máximo de bancos: 1,20 m. Los bancos potentes de granulometría gruesa tienen una secuencia *Ab* con apenas granoselección. Contienen con frecuencia elementos blandos residimentados de marga. Hay bancos potentes de menor granulometría con secuencia *aBc*. Los bancos delgados intercalados tienen secuencia *bC* o *Bc*. Se observan frecuentes acuñamientos laterales de los bancos en 50 m.
- 27 m. Tramo margoso (marga calcárea) con bancos delgados de turbidita (1-3 cm. más frecuente, 10 cm. máximo). La secuencia unitaria es *abc* y, si la granulometría es fina, *c*.
- 10 m. Tramo blando cubierto.
- 1 m. Marga.
- 20 m. Se pasa bruscamente a un paquete con bancos gruesos (0,5 m. máximo). La secuencia unitaria es *Ab* y *Abc* y en bancos poco potentes predomina *bC*. Presencia en los bancos gruesos de elementos blandos y trozos de madera.
- 5 m. Tramo margoso con turbiditas de 1-5 cm.

- 24 m. Bancos potentes de hasta 60-70 cm. Secuencia unitaria *Ab* y a veces *aBc*. Elementos blandos y trozos de madera.
- 19 m. Aumenta el espesor de los bancos (máximo 3 m.). Frecuente textura homogénea con cicatrices de licuefacción.
- 9 m. Tramo margoso con turbiditas delgadas.
- 10 m. Paquete de areniscas en bancos de 1-3 m. Señales de licuefacción en la parte baja. En la parte alta *megaripples* de hasta 0,5 m. de similitud de onda.
- 15 m. Tramo blando cubierto.
- 10 m. Paquete de bancos gruesos de hasta 1,20 m. con secuencia unitaria *Ab*. Bancos mayores de hasta 2-3 m. con grano homogéneo y cicatrices de licuefacción.
- Repliegues que dificultan la continuación del corte.

Esta serie es análoga a la de la Sierra Bolave y como tal la representamos en cartografía. La presencia de turbiditas calcáreas es mínima en la base del corte y no se ha diferenciado.

La serie de la Sierra Custodia es análoga.

La «serie turbidítica basal margosa» con turbiditas calcáreas bien desarrollada en el área de Fanlo es prácticamente inexistente en las partes altas del N. de la hoja. Esto parece indicar que el eje inicial del surco *flysch* pasaría por los alrededores de Fanlo que constituirían así el área del relleno inicial del fondo del surco.

Por extrapolación lateral hacia el E. hemos incluido también en esta formación la serie con turbiditas del área del Castillo Mayor que desborda hacia el N. del área de sedimentación de las facies margosas basales. Se compone igualmente de tramos con margas y turbiditas delgadas y paquetes de areniscas. No obstante, estos últimos tienen menor potencia relativa y sus bancos tienen igualmente menores espesores. Los más gruesos no sobrepasan el metro.

En la pista al S. del pico Ratón, al NO. del Castillo Mayor, se toca una megacapa caliza (1,5 m) compuesta por gruesos foraminíferos resedimentados granoclasificados. Cerca de este lugar la fauna resedimentada en las margas incluye *Discocyclina aff. sella*.

Los tramos margosos contienen materiales olistolíticos con coladas conglomeráticas y bloques que a veces sobrepasan 1 m³. Al E. de Puyaruego, en la carretera de Añisclo, muestras de estos bloques nos proporcionan entre otra fauna *Nummulites globulus*, *Assilina spira*, abundantes *Discocyclina aff. sella* y *Hantkenina mexicana* que apuntan ya a la presencia de un Luteciense resedimentado.

2.4.5. Serie turbidítica tipo barranco de Las Pardinetas ($T_{21}^{Ab_1}$)

En el camino de Burgasé a Fanlo (corte II-II') la serie anterior se prolonga por unos 450 m. constituidos igualmente por paquetes de areniscas y tramos margosos o de turbiditas delgadas. Las potencias de unos y otros son menores: desde algunos metros hasta 20 m. en el caso de los paquetes de areniscas como máximo.

Los bancos de areniscas tienen un grosor medio de 20 a 60 cm. En algunos casos alcanzan hasta 1,5 m. En la secuencia unitaria predomina generalmente la laminación (*aB, aBc, Bc*). Los *ripples* cuando aparecen tienen semilongitud de onda bastante grande (hasta 20 cm. en algunos casos) y pueden dar lugar a estratificaciones cruzadas. Los bancos contienen algunas veces elementos blandos resedimentados. Lateralmente, en otros afloramientos próximos, se observan acuñamientos de bancos y señales de amalgamación.

El paso a las margas de Cajol ($T_{21}^{Ab_1-2_m}$) se hace en secuencia positiva.

En el barranco de Las Pardinetas, al S. de la Casa del Campeso, se corta esta misma serie buzando ligeramente al S. Sigue predominando la laminación en la secuencia unitaria. En general no se ve organización en la evolución de los espesores de los bancos. Hacia la mitad se produce un cambio general de un conjunto inferior (fig. 3-3 i), donde los espesores de banco oscilan entre 10 y 40 cm., rara vez más, y excepcionalmente 1 m. (hay también una megacapa solitaria de 2 m. de potencia), a un conjunto (fig. 3-3 s) en el que hay presencia relativamente abundante de bancos desde 0,5 a 1,5 m. a veces con acuñamientos y en el que los tramos margosos apenas tienen entidad. En la base de este conjunto hay una megacapa calcárea de 3,5 m. de potencia. Es del tipo de las descritas más al O. por TEN HAAF *et al.* (1971) y por RUPKE (1976 b). Se la puede seguir de forma más o menos discontinua hasta el río Ara, pero resulta difícil unirla con la megacapa del barranco de Yosa (ver epígrafe siguiente) por lo que pensamos que no es la misma.

El contenido medio en carbonato de la serie del barranco de Las Pardinetas es de 55-63 por 100 (VAN LUNSEN).

Hacia el O. esta serie pasa a la del tipo barranco de Yosa, al otro lado del río Ara.

2.4.6. Serie turbidítica tipo barranco de Yosa ($T_{21}^{Ab_1-2}$)

A diferencia de las dos series descritas anteriormente, la serie tipo barranco de Yosa, en la parte oeste de la Hoja, en equivalencia lateral con aquéllas, se caracteriza por una mayor uniformidad del grosor de

los bancos (una sola moda prácticamente) y la ausencia de bancos tan potentes de areniscas (fig. 3-7).

El espesor más frecuente de los bancos es entre 11 y 16 cm. El máximo generalmente no sobrepasa los 40 cm. Excepcionalmente se encuentran algunos bancos de hasta 70-80 cm. en la base de secuencias positivas. En general no se observan secuencias organizadas.

Las secuencias unitarias en los bancos son *Ab*, *Abc*, *abc*, *aBc*, *Bc* y *bc*.

Hay algunas pasadas (3 m.) de margas con *slumps* y bolos resedimentados. Una de éstas, en la entrada del barranco de Yosa, tiene 8 m. de potencia y contiene bloques de hasta 1 m³. Por encima de ella, unos 14 m., hay una megacapa calcárea (2,5 m.) ya señalada por TEN HAAF (1966) y TEN HAAF, *et al.* (1971), que puede seguirse hasta Biescas. Se compone de una repetición de secuencias unitarias de unos 15 cm., sin cicatrices entre ellas, del tipo *abc*, con predominio del término *a* en la base y de los términos *b* y *c* en el techo. Encima hay 3 m. de margas. Hacia el O. hasta la zona de Ansó existen además otras megacapas (calcarenitas con contenido en carbonato mayor que el de las turbiditas del entorno), a veces muy potentes, que han sido analizadas detenidamente por RUPKE (1976 b) desde el punto de vista sedimentológico. quien llega a la conclusión de que, junto con las margas suprayacentes siempre presentes, constituyen el resultado de excepcionales corrientes de turbidez superpuestas al régimen normal del *flysch* y en las que, a causa de terremotos, intervendrían volúmenes importantes de material calcáreo de las plataformas laterales al surco.

La serie descrita tiene en la transversal de Broto una potencia de unos 1.100 m.

2.4.7. Margas de Cajol ($T_1^{Ab1-2}_m$)

Esta formación aflora esplenidamente al NO. de Cajol, con una potencia de 300 m. Se trata de margas grises a veces con señales de bioturbación. Contiene tramos con turbiditas finas (cms.) y de manera esporádica y aisladamente algún banco de mayor grosor. Hacia el S. conectan con las margas de talud del área de Jánovas.

Hacia el N. penetra en el *flysch* hasta la ladera norte del pico Gábalos, manteniendo su carácter margoso predominante, aunque los bancos de turbiditas (5-10 cm.) se hacen más frecuentes y contiene, hacia la mitad, un paquete de 4 m. con bancos de 40-50 cm.

Más hacia el O. pasa lateralmente a serie turbidítica, que puede asimilarse a la del tipo barranco de Yosa.

2.4.8. Serie turbidítica superior, tipo Bergua ($T_2^{Ab_1^2}$)

Corresponde, como ya se ha apuntado en el epígrafe 2.4.1, a una reactivación del detritismo en un proceso de progradamiento de las facies groseras del *flysch* hacia el O. y simultáneo desplazamiento del eje de subsidencia hacia el S.

Sobre las margas de Cajol y en la ladera que culmina en el pico Gábalos se ve instalarse una serie de unos 50 m. en secuencias (10 m.) positivas y negativas que llegan a dar espesores de bancos de 2 y hasta 3 m. Es frecuente observar secuencias unitarias completas. Este conjunto proporciona los relieves de los vértices Manchoya, Gábalos y, al otro lado del río Ara, los contrafuertes del vértice Suerio.

La prolongación de la serie puede observarse en el camino de subida a Ayerbe, así como en la pista de Fiscal a Bergua, donde aflora con gran continuidad (potencia observable: 332 m.). Los espesores de bancos presentan grandes oscilaciones de detalle desde cms. hasta 1,40 m. (fig. 3-5) sin que, en general, se observen secuencias organizadas. A veces, pasando por alto ciertas oscilaciones, pueden apreciarse secuencias simétricas de 15-20 m. Las secuencias unitarias de los bancos de arenisca son *Ab*, *Abc*, raras veces *Bc*. Se observan frecuentes acunamientos y amalgamaciones de bancos, así como la presencia de elementos blandos.

Hacia la mitad de este itinerario hemos observado dos niveles conglomeráticos en arenisca con elementos rodados (talla máxima 5 cm.) de calizas diversas, cuarzo y cuarcita, así como algún elemento de granitoide (en niveles equivalentes en el camino de Ayerbe). Algunos cantos presentan marcas de organismos perforantes tal como se observa frecuentemente en los conglomerados de Campanúe (río Esera).

Unos metros por encima hay una pasada (2 m.) de margas con *slump* y fauna nerítica resedimentada. Las margas contienen *Globorotalia spinuloinflata*, *Globigerina frondosa*, *Globigerina higginsi*, *Globigerinatheka kugleri*, que denotan ya la presencia de la parte alta del Luteciense inferior (resedimentado?).

En los últimos 70 m. de la serie visible en este itinerario aparecen intercalados niveles de margas (de hasta 7 m.) con alguna colada conglomerática y fauna removida. Con estas características la serie puede continuarse en el camino de subida de Ayerbe a Peñas Blancas (casas de Isolda). De nuevo hallamos un nivel de arenisca conglomerática poligénica (elementos ≤ 5 cm.). A la altura de Ayerbe, pero al otro lado del barranco de San Pedro, en uno de estos niveles de margas, hemos hallado *Globorotalia spinuloinflata*, *Rotalia rimosa*, *Truncorotaloides rohri*, *Pseudohastigerina micra*, *Eorupertia magna*, que indican un Luteciense medio-superior.

Los tramos de margas hacia la parte alta pueden tener hasta 10 m. y contienen bancos muy finos de turbiditas (*bc*). Los tramos areniscosos se componen de bancos de 10-30 cm. con secuencia unitaria *abc* a veces con el término *c* bien desarrollado (15 cm. de semilongitud de onda). Los bancos más potentes (1 m.) presentan secuencia *Ab*.

Así llegamos al escarpe de Peñas Blancas: 25 m. constituidos por bancos gruesos, de hasta 3 m. en la base con acuñamiento gradual. Se trata de areniscas apenas granoclasificadas con señales de licuefacción. Hay pasadas de grano grueso e incluso algo conglomeráticas (cantos poligénicos redondeados ≤ 3 cm.). Dicho escarpe, desde el punto de vista fotogeológico, se corresponde probablemente con los vértices Berroy I y II.

En opinión de C. PUIGDEFABREGAS, a estos bancos gruesos de la «serie turbidítica superior» con señales de licuefacción y en los que no se han observado *flute-cast*, les corresponde un mecanismo deposicional (*sand-flow*) en el que interviene más la fluidificación que la turbidez (correspondería al antiguo término de fluxoturbidita). Este carácter puede ser debido a un aumento de la pendiente. Es posible incluso que estas corrientes tuvieran que erosionar la charnela del anticlinal de Boltaña en proceso de formación, antes de «caer» hacia el O. Los Nummulites resedimentados son exactamente los que se encuentran en las capas superiores del anticlinal.

La potencia de lo que hemos llamado «serie turbidítica superior» se puede estimar en unos 1.100 m. (corte I-I'). Su techo queda en el aire erosionado.

Al N. de Fiscal, la serie infrayacente al cabalgamiento de Fiscal la incluimos en esta formación por razones geométricas, ya que hacia el E. el cabalgamiento se resuelve en un anticlinal (PUIGDEFABREGAS, 1975). Las capas con una potencia visible de unos 700 m. buzan al N. invertidas. Hacia el S. el techo de la serie viene definido por el paso a las margas de Fiscal sin discontinuidad tectónica.

Los espesores de los bancos oscilan de 5 a 30 cm. (secuencia *Abc* y *aBc*). Hay intercalaciones de bancos más potentes (0,5-2 m.) en general más frecuentes y gruesos cuando se sube en la serie (secuencia *Ab*, a veces cicatrices de licuefacción, a veces presencia de elementos blandos y trozos de madera).

En la pista que sigue el barranco situado al N. de la ermita de San Miguel se puede observar una intercalación de 4,5 m. constituida por una megacapa calcárea del tipo de las estudiadas por RUPKE. Presenta una repetición oscilante de la secuencia unitaria con, hacia la parte alta, *ripples* a diferentes niveles. En conjunto el banco muestra una granoselección decreciente desde la base. A continuación, al techo, hay unos 9 m. de margas.

La serie de Fiscal se correlaciona mal con la parte superior de la descrita anteriormente como «serie turbidítica superior». Aparte de la ausencia en esta última de megacapas calcáreas que difícilmente pasan desapercibidas, la de Fiscal tiene una mayor regularidad reflejada en particular por la ausencia de tramos margosos.

Probablemente la serie de Fiscal corresponde a niveles más altos actualmente erosionados en el sinclinal de Bergua. En ese caso la flecha del cabalgamiento de Fiscal tendría que ser bastante mayor que el mínimo estimado de 1 km.

2.4.9. Margas de Fiscal ($T_{21}^{Ab 2-3}$)

Afloran en el borde SO. de la Hoja con buzamiento vertical encima estratigráficamente del afloramiento de *flysch* de Fiscal. Se trata de margas pelágicas gris-azuladas que PUIGDEFABREGAS (1975) atribuye al Luteciense.

En un levigado cerca de la base se ha determinado la siguiente microfauna: *Globigerinatheka index*, *Globigerinatheka kugleri*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globorotalia spinulosa*, *Pseudohastigerina micra*, que se atribuye al Luteciense medio-superior (parte baja).

2.5. CUATERNARIO

Además de los acarreos modernos de los ríos (QA1), hemos distinguido en el rincón SE. de la hoja tres niveles de terrazas (QT₂, QT₃, QT₄) respetando la nomenclatura de la hoja de Bielsa en el área de Laspuña. Así, figura una terraza muy joven, QT₄, que no aparecía en la Hoja de Bielsa.

En la cuenca del río Ara se han distinguido terrazas (QT) difícilmente correlacionables con las anteriores.

Los conos de deyección (QCd) conectan con los aluviones actuales.

Aparte de los derrubios de ladera (QL), hemos considerado con el término más general de coluvial (QC) el recubrimiento de ladera sin morfología característica más o menos remodelado por el hombre (muretes, terrenos de labor, etc.).

En la zona del río Ara entre Sarvisé y Torla aparecen depósitos de morrena (QM) colgados hasta una cota de: 1.450 m. al E. de Torla, 1.250 m. en Viu, 1.200 m. al E. de Broto, 1.150 m. en Buesa. En pequeña proporción contienen elementos de granito.

En Viu constituyeron un cierre del barranco del Sorrosal, afluente del río Ara, dando lugar a los depósitos de obturación glaciár (QV) de Linas de Broto descritos por MARTI BONO (1978). Se trata de sedimen-

tos de colmatación fluvio-lacustre, bien estratificados, con una potencia de 40 m., en los que distingue:

- alternancia rítmica decimétrica de arcilla y arena (frecuentes intrusiones de arcilla en los niveles arenosos),
- varvas de escala milimétrica,
- tramos métricos de cantos fluviales,
- niveles arenosos con estratificación cruzada y cimentación cal-cárea, en paleocanales.

Señalemos por último como dato curioso la presencia, en la parte alta del barranco del Furco (al E. de Broto), de bloques métricos de arenisca cuarcítica desperdigados sobre las laderas del *flysch*. Sin duda proceden de los niveles de idéntica litología de la base del Ilerdense inferior, inexistentes en cotas más elevadas al lugar citado de la actual morfología. Los afloramientos de estos niveles más próximos se encuentran en la ladera norte del barranco Borrué y hacia la parte alta de los escarpes de Ordesa, en vertientes actualmente independientes del barranco del Furco.

3. TECTONICA

3.1. ANTECEDENTES Y CUADRO ESTRUCTURAL

La hoja de Broto se sitúa dentro del marco de los mantos de corrimiento, hacia el S., de los materiales mesozoicos y terciarios de la vertiente surpirenaica.

En un principio, la superposición que se observa desde el fondo del valle de Ordesa hasta lo alto de sus espectaculares paredes (Terciario-Cretáceo superior-Terciario) se interpretaba simplemente como un gran anticlinal tumbado vergente al S. (DALLONI, 1910; SELZER, 1934; MENGAUD, 1939; DE SITTER, 1956) en el contexto del empilamiento de pliegues del macizo de Monte Perdido ya señalado desde antiguo (MARGERIE, 1887). En realidad el fondo del valle de Ordesa constituye una ventana (o semiventana) tectónica en la que, debajo del Cretáceo en posición normal, aparecen las calizas de base del Terciario en posición también normal. Era necesario por lo tanto recurrir a la tectónica de corrimiento para explicar la estructura de Ordesa, idea que introduce RUTTEN (1955) y que más tarde precisan VAN DE VELDE (1967) y SOUQUET (1967).

Este y otros datos son integrados en una explicación del macizo del Monte Perdido como unidad corrida sobre la unidad de Garvarnie, a su

vez corrida un mínimo de 9 km. sobre el autóctono de la extensa ventana de Gavarnie-Héas (CHOUKROUNE *et al.*, 1968 a y b) situada al N. del Macizo del Monte Perdido, ventana conocida desde antiguo (BRESSON, 1903), pero, hasta entonces, no suficientemente asumida en sucesivas interpretaciones estructurales (ver resumen histórico en SEGURET, 1970).

A partir de 1968 SEGURET «tirando del hilo» de los mantos de Gavarnie y del Cotiella (MISCH, 1934), establece un cuadro coherente de las diferentes unidades o mantos de corrimiento en toda la parte central de la vertiente surpirenaica, cuadro que es confirmado y precisado sobre todo en la mitad occidental, en particular en la datación de las diferentes etapas de emplazamiento de las unidades (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970. SOLER y GARRIDO, 1972; GARRIDO y RIOS, 1972; GARRIDO, 1973; PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973; PUIGDEFABREGAS, 1975; RIOS *et al.*, 1979 b).

En la figura 4 se muestran esquemáticamente las relaciones entre las diferentes unidades que componen el manto de Gavarnie *sensu lato*. Primeramente (ya iniciado el Eoceno medio?) desliza hacia el S. (unos 20 km.) sobre su propio Triás, despegándose de su substrato paleozoico (y del Permo-Bunt), la unidad de Cotiella-Pedraforca o «Unidad Surpirenaica Central», que lateralmente hacia el O. se superpone a la unidad de Monte Perdido aún no deslizada. La unidad del Cotiella-Pedraforca corresponde a la serie más completa y potente de terrenos mesozoicos, en particular de Triás plástico. Después, el conjunto de las unidades de Monte Perdido y del Cotiella sigue deslizando, por lo menos, hasta el final del Eoceno medio, y esta vez es la unidad de Monte Perdido la que se superpone lateralmente al Cretáceo de la unidad de Gavarnie aún no corrida (o que aún no ha sufrido una parte importante de su corrimiento). Finalmente el fenómeno se generaliza lateralmente teniendo lugar el corrimiento de la unidad de Gavarnie (a la cual está incorporado el Paleozoico autóctono del manto de Gavarnie) junto con las unidades anteriormente deslizadas. En esta tercera etapa se registran dos fases (discordancias progresivas de las molasas en la transversal al S. de Jaca), una probablemente en el Stampiense y otra en el Aquitaniense.

La unidad de Gavarnie aparece dentro de la Hoja, en la parte NE. (Cretáceo superior y Devónico), al N. del valle de Pineta, por cuyo Cuaternario pasa el contacto de base trasero de la unidad de Monte Perdido. Aparece también en la ventana del fondo del valle de Ordesa (Paleoceno e Ilerdense inferior). La ventana queda abierta hacia el N. por el río Ara (Hoja de Bujaruelo), completándose la serie con el Cretáceo y el Paleozoico, que se prolongan en continuidad hacia el O., constituyendo el borde norte normal de la cuenca terciaria de Jaca, que

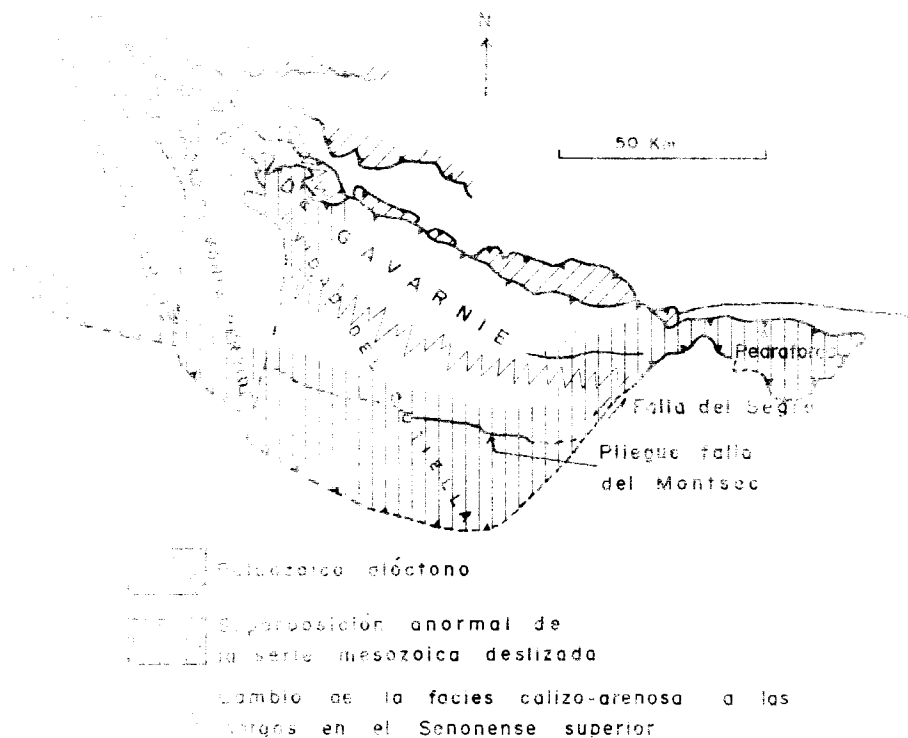


Figura 4. Esquema de las unidades tectónicas del manto Gavarnie (modificado de SEGURET, 1970).

queda así incluida en la unidad de Gavarnie, y a la cual pertenece el *flysch* de la parte occidental de la Hoja de Broto.

El Cretáceo y Terciario calizo de las paredes de Ordesa pertenecen a la unidad de Monte Perdido, la cual se puede seguir perfectamente sin ninguna discontinuidad tectónica hacia el E. y luego hacia el S., hasta los pliegues N.-S. (anticlinal de Boltaña). Prácticamente toda la mitad oriental de la Hoja de Broto pertenece por lo tanto a la unidad de Monte Perdido. Hay que exceptuar el *klippe* de Castillo Mayor, que puede unirse por el aire a la masa cabalgante de Peña Montañesa (MISCH, 1934) y como tal a la unidad del Cotiella.

Hacia el O., el Cretáceo y Paleoceno de la unidad de Monte Perdido se terminan en el aire y contra la superficie de corrimiento base de dicha unidad, justo al S. de la Peña Otal (Hoja de Bujaruelo), superficie que allí se encuentra basculada al S. e incluso invertida. Más al O. no ha sido posible seguir el contacto tectónico de base que se pierde en el *flysch* y quizá se amortigua.

Igualmente, dentro de la Hoja de Broto, no es posible definir un límite tectónico preciso entre la unidad de Monte Perdido y el *flysch* de la unidad de Gavarnie. Al frente de los materiales predominantemente calizos de la unidad de Monte Perdido el *flysch* se encuentra replegado pero no hay ninguna discontinuidad tectónica importante entre aquéllos y éste. Es más, las directrices del *flysch* sufren la misma incurvación que las de las calizas de la unidad de Monte Perdido-Boltaña de manera aproximadamente paralela. Se viene considerando en los trabajos anteriores que el desplazamiento de la unidad de Monte Perdido se amortigua frontalmente en el *flysch*. Sobre este problema volveremos más adelante.

Por último y refiriéndonos a un antecedente próximo, sentimos no poder estar de acuerdo con la interpretación de la escuela de SOUQUET (1967) (FLACHERE, 1977), que hace pasar la superficie de corrimiento de la unidad de Gavarnie por el contacto tectónico del fondo del valle de Ordesa, ya que en todas las cartografías recientes de que disponemos (CHOUKROUNE *et al.*, 1968 a y 1968 b; SEGURET, 1970; SOLER, 1972; MAJESTE-MENJOUAS, 1979) incluida la del propio FLACHERE, se pasa sin discontinuidad tectónica desde el Cretáceo infrayacente al contacto de Ordesa en el río Ara, al mismo Cretáceo pero suprayacente a la superficie tectónica de base de la unidad de Gavarnie en el circo de Gavarnie.

El que ambos contactos tectónicos (el de base de la unidad de Gavarnie y el de base de la unidad de Monte Perdido) convergieran de manera definitiva en uno solo sería posible, en profundidad en el Triás, pero más hacia el SE., como así aparecen en superficie en las cercanías de Bielsa (epígrafe 3.4).

3.2. DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

3.2.1. Base del corrimiento de la unidad de Monte Perdido

Se localiza, como ya hemos dicho, a lo largo del cuaternario de Pineta y en el fondo de Ordesa. En este último lugar las calizas del Paleoceno e Ilerdense inferior de la unidad de Monte Perdido forman un pliegue anticlinal vergente al S. (pliegue de Torla, DALLONI, 1910). Estas calizas y el Cretáceo infrayacente normal vienen corridas sobre una escama de Paleoceno (VAN DE VALDE, 1973; SOUQUET, 1963) en la margen oeste del Ara. En la margen opuesta se tiene el mismo dispositivo, pero allí se tienen dos pequeñas escamas superpuestas que están constituidas por el Ilerdense inferior con caliza de sílex. El conjunto descrito reposa tectónicamente sobre las calizas del Paleoceno e Ilerdense inferior, en serie normal buzante al S., del fondo de Ordesa. El contacto tectónico a la altura del Parador o del corte tectónico de I-I' buza 10-15 grados al S.

La flecha del corrimiento aumenta de O. a E. desde menos de 2 km. en la Peña de Otaí, 3 km. como mínimo en el río Ara, a 4 km. como mínimo en el lugar del corte tectónico I-I'. Estos valores son una estimación conservadora basada en el desplazamiento de la base del Paleoceno (epígrafe 3.4).

Aunque las escamas descritas al N. de Torla se superponen ligeramente al *flysch*, más al S. no hay ningún contacto tectónico importante en el *flysch* que, aunque replegado, se sigue en continuidad por encima de Torla.

3.2.2. Estructura del *flysch*

El *flysch* de la mitad occidental de la Hoja presenta una parte norte y nordeste replegada (TEN HAAF, 1966). Son pliegues, como máximo hectométricos, vergentes al SO., de flancos en general rectos. El flanco suroeste de los anticlinales está volcado y frecuentemente está más estirado (en las margas) que el flanco normal, lo que traduce una asimetría del pliegue.

En la región al N. de Torla lo replegado del *flysch* contrasta con la relativa tranquilidad de las calizas de la base (corte I-I'). Esto se puede explicar por, inicialmente, un deslizamiento gravitativo capa a capa del *flysch* que va adicionando una desolidarización cada vez más importante de las capas altas con relación a las capas basales. El proceso se continúa por la formación de pliegues de amortiguación frontal, asimétricos, más amplios cuanto más lejos de la base. Nótese que este fenómeno es exclusivamente interno al *flysch* y que no es contabilizable

a efectos de la posible amortiguación frontal del desplazamiento del Cretáceo y Paleoceno de la unidad de Monte Perdido (epígrafe 3.4).

Las estructuras se aprietan más cuanto más al NE. y en la región al E. de Torla llegan a observarse pliegues en acordeón de ángulo de apertura 30 grados.

Los ejes son en general poco buzantes ($< 10^\circ$).

Hay una esquistosidad de plano axial, que es de fractura, mejor expresada en los flancos inversos y cuanto más hacia el N. y el NE.

La observación de los pliegues no nos ha permitido asegurar más de una fase tectónica. Sin embargo (SOLER, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), en regiones al O. de la Hoja existen por lo menos dos fases de pliegues en el *flysch*.

La dirección de las estructuras (plano axial, esquistosidad, ejes) tiene una incurvación, paralelamente al contorno de la base de *flysch*, desde N. 110° E. en la parte noroeste a N. 160° E. en la parte sur de la Hoja donde las capas verticalizadas e invertidas del *flysch* vienen a chocar contra la caliza de Boltaña también vertical N.-S. (contacto sedimentario, no tectónico).

Más al S. (región de Jánovas, Hoja de Boltaña), existen repliegues métricos verticales levógiros que se han formado sobre la serie margosa previamente verticalizada del flanco oeste del anticlinal de Boltaña (SOLER, 1970). Análogamente en el borde meridional de la Hoja de Broto, al N. de Giral, hay un repliegue hectométrico (reflejado en la cartografía) de eje muy buzante (48° al SO.) y componente levógira, que lógicamente tiene el mismo origen. En este repliegue se dan direcciones aberrantes de *flute-cast* si solamente se corrigen por simple abatimiento a la horizontal.

En este mismo sentido, en el *flysch* del flanco oeste del anticlinal de Boltaña (pista a Yeba, arroyo del Col de Yeba), aparecen paraclases verticales N.-S. con estrias levóginas (SOLER, 1970).

Al S. de una línea Linas-Sarvisé-Burgasé el *flysch* está mucho más tranquilo y no se observan repliegues salvo entre el Manchoya y el barranco de Yosa, donde hay algunos, decamétricos, de plano axial horizontal. En el barranco de Las Pardinetas el conjunto es tabular con ligero buzamiento al S. y solamente tiene algunos repliegues decamétricos de plano axial horizontal.

En esta región meridional el *flysch* forma un suave sinclinal (TEN HAAF, 1966), cuyo eje pasa aproximadamente por Bergua y Asín. Hacia el SE, la tranquilidad tiende a desaparecer. El sinclinal se incurva en dirección a Sasé y su flanco norte se verticaliza e invierte. Al mismo tiempo, el suave anticlinal que nace contiguo por el NE., en la Pardina de Alseto, se acentúa hacia el SE. y se complica con repliegues (zona de Sanfelices).

El *flysch* de Puértolas. en la parte oriental de la Hoja. tiene en conjunto una disposición tranquila en sinclinal. Sin embargo. al O. y NO. del Castillo Mayor aparecen repliegues vergentes al SO. Igualmente. las manchas aparentemente tranquilas de la parte alta de Ordesa (Tabacol. Sierra Custodia) presentan repliegues de las mismas características. Las directrices tectónicas expresadas por los planos axiales o esquistosidad correspondiente y ejes poco buzantes presentan. como en el caso del *flysch* de la mitad occidental. una incurvación que va desde N. 140 E. en la parte norte a N. 170 E. al S. de Puértolas.

Localmente se observa superposición de pliegues. En la ladera sur del promontorio Ratón, al NO. del Castillo Mayor, hemos medido y calculado un pliegue decamétrico N. 113 E./3 O. posterior a la esquistosidad. puesto que la deforma.

3.2.3. Arqueamiento de las directrices en la unidad de Monte Perdido

El arco que forman las directrices en el *flysch*, descrito anteriormente. se encuentra con la misma forma en terrenos más antiguos de la unidad de Monte Perdido. Tal es el caso de la esquistosidad. principalmente en las margas de la formación Millaris ($T_2^A - m^2$). de las partes altas de Ordesa y Añisclo. En esta zona las capas no están plegadas y solamente presentan un abombamiento de gran radio de curvatura. cuya culminación pasa aproximadamente por el Mondicieto y el Mondoto. Este abombamiento a partir del Mondoto hacia el S. se acentúa y llega a convertirse en el anticlinal de la garganta del río Vellos (N. 160 E.) vergente al O. y en donde las capas de su núcleo cretáceo llegan a estar invertidas en el flanco oeste.

Paralelamente, al O. de dicho anticlinal nace, al S. del alto de Metils, el anticlinal de Boltaña de dirección N.-S., también vergente al O.

Ambos anticlinales nacen o se acentúan por aumento, hacia el S., de la curvatura de las capas, las cuales por lo tanto describen en conjunto, en esos tramos, unas superficies aproximadamente cónicas en las cuales se podrían inscribir conos con vértice hacia el S.

Más al S., y ya fuera de la Hoja, el anticlinal del río Vellos se amortigua al S. de Muriello de San Pietro. El anticlinal de Boltaña se prolonga hacia el S. hasta enlazar con los pliegues N.-S. de las Sierras Marginales (ALMELA y RIOS, 1951; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; PUIGDEFABREGAS, 1975).

En la zona Jánovas-Campodarbe se ha podido datar la edad del plegamiento del anticlinal de Boltaña. Allí, entre la caliza vertical del flanco oeste de dicho anticlinal y la formación continental de Campodarbe (Biarritziense alto y Priaboniense, PUIGDEFABREGAS, 1975) que viene translapante sobre la culminación del anticlinal (SOLER y PUIG-

DEFABREGAS, 1970), hay un inmenso abanico (TEN HAAF, 1966) que comprende las margas equivalentes a una parte del *flysch* y las margas de Fiscal y en el que se señalan hasta seis discordancias progresivas (SOLER, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

El movimiento se realiza desde mediados (?) del Luteciense hasta mediados del Biarritziense.

3.2.4. Cabalgamiento de Fiscal

En la parte suroeste de la Hoja la «serie turbidítica superior» (T_{21}^{Ab2}) del *flysch* cabalga hacia el S. con una flecha mínima a 1 km. sobre la serie turbidítica de Fiscal invertida y las margas de Fiscal.

Más hacia el O. el cabalgamiento se prolonga hasta más allá del río Aragón (SOLER, 1970). Al NE. de Sabiñánigo la serie cabalgada incluye hasta el Priaboniense continental (PUIGDEFABREGAS, 1975, cabalgamiento de Oturia), por lo que la edad del cabalgamiento es pos-eocena.

Hacia el E. se amortigua rápidamente en la Hoja de Boltaña resolviéndose en un anticlinal (SOLER, 1971; PUIGDEFABREGAS, 1975).

3.2.5. Fallas de distensión

Hemos precisado el trazado de las fallas de distensión que afectan a la unidad de Monte Perdido (VAN LUNSEN, 1970; SOLER, 1971).

Podemos destacar en importancia la que rodea por el N. al Castillo Mayor, que desplaza la base del *flysch* con un salto en vertical de 250 m. y hacia el E., conecta con el límite norte del *graben* de Salinas (Hoja de Bielsa).

La falla de Salisú (SE. de la Hoja), ya citada por ALMELA (1956), que la prolonga hasta donde el río Ara cruza el anticlinal de Boltaña, es una falla de hundimiento y no transcurrente levógira (VAN LUNSEN, 1970), ya que apenas desplaza el eje del anticlinal del río Vello.

Todas estas fallas están en relación con el mecanismo de formación del arqueamiento de la unidad de Monte Perdido y el anticlinal de Boltaña (SOLER, 1971) (epígrafe 3.3).

3.2.6. Contactos mecánicos en la base del *flysch* de Puértolas

La nueva pista que rodea el Castillo Mayor por el O. pone de manifiesto en la zona basal del *flysch* la existencia de numerosas fracturas subhorizontales con calcita. En algunos casos se presentan como fallas inversas muy tendidas, buzando suavemente al NE., que repiten en pequeñas escamas el contacto de base del *flysch*, fenómeno que a veces tiene las suficientes dimensiones como para poder ser cartografiado.

Se observan estrías de dirección NE. con sentido de desplazamiento al SO. (VAN LUNSEN, 1970).

Al SE. del Castillo Mayor (Hoja de Bielsa) una de estas fallas tiene una flecha de unos 500 m. o quizá algo más. Más al SE., el fenómeno se sigue observando en los alrededores de Escalona y hasta llegar a la serie infrayacente al manto del Cotiella (alrededores de Ceresa, debajo del *klippe* de Peña Solana; área al SE. de Escalona. debajo del semi-*klippe* de Peña Montañesa).

La edad de estos desplazamientos hay que ponerla en relación con la puesta *in situ* del manto del Cotiella, aunque han podido rejugar después. La llegada de la enorme masa de esta unidad ha afectado a los materiales de su substrato, en particular a la discordancia basal del *flysch* como zona más débil.

Este fenómeno que se observa debajo del Manto del Cotiella (Peña Solana, Peña Montañesa) puede generalizarse al área del *klippe* de Castillo Mayor. lo que hace pensar que este *klippe* no sería solamente un gran olistolito desprendido del frente del manto. sino que formaría cuerpo con él.

3.2.7. Pliegues de Goritz-Tres Marías y fallas tendidas asociadas

En la zona del refugio de Goritz y hasta la falda sur de la sierra de Las Tres Marías hay una serie de pliegues en cascada de fuerte vergencia al S. que se dibujan bien en los niveles basales del llerdense y en el Paleoceno.

Hacia el E. estos pliegues se atenúan hasta hacerlo por completo en la Hoja de Bielsa. Hacia el O. se prolongan por la falda sur del Casco hasta lo alto de las paredes del río Ara.

Cuando la deformación es suficientemente pronunciada aparece una esquistosidad de presión-disolución (calizas) o de fractura (margas) bien visible por ejemplo en el anticlinal de Goritz (SOLER, 1970) al O. del refugio y en donde ocupa la posición de plano axial (S_3). Hacia el S., ya fuera del dominio de estos pliegues, la esquistosidad correspondiente desaparece o sólo se presenta localmente.

Alrededor de 1 km. al O. del refugio, ligeramente al S. del mencionado anticlinal. coexisten esta esquistosidad y la esquistosidad (S_2) propia de la incurvación de la unidad de Monte Perdido (apartado 3.2.3). En capas horizontales del techo de la caliza del llerdense inferior hemos medidos dos esquistosidades de presión-disolución: N. 140/buzamiento al NE. y N. 105/68 N. Esta última (S_3) es más espaciada que la primera (S_2).

Hacia el SE., las margas de Millaris forman un suave sinclinal en el

collado de Goritz, que es contiguo por el S. con la prolongación del mencionado anticlinal. En este sinclinal sólo aparece una esquistosidad que está deformada siguiendo el movimiento de las capas. Pudiera pensarse que se trata de una esquistosidad, de plano axial, en abanico, pero en la figura 5 se aprecia que está fuera de la guirnalda de dispersión de la S_0 . Por estas razones la consideramos como la esquistosidad S_2 deformada por el sinclinal del grupo de los pliegues de Goritz.

Más hacia el SE., en el Cuello Viceto (margen E. del cañón de Añisclo), hemos vuelto a analizar el mismo fenómeno que aquí se presenta con más nitidez dada la mayor oblicuidad de la esquistosidad S_2 , previa, en relación con la dirección del anticlinal más meridional de los de la ladera de Las Tres Marías. La esquistosidad S_2 está deformada por el movimiento del flanco sur de dicho pliegue (fig. 6).

Un poco más al S. y ya en capas horizontales, hemos medido dos esquistosidades de presión-disolución, sub-estilolíticas, en el techo de las calizas del Ilerdense inferior: N. 160 E./30 E. (S_2) y otra posterior N. 140/32 N. (S_3).

Tanto en el caso del collado de Goritz como en el del Cuello Viceto la S_2 no evoluciona en ángulo de giro tanto como lo hace la S_0 . Esto se explica por la presencia, en cierta medida, del mecanismo de la flexión con deslizamiento paralelo a la estratificación que actúa modificando el ángulo relativo entre esquistosidad S_2 y estratificación S_0 . Comparando un flanco del pliegue con el otro, esta modificación se hace en sentido contrario.

La garganta del valle de Añisclo permite observar de qué manera los pliegues de Goritz-Tres Marías se resuelven en capas estratigráficamente más bajas. Frecuentemente en el núcleo de cada anticlinal aparece una falla inversa muy tendida que afecta a la parte baja del Paleoceno, así como al Maestrichtiense (areniscas de Marboré), en donde se dispone paralela a la estratificación. Estas fallas lógicamente deberían observarse también en el lado norte del collado de Añisclo (paredes de Pineta), sin embargo, ello no es posible, ya que coinciden con superficies de estratificación (SEGURET, 1972). Lo que sí se aprecia en las paredes de Pineta es un espesor anormalmente grande de las «areniscas de Marboré» comparado con el del cañón de Añisclo, que debe poder explicarse principalmente por acumulación repetitiva de serie.

Mas al E. de Añisclo, en un ojal que deja aparecer el Maestrichtiense (precipicio de Gurrundué) también aparecen fallas de este tipo que afectan a la parte baja del Paleoceno.

El anticlinal de Goritz, anteriormente mencionado, se prolonga hacia el O. hasta el pico Mondaruego, en donde se resuelve en una falla inversa de este tipo (SOLER, 1971; FLACHERE, 1977), bien visible en lo

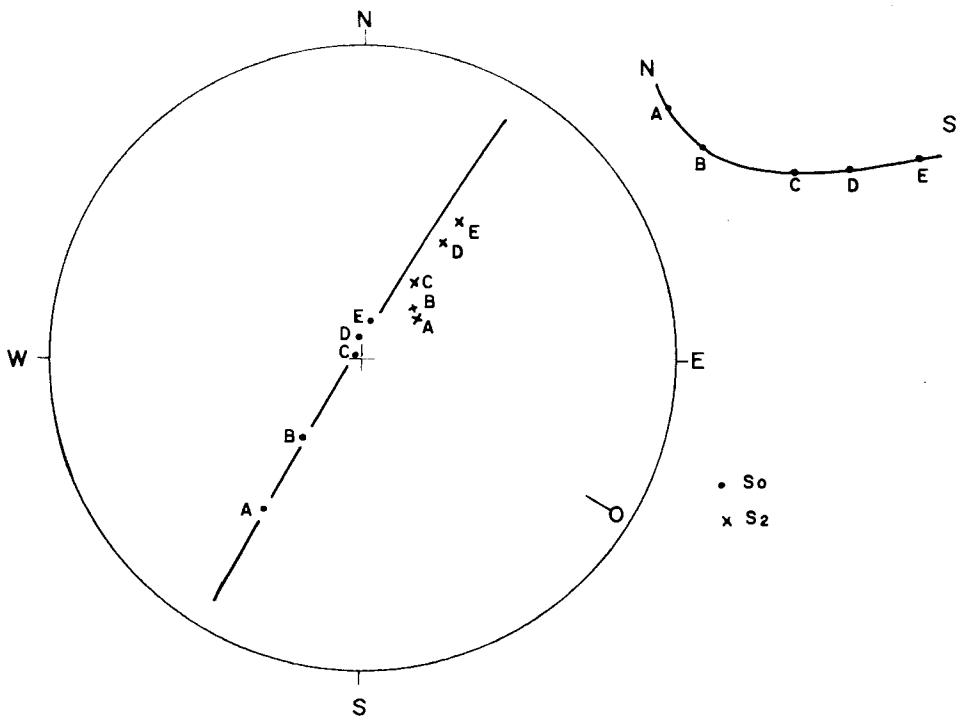


Figura 5. Sinclinal del collado de Goritz. S_0 , estratificación. S_2 , esquistosidad. A. B. C..., sucesivas estaciones. Proyección Wulff hemisferio superior.

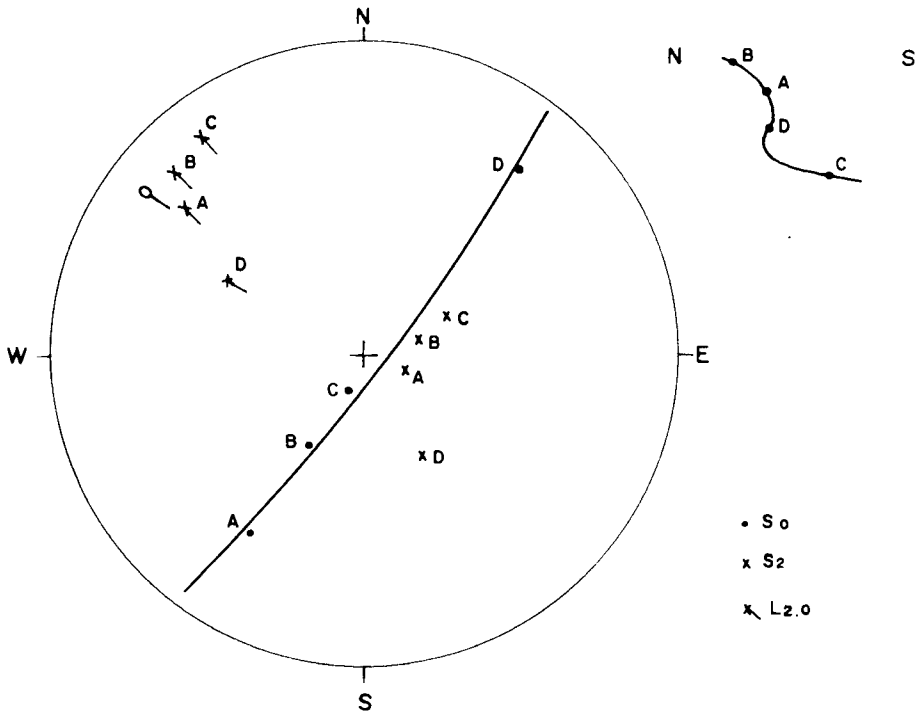


Figura 6. Sinclinal del Cuello Viceto. S₀, estratificación. S₂, esquistosidad. L_{2,0}, lineación de intersección. A. B. C..., sucesivas estaciones. Proyección Wulff hemisferio superior.

alto de la pared del valle del Ara. al SE. de San Nicolás de Bujaruelo.

El estilo de deformación descrito en este apartado (deslizamiento capa a capa en el Cretáceo mediante fallas inversas que pasan frontalmente a pliegues en el Paleoceno-Ilerdense) sugiere una causa gravitativa. Se sigue encontrando hacia el Oeste en general en todas las Sierras Interiores (Sierra Bernera, Peñaforca; SOLER, 1970 y 1971; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

3.2.8. Subunidades corridas en los macizos de Monte Perdido y Tres Marías

El dispositivo descrito anteriormente se acentúa en las partes altas del edificio tectónico y las fallas llegan a romper frontalmente la serie, provocándose el corrimiento de escamas.

Desde VAN DE VELDE (1963) se distinguen tres escamas superpuestas en el macizo de Monte Perdido, cuya geometría ha ido precisándose en sucesivas cartografías de otros tantos geólogos de las cuales la más reciente es la DE FLACHERE (1977).

En el interior de la Hoja de Broto nacen la primera (inferior) y segunda escamas.

La primera escama nace en la pared oriental de la cabecera del valle de Añisclo mediante la falla inversa, prolongación del anticlinal más alto de la ladera sur de Tres Marías. Ya en la pared occidental de Añisclo, la flecha de cabalgamiento es de unos 900 m. Hacia el O. se prolonga por la base de la Torre de Goritz (Morrón de Arrablo) hasta la extremidad occidental del macizo de Monte Perdido, donde pasa al aire.

La segunda escama nace mucho más en el E. (escama de Las Tres Marías). El pliegue anticlinal situado justo al S. del vértice Puntas Verdes evoluciona a falla inversa hacia el O. La flecha de cabalgamiento va aumentando hacia el O. hasta llegar a 1.100 m. (desplazamiento de la base del Paleoceno), en el lado oeste del collado de Añisclo. En este collado la erosión ha conservado un pequeño *klippe* de la escama. Más hacia el O. el contacto frontal se amortigua en un repliegue en la transversal del Monte Perdido (Hoja de Bujaruelo).

La tercera escama constituye isleos en las partes altas del Som de Ramond, Monte Perdido y Casco (Hoja de Bujaruelo).

3.2.9. Deformación de las superficies de corrimiento

Las superficies de corrimiento o fallas inversas relacionadas con el tipo de deformación descrito en los dos epígrafes precedentes están deformadas por pliegues posteriores a los cuales va ligada una esquistosidad de disolución o de fractura (S_4). Esto se observa de una manera

general en las Sierras Interiores desde el macizo de Monte Perdido hasta la zona de Hecho (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; SOLER, 1970). En el área de Gavarnie la esquistosidad corta el contacto mayor de base de la unidad de Monte Perdido y tiene una disposición cóncava con tendencia a devenir paralela a la superficie de corrimiento del mando de Gavarnie, por lo que sería contemporánea de éste (CHOU-KROUNE *et al.*, 1968 a, SEGURET, 1970).

En el interior de la Hoja de Broto hemos señalado en cartografía los ejes de antiformal y sinformas observadas en dichas superficies de cabalgamiento.

Así, la cuarta falla inversa de la cabecera de Añisclo (empezando a contar por abajo) está afectada por una sinforma y (si la falla se hace más al N. paralela a la estratificación) por una antiformal contigua que provoca una bóveda en las capas del Maestrichtiense.

La superficie de base de la escama de Las Tres Marías está en antiformal, como se deduce de las cotas de su contorno. Igualmente presenta una disposición antiformal la superficie de base de la primera escama del macizo de Monte Perdido, en su borde sur.

En el collado de Añisclo se inicia una sinforma cuyo flanco norte, en la hoja de Bujaruelo, llega a invertir la superficie de base de la primera escama (así como la estratificación del Maestrichtiense, en el cual se aloja) en la falda norte del macizo de Monte Perdido.

Igualmente, la superficie de corrimiento de base de la unidad de Monte Perdido (fondo de Ordesa) hacia el NO. aumenta su buzamiento sur y llega a estar invertida en la Peña Otal (hoja de Bujaruelo).

3.3. MECANISMO DE FORMACION DE LOS PLIEGUES N.-S. Y DEL ARQUEAMIENTO EN LA FASE MONTE PERDIDO

Desde la Peña Otal hasta el corte I-I' (restaurante de Ordesa), la flecha del desplazamiento de la unidad de Monte Perdido, con relación a su substrato la unidad de Gavarnie, aumenta desde 2 a 4 km. como mínimo (epígrafe 3.2.1). Ello supone un giro dextro de unos 15° como mínimo entre uno y otro punto.

La forma del arqueamiento de las directrices tectónicas en la unidad de Monte Perdido sugiere que el giro va aumentando a medida que nos desplazamos hacia el E. La diferencia entre las directrices tectónicas en la Peña Otal y en el anticlinal de Boltaña es de unos 75 grados. Sin embargo, este valor no puede ser considerado realmente en su totalidad como la cuantía del giro, ya que ello nos llevaría a desplazamientos prohibitivos para el extremo sur del anticlinal de Boltaña (SOLER, 1970).

Por otra parte los rasgos de la paleogeografía del *flysch* (epígrafe 2.4.1), supuestos originalmente paralelos entre sí, no autorizan a admitir una gran torsión posterior a la sedimentación (¿20 grados?).

SEGURET (1970) y SOLER (1971) explican los ejes N.-S. como resultado del desplazamiento relativo de la cuenca de Graus (unidad de Monte Perdido) con relación a la cuenca de Jaca (unidad de Gavarnie) (fig. 7). Los pliegues N.-S. del entorno de Boltaña, en lo esencial han nacido ya torcidos en la zona de desgarre potencial al nivel de la cobertera, la cual tiene un deslizamiento más importante en el E. que en el O. En relación con este movimiento se producen además fallas de distensión (SOLER, 1971) (epígrafe 3.2.5). Al mismo tiempo la unidad de Monte Perdido (cuenca de Graus) tiende a empujar y desbordar hacia el O., lo que explica las vergencias de los anticlinales de Boltaña y del río Vellos, así como el buzamiento, al E., de la esquistosidad N.-S. (La «dirección de transporte» contenida en el plano de esquistosidad —eje «a» de la deformación en cada punto— no sería la de máxima pendiente, sino una intermedia entre ésta y la horizontal.)

Si se compara el acortamiento de las capas del llerdense aflorante según transversales a las directrices tectónicas, una por Fanlo y otra al S. de Yeba, se puede ver que en esta última hay un acortamiento adicional de 2 km., lo cual supone un giro adicional de 10 grados en la parte externa del arco tectónico. Este arco se sigue manifestando en la Hoja de Bielsa por la esquistosidad norteada. La gran grieta de Salinas-Sín-Serveto inyectada de Triás sería la consecuencia de la distensión en la parte externa de dicho arco.

Hacia la parte interna del arco, el *flysch* presenta una incurvación de sus directrices tectónicas paralela a las de los materiales de facies plataforma de la unidad de Monte Perdido-Boltaña, y no se ve razón ni lugar adecuado para hacer salir a la superficie el contacto tectónico de base de la unidad de Monte Perdido.

Por otra parte, el acentuamiento del plegamiento en el *flysch* (vergenza oeste) hacia las partes más meridionales del arco indica una tendencia al cierre de éste mediante, en alguna medida, giro adicional de las directrices de previa disposición N.-S. El conjunto funcionaría, dada la previa verticalización de las capas, como un gran pliegue de eje vertical (flexión y deslizamiento según superficies de anisotropía verticales). Ello explicaría el nacimiento, en el flanco de este gran pliegue, de repliegues menores (de segundo orden) de eje vertical levógiros (zona de Jánovas, SOLER, 1970; zona al N. de Giral) como pliegues de arrastre, así como la producción de planos verticales N.-S. estriados levógiros (SOLER, 1970), de acuerdo con el sentido de deslizamiento entre superficies de anisotropía.

Posteriormente esta tendencia al cierre del arco se trasladaría hacia

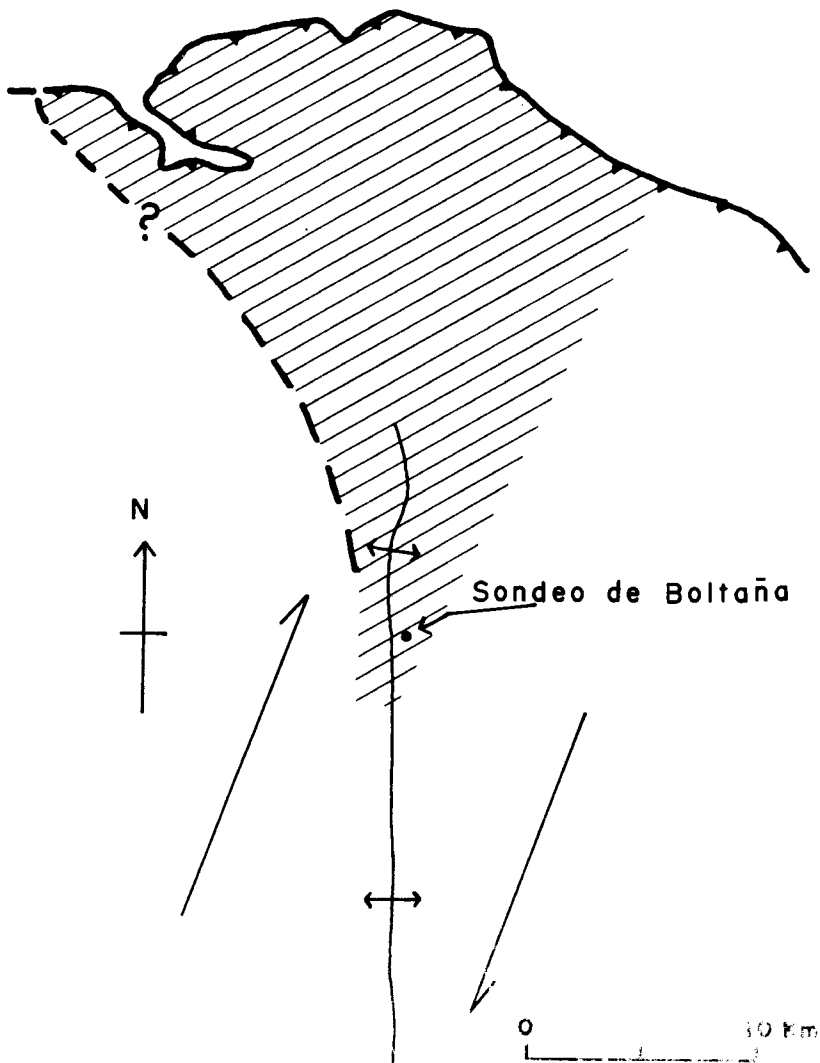


Figura 7. Esquema de la génesis del anticlinal de Boltaña (modificado de M. SOLER, 1970).

zonas más meridionales. lo cual explicaría la producción de los pliegues N.-S. (vergenza oeste) de las Sierras Marginales que persiste hasta entrado el Oligoceno (PUIGDEFABREGAS, 1975).

3.4. PROBLEMA DE LA AMORTIGUACION FRONTAL, EN EL *FLYSCH*, DEL DESPLAZAMIENTO DE LA UNIDAD DE MONTE PERDIDO

En el corte tectónico I-I' el desplazamiento de la unidad de Monte Perdido respecto a la unidad de Gavarnie es como mínimo de 4 km., tomando como referencia la base del Paleoceno. Hay otras estimaciones de este desplazamiento (10 km., VAN DE VELDE, 1967; 9 km., SEGURET, 1970; 8 km., SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970). que toman como referencia la base de las «areniscas de Marboré», que aflora en Ordesa y, dentro de la unidad de Gavarnie, entre el río Ara y el puerto de Bujaruelo. Sin embargo, no hay unanimidad entre los diferentes autores respecto a la estratigrafía de la unidad de Gavarnie en este último punto. Así, FLACHERE (1977) llega incluso a negar en su cartografía la existencia de las «areniscas de Marboré» en la banda de la unidad de Gavarnie entre el Ara y el puerto de Bujaruelo, que quedarían limitadas a la parte más próxima al río Ara. De esta manera el desplazamiento no tendría necesariamente que ser mayor de unos 4 km.

De todos modos, aún adoptando este valor conservador, el corte I-I' muestra cómo el *flysch* no es capaz de absorber tal desplazamiento. El acortamiento que sufre el *flysch* es 2.5 km. entre los puntos señalados A y B. Se necesita, por tanto, que el contacto tectónico de base de la unidad de Monte Perdido se prolongue hacia el Sur en profundidad, sin que ningún rasgo estructural más hacia el S. en el *flysch* indique su salida a la superficie (el cabalgamiento de Fiscal es posterior). En la construcción del corte hemos optado por introducir el contacto dentro del Cretáceo, a la búsqueda del Trías plástico, que tarde o temprano tiene que estar presente en profundidad y ha de constituir la suela óptima del deslizamiento. De esta forma la superficie de corrimiento a partir de un cierto punto pasa a ser definitivamente falla directa hasta llegar al Trías.

Esta modalidad no es nueva en la región, ya que anteriormente ha sido necesario recurrir a ella en relación con el contacto tectónico de base de la unidad de Gavarnie (SEGURET, 1970; SOLER, 1971), sumergiéndolo hacia el S. en el Trías hasta su salida en las Sierras Marginales.

El mismo problema se plantea, más acentuado, en la construcción del corte II-II'. El desplazamiento, que aquí es mayor, solamente puede ser absorbido en parte por la deformación del *flysch* y es preciso

prolongar hacia el S. la superficie de corrimiento en profundidad. Posteriormente, el contacto de base de la unidad de Gavarnie (φ_3) converge con el de la unidad de Monte Perdido (φ_2), como de hecho así afloran, un poco más hacia el E., en los alrededores de Bielsa.

En el corte I-I' falta por representar la superficie de corrimiento de la unidad de Gavarnie, que ha de estar por debajo de la del Monte Perdido y convergería con ésta más al S.

Las superficies de corrimiento cuando pasan a ser fallas directas pueden originar laguna tectónica, en profundidad, de ciertos términos de la serie cretáceo-paleocena o solamente cretácea («agujeros de la serie» en expresión coloquial de M. SOLER). La parte basal de una unidad corrida, en un cierto techo ha quedado atrás solidaria de la unidad tectónica infrayacente. La unidad así corrida viaja desprovista de ese trecho basal.

3.5. FASES TECTONICAS

A modo de resumen podemos destacar las etapas de emplazamiento de las diferentes unidades tectónicas, las fases correspondientes y su cronología.

- *Fase 1.* Emplazamiento de la unidad del Cotiella. *Klippe* de Castillo Mayor en la Hoja de Broto. Probablemente el *flysch* infrayacente acusa la llegada del manto con producción, hacia su base, de fallas horizontales estriadas (epígrafe 3.2.5). La edad no está firmemente establecida. Desde la nota de SOLER y GARRIDO (1970) se viene considerando como Cuisiense basal (LUTERBACHER *et al.*, 1973. SCHAUB, 1973) (antiguo Luteciense 1 de Garrido 1968). Sin embargo, por debajo del manto, algunas determinaciones en margas turbidíticas nos han dado (Hoja de Bielsa. RIOS *et al.*, 1979 b) *Globorotalia aff. spinulosa?*, *Globorotalia aff. bullbrooki*, *Globorotalia aragonensis* y probable *Truncorotaloides*. Asimismo en la Hoja de Broto (final del epígrafe 2.4.4) en bloques olistolíticos en capas que pertenecen a la serie infrayacente al *klippe* de Castillo Mayor se ha determinado una fauna que como la de la Hoja de Bielsa se ha atribuido a un problema Luteciense o al menos base del Eoceno medio (Cuisiense alto).
- *Fase 2.* Fase Monte Perdido. Deslizamiento hacia el SSO., de la cuenca de Graus, relativo a la cuenca de Jaca. En la zona de paso, superposición anormal de la unidad de Monte Perdido a la unidad de Gavarnie (en el N.), y formación del arco tectónico que llega a dar directrices N.-S. (esquistosidad S_2). Ocurre durante el

Eoceno medio (a partir del Luteciense medio?) hasta mediados del Biarritzense, si bien en zonas más meridionales el proceso puede persistir hasta comienzos del Oligoceno (pliegues N.-S. de las Sierras Marginales).

- Fase 3. Pliegues N. 120 E. en cascada de Goritz y Tres Marías y fallas tendidas asociadas. que llegan a producir escamas. Deformación de la esquistosidad S_2 . Localmente. en las partes más pronunciadas de los pliegues. aparece una esquistosidad de plano axial S_3 .

Estas estructuras se siguen encontrando hacia el O., en las Sierras Interiores. hasta la región de Hecho. sobrepasando ampliamente el dominio de la unidad de Monte Perdido.

- Fase 4. Deformación de las fallas tendidas de la fase 3. Esquistosidad S_4 , de plano axial de esta deformación, que buzando N. tiende a hacerse paralela al contacto de base de la unidad de Gavarnie y lógicamente es contemporánea con el emplazamiento de esta unidad. Este tipo de estructuras se siguen, igualmente, encontrando hasta muy al O., a lo largo de las Sierras Interiores.

Las fases que. por comodidad de exposición. hemos llamado 3 y 4 deben considerarse como dos subfases de la etapa de emplazamiento del manto de Gavarnie (unidad de Gavarnie). En esta etapa (epígrafes 3.2.7 a 3.2.9) el fenómeno de corrimiento se generaliza lateralmente sobrepasando el dominio donde tuvo lugar el deslizamiento de las anteriores unidades y ampliando éste. Así. la cuenca paleogena de Jaca participa también del corrimiento a la vez que el Cretáceo y Paleozoico de su borde N. normal. Es en todo este borde (Sierras Interiores) donde se manifiestan claramente. al nivel de la cobertura cretáceo-paleocena. normal. del Paleozoico de la unidad de Gavarnie. el tipo de deformación descrito como fases 3 y 4.

Si la cuenca de Jaca participa en el corrimiento de la etapa Gavarnie. es en su frente meridional (Sierras Marginales) donde debe buscarse la discordancia o discordancias que daten el movimiento. Es precisamente allí donde PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973) localizan. en el corte del río Gállego. dos discordancias ($\phi 3a$ y $\phi 3b$) en la serie molásica oligo-miocena en relación con los dos movimientos en que descomponen el proceso de formación de la compleja estructura que allí presenta el frente del manto (8 km. de acortamiento). La primera ($\phi 3a$). probablemente es prolongación de la discordancia progresiva que PUIGDEFABREGAS (1975) señala en su mapa hasta 14 km. al ONO. de Riglos y que tiene su punto de cambio del cislapamiento al traslapamiento (*offlapping* a *onlapping*) en el interior del Stampiense. Este primer movimiento probablemente es simultáneo con la discordancia progresiva

de Peña Oroel y San Juan de la Peña, que denota la simultaneidad de la sedimentación molásica, sobre el manto, con la formación de pliegues de amortiguación del desplazamiento internos al manto (SEGURET, 1970). El mismo significado tectónico y, probablemente edad, tiene el cabalgamiento de Fiscal-Oturia.

La segunda ($\phi 3b$) está fosilizada por los conglomerados superiores de Riglos (Aquitaniense) y es prolongación de la discordancia progresiva de Biel. A partir de este momento la sedimentación queda prácticamente relegada a la depresión del Ebro (PUIGDEFABREGAS, 1975).

Aunque no hay relación espacial inmediata entre las fases que llamamos 3 y 4 y las fases datadas por las discordancias $\phi 3a$, y $\phi 3b$ de PUIGDEFABREGAS y SOLER, se puede afirmar, sin demasiado riesgo a equivocarse, que son las mismas.

4. HISTORIA GEOLOGICA

El Cretáceo superior vino transgresivo directamente sobre el Paleozoico. No obstante a partir de un cierto punto hacia el S. quedó preservado el Triásico debajo del Cretáceo, ya que las facies arcillo-yesíferas afloran al S. en las Sierras Marginales y al E. en la región de Bielsa.

La serie del Cretáceo superior. como consecuencia de la tendencia a la elevación en la historia mesozoica de esta parte de la Cadena, tampoco está completa. Su base solamente aflora en la unidad de Gavarnie. donde el Santonense (¿superior?, GARRIDO, 1973) viene directamente sobre una delgada serie Cenomanense superior a Coniaciense, que a veces queda reducida al Cenomanense, como es el caso del rincón NE. de la hoja, y otras veces llega incluso a faltar por completo (SOUQUET, 1967, FLACHERE, 1977).

La sedimentación desde el Cretáceo al llerdense inferior corresponde a un medio de plataforma carbonatada con algunos tramos de facies costera.

Durante el resto del llerdense y Cuisiense basal, la sedimentación de plataforma corresponde a un medio algo más profundo y de menor energía, en el que dominan las micritas rítmicas más o menos arcillosas y las margas. El carácter margoso se acentúa hacia el N. a la vez que aparecen las primeras turbiditas (formación de Yeba; equivalente N. de la formación Metils).

Hasta aquí la sedimentación encaja en el cuadro de un medio marino de polaridad norpirenaica.

Después, se produce un movimiento general que hace desaparecer

hacia el O. (si es que se depositó) la serie del Ilerdense medio y superior y a continuación individualiza la formación del surco eoceno surpirenaico independientemente del surco norpirenaico. La parte axial de este sector de la Cadena empezaría a estar emergida.

En el surco se instala el *flysch* desde el Cuisiense (zona de *Globorotalia pentacamerata*, MUTTI *et al.*, 1972), mucho más potente en el O. que hacia el E., a donde se pasa a las facies de talud, y luego a las facies deltaico-transicionales del corte de Campo (formación Castigaleu, NIJMAN y NIO, 1975), situadas en su origen 20 km. relativamente más al N. (Dado que la edad de la formación Castigaleu en el corte de Campo es Cuisiense inferior, si se rejuvenece la edad del emplazamiento del manto del Cotiella a un Cuisiense bastante más alto que el basal, la formación Castigaleu tiene que formar parte del manto.)

El borde S. del surco *flysch* era un talud de erosión en lo alto del cual se iba depositando la caliza de la plataforma (caliza de Boltaña). Al mismo tiempo el *flysch* lo hacía en partes más bajas del talud. Este proporcionaba materiales olistolíticos.

El manto del Cotiella se emplaza después de que la sedimentación *flysch* está en marcha. Esto es indudable en el área del Castillo Mayor. La edad de la puesta *in situ* definitiva apunta por lo menos a un Cuisiense más bien alto (presencia de *Hantkenina* en el infrayacente) (epígrafe 2.4.4). pero la rareza de individuos. en algunos casos formas enanas. no permite afirmar ésto con absoluta seguridad.

Sin embargo, según la subdivisión del *flysch* en formaciones que hemos realizado, la historia del *flysch* «pre-Cotiella» era ya muy larga a juzgar por el espesor (1.500 m.) de la «serie basal al O.», inferior al conjunto Sierra Bolave-Mondiciero, conjunto presente en los afloramientos de las partes altas de Ordesa y Añisclo. que se prolongan hasta debajo de *klippe* de Castillo Mayor. Si comparamos la potencia de la «serie basal del O.» con lo exiguo de la serie comparable en el área de Castillo Mayor, no tendría nada de extraño según esa tendencia de la evolución de los espesores, que gran parte de la «serie tipo Bolave-Mondiciero» del O. fuera equivalente a la situada debajo del *klippe* de Castillo Mayor.

La llegada de la enorme masa del Cotiella ha tenido que reflejarse de alguna manera en la paleogeografía, es decir, en la sedimentación.

Si se piensa que la parte superior de la caliza de Boltaña es, por lo menos, un Cuisiense alto, la llegada de Cotiella habría coincidido (o lo habría precedido poco en el tiempo) con el desbordamiento hacia el S., sobre la caliza de Boltaña, de las facies turbidíticas laminares («serie barranco de Las Pardinetas»). Véase en la figura 2 que el espacio para el «cañón» queda prácticamente estrangulado entre el talud y el Castillo Mayor.

Posteriormente, y después de un período de tranquilidad subrayado por las margas de Cajol, hay una reactivación de las facies gruesas del *flysch*, progradantes hacia el O. y con desplazamiento del eje de subsidencia hacia el S. Este momento (¿al comienzo del Luteciense medio?) ha podido muy bien coincidir con el inicio del corrimiento de la unidad de «Monte Perdido-Cuenca de Graus», y consiguiente formación del anticlinal de Boltaña y otras estructuras N.-S., movimiento que persiste hasta el final del Eoceno medio, y en zonas más meridionales (Sierras Marginales) hasta principios del Oligoceno.

El corrimiento de la unidad de Gavarnie (Oligoceno superior-Aquitaniense), junto con las unidades anteriormente deslizadas (Manto de Gavarnie s. l.) va acompañado, en la parte N. de la hoja, por las estructuras de las fases tectónicas que hemos llamado 3 y 4. Simultáneamente se habría producido el cabalgamiento de Fiscal.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

Actualmente no existe ningún tipo de labor minera, ni hemos hallado referencias de que la hubiera en el pasado.

Tradicionalmente desde tiempos muy antiguos se vienen utilizando las areniscas del *flysch* eoceno como bloques de sillería, como puede verse en casi todas las construcciones de los núcleos de población. Se trata de una arquitectura popular bellamente integrada con el entorno paisajístico. Esta utilización está hoy prácticamente abandonada, ya que esos materiales han sido sustituidos por productos manufacturados menos estéticos pero más baratos.

En lo que concierne a la zahorra, grava y arena, hay posibilidades considerables en los depósitos aluviales más o menos aterrizados que ocupan los cauces de los ríos, fundamentalmente el Ara.

Por último, en lo que concierne a los hidrocarburos, y a raíz del descubrimiento de gas en Sabiñánigo, se han realizado durante 1979, por cuenta de ENI y CAMPSA, una campaña de perfiles de sismica en casi toda la superficie de la Hoja de Broto, así como en hojas limítrofes en el Eoceno. Los datos de geología de superficie deben incidir en la correcta interpretación estructural de los resultados de la sismica, así como en la definición de los tipos litológicos más idóneos y su evolución lateral.

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. (1956): «Datos sobre la geología del valle de Añisclo (Huesca), en *Extrait des Actes du II Congrès International d'Etudes Pyrénéennes*; t. 2. section 1. 15-22. Luchon-Pau. 1954.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1951): «Estudio geológico de la zona Subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales» en *I Congreso Internacional del Pirineo del Instituto de Estudios Pirenaicos (C.S.I.C.) en Geología-3*, núm. 58, 1-28, Zaragoza.
- ALMELA, A.; RIOS, J. M. y ALASTRUE, E. (1957): «Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca». (E 1/200.000) IGME. 1-253. Madrid.
- ALMELA, A.; GALVEZ-CAÑERO, A. y RIOS, J. M. (1958): *Mapa geológico de España*, E. 1:500.000. primera serie. hoja núm. 211. Boltaña. IGME.
- BOUMA, A. H. (1962): «Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation», en *Elsevier Publ. Cie.*, 1-168, Amsterdam - New York.
- BRESSON, A. (1903): «Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées - Haute Chaine», en *These doct. Sc. Nat.*, Paris.
- CARBAYO, A.; LEON, L., y PUIGDEFABREGAS, C. (1974): *Mapa geológico de España 1:50.000*, segunda serie, Hoja 27-7 Ochagavía. IGME.
- CAREZ, L. (1904): «Sur la cause de la présence du Crétacé supérieur a de grandes altitudes sur les feuilles de Luz et d'Urdos», en *Bull. Soc. Géol.*, quatrième série. t. 4. 77-84. France.
- CARO, Y. (1973): «Contribution a la connaissance des dinoflagelles du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles». en *Rev. Españ. Micropal.*, vol. 5, 329-372.
- CARO, Y.; LUTERBACHER, H.; PERCH-NIELSEN K.; PREMOLI, I.; RIEDEL, V. R., y SANFILIPPO, A. (1975): «Zonations des Paleocene superieur et de l'Eocene inferieur a l'aide de microfossiles pelagiques», en *Bull. Soc. Géol.*, septième serie, núm. 2, t. 17, 2-125, France.
- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, CL.; SEGURET, M., y MATTAUER, M. (1968 a): «Sur l'extension, le style et l'age de la mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)», en *C.R.Acad., Sc.*, vol. 266, 1360-1363.
- CHOUKROUNE, P.; SEGURET, M., y MATTAUER, M. (1968 b): «Sur quelques caracteres géométriques de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)», en *C. R. Acad. Sc.* vol. 267. 2088-2091.
- CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M. (1973): «Carte structurale des Pyrénées». Univ. de Montpellier y ELF-ERAP.

- CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M. (1973 b): «Tectonics of the Pyrenees: Role of Compression and Gravity», en *Gravity and Tectonics*, dirigido por K. A. De Jong y R. Scholten, ed. John Wiley, 141-156.
- CHOUKROUNE, P.; MATTAUER, M., y RIOS, L. M. (1980): «Estructura de los Pirineos». excursión núm. 43 C. 26.º Congreso Geológico Internacional, en *Bol. Geol. y Min.*, t. 91-1.º, 213-248.
- DALLONI, M. (1910): «Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon», en *Ann. Fac. Sc.*, vol. XIX, 1-436, Marseille.
- DEL VALLE, J.; SANCHEZ CARPINTERO, J., y PUIGDEFABREGAS, C. (1974): *Mapa geológico de España 1:50.000*, segunda serie, Hoja 27-8 Navascués. IGME.
- DUCASSE, O. (1972): «Les ostracodes de la coupe de Campo (Province Huesca. Espagne)». en *Rev. Esp. Micropal.*, núm. 30. 273-289.
- FERRER, J.; LUTERBACHER, H. P.; MUTTI, E., y ROSELL, J. (1971): «El Paleogeno marino de la región de Tremp (Cataluña)». I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, sección 1, en *Geología*, 2, 813-827.
- FERRER, J.; LE CALVEZ, Y.; LUTERBACHER, H., y PROMOLI, I. (1973): «Contribution a l'étude des foraminifères ierdiens de la région de Tremp (Catalogne)», en *Mém. Mus. Nat. Hist. nat.*, s.c., t. 29, 1-80.
- FLACHERE, H. (1977): «La Nappe du Mont Perdu et ses relations avec la Nappe de Gavarnie (Parc national des Pyrénées occidentales, Parque Nacional de Ordesa)». These troisième cycle, 1-88, Toulouse.
- GARRIDO, A. (1968): «Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanúe (Sta. Liestra) y las formaciones superiores del Eoceno (Extremo occidental) de la cuenca de Graus-Tremps, Pirineo Central, provincia de Huesca», en *Acta Geol. Hisp.*, 3 (2), 39-44.
- GARRIDO, A. (1973): «Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central». Tesis doctoral. 1-395. Granada.
- GARRIDO, A., y RIOS, L. M. (1972): «Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica. prov. de Huesca y Lérida)». en *Bol. IGME*, t. 83-1. 1-47.
- HAAF, E. ten. (1966): «Le flysch Sud-Pyrénéen de long du rio Ara (Huesca)», en *V Congr. Intern. Est. Pirenaicos*, Jaca (Pamplona), 143-150. Pirineos 81-82.
- HAAF, E. ten., VOO, R. van der, y WENSINK, H. (1971): «The S-External Pyrenees of Huesca», en *Geol. Rundschau*. 60, 3, 996-1009.
- HILLEBRANDT, A. von (1962): «Das Alttertiär im Mont-Perdu-Gebiet, en *Ecl. Geol. Helv.*, 55, 285-295.
- HILLEBRANDT, A. von (1965): «Foraminiferen-Stratigraphie im Alttertiär von Zumaya (Provinz Guipuzcoa, NO.-Spanien) und ein Vergleich

- mit andesen Thetys-Gebieten», en *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math-natw. Kl., N. F.*, núm. 123. 1-62.
- HILLEBRANDT, A. von (1964): «El terciario bajo de la zona del Monte Perdido (Huesca), en *Notas y Comunicaciones IGME*, núm. 73 pp. 61-98.
- HOTTINGER, L., y SCHAUB, H. (1960): «Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Ilerdien und Biarritzien», en *Ecl. Geol. Helv.*, 53 (1), 453-479.
- IGME (1972): *Mapa geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la cartografía existente, hoja núm. 23, Huesca.
- JACOB, CH. (1927): «La structure du Turbon, du Cotiella et du Castillo Mayor en Haut Aragon», en *C.R. somm. Ac.*, t. CLXXXV, 787-788.
- JEURISSEN, G. F. J. (1969): «Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary between the rio Aragon Subordan and the río Gallego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)», en *Geológica Ultraiectina*, 10, 2, 1-71.
- KAPPELLOS, C., y SCHAUB, H. (1973): «Zur Korrelation von Biozonierungen mit Gross foraminiferen und Nannoplankton im Paläogen der Pyrenäen», en *Ecologae geol. Helvetiae*, vol. 66, 687-737.
- KRUIT, C., y BROUWER, J. (1971): «Investigaciones sobre la geología sedimentaria de la cuenca sur-pirenaica». en *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, sección 2, 213-224.
- LUNSEN, H. (1970): «Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, Province of Huesca». Thesis Utrecht, en *Geologica Ultraiectina*, 16, 285-295.
- LUTERBACHER, H. (1969): «Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées Méridionales)», en *Mémoires du B.R.G.M.*, 69, 225-232.
- LUTERBACHER, H. (1973): «La sección tipo del piso Ilerdense». XIII Coloquio europeo de micropaleontología, 18-27 sept. 1973, C.N.G. ENADIMSA, 113-140.
- LUTERBACHER, H.; FERRER, J., y ROSELL, J. (1973): «El Paleógeno marino del NE. de España», en *XIII Coloquio europeo de micropaleontología*, 18-27 sept. 1973. C.N.G. ENADIMSA. 29-62.
- MAJESTE-MENJOUAS, C. (1979): «Evolution alpine d'un segment de chaine varisque. Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-montsgentiane. Pyrénées centrales et occidentales», *Tesis de Estado*, 1-343, Toulouse.
- MALLADA, L. (1881): «Descripción física y geológica de la provincia de Huesca», en *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, vol. 15, 1-439.
- MARGERIE, E. de (1887): «Notes géologiques sur la région du Mont Perdu», en *Annu. Club. alpin fr.*, 13, 609-625.

- MARTI BONO, CARLOS E. (1978): «Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental», en *Estudios Geográficos*, núm. 153, nov. 1978, 473-493.
- MATTAUER, M. (1968): «Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne». en *Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. 10, f. 1, 3-12.
- MENGAUD, L. (1939): «Etudes géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont Perdu», en *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XL, núm. 199, 197-223.
- MIROUSE, R.; LUCAS, C., y RIOS, L. M. (1980): «Corte geológico pedestre Norte-Sur en el Pirineo Central». Excursión núm. 41. A 26.º Congreso Geológico Internacional, en *Bol. Geol. y Min.*, t. 91-I, 143-178.
- MISH, P. (1934): «Geologie der mittleren sudpyreeneen», en *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, t. III, H. 12, 1597-1764.
- MISCH, P. (1934): «Der Bauder mittleren Südpirenäen», mit 6 Tafeln und 51 Abh, Abh der Ges. der Wiss. zu Göttingen, math-phys, III F, H. 12, 1-68, en *Publ. extranj. sobre Geol. Esp.*, vol. 4, 7-180, 1948.
- MUTTI, E. (1974): «Turbiditas de suprafan en el Eoceno de los alrededores de Ainsa (Huesca)». *Acta del VII Congreso del Grupo Español de Sedimentología*, 67-71.
- MUTTI, E. (1977): «Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees. Spain). *Sedimentology* 24, 107-131.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H. P.; FERRER, J., y ROSELL, J. (1972): «Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale subpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)», en *Mem. Soc. Geol. Ital.*, XI, 391-416.
- MUTTI, E., y JOHNS, D. R. (1978): «The role of sedimentary by-passing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho group system (south-central Pyrenees)», en *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 18, 15-22.
- NIJMAN, W., y NIO, S. D. (1975): «The Eocene Montañana delta (Tremp-Graus Basin, provinces of Lerida and Huesca, Southern Pyrenees, N-Spain)», en *Sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin* (por J. ROSELL y C. PUIGDEFABREGAS). parte B. 1-19. IX Int. Congr. Sedim.. Field Trip 19. Nice-75.
- PARKER, J. R. (1977): «Sables de mer profonde». Traduction par F. Coumes. en G. D. HOBSON. «Nouveaux aspects de la géologie du pétrole». ed. SCM. 129-148. Paris. 1980.
- POSTUMA, J. A. (1964): «Manual of planktonic foraminifera. Part II, Lower Tertiary (Paleocene-Eocene)», Bataaese Internationale Petroleum Maatschappij N. V. Shell, Exploration an Production, La Hague.

- POSTUMA, J. A. (1971): «Manual of planktonic foraminifera», Elsevier, 1-420, Amsterdam.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975): «La sedimentación molásica en la Cuenca de Jaca», en *Tesis Universidad de Barcelona, Revista Pirineos Monografía* núm. 104, 1-203.
- PUIGDEFABREGAS, C., y SOLER, M. (1973): «Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca)», 109, 5-15, Pirineos.
- PUIGDEFABREGAS, C.; RUPKE, N. A., y SOLE SEDO, J. (1975): «The sedimentary evolution of the Jaca Basin». En *Sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin* (by J. Rosell and C. Puigdefábregas), en *I.A.S., IX Int. Congr. Sedim., Field Trip 19, part C*, 1-33, Nice.
- RAMBACH, J. M., y DERAMOND, J. (1979): «Constant thickness overthrust on a visco-plastic sole», en *Tectonophysics*, 60, t. 7-t. 16.
- RIOS, J. M. (1956): «El Sistema Cretáceo en los Pirineos de España», en *Mem. IGME*, t. LVII, 1-128.
- RIOS, L. M.; LANAJA, J. M.; BELTRAN, F. J.; RIOS MITCHELL, J. M., y MARIN, F. J. (1979): «Mapa geológico de España 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-8 Liena». *IGME*.
- RIOS, L. M.; LANAJA, J. M., y RIOS MITCHELL, J. M. (1979 b): «Mapa geológico de España 1:50.000. Segunda serie. Hoja 31-9 Bielsa». *IGME*.
- ROUSSEL, J. (1904): «Tableau stratigraphique des Pyrénées». en *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. 15, núm. 97, 1-119.
- RUPKE, N. A. (1969): «Aspects of bed thickness in some Eocene turbidite sequences, Spanish Pyrenees», en *J. Geol.*, 77, 482-484.
- RUPKE, N. A. (1972): «Geologic studies of an Early and Middle Eocene flysch formation, south-western Pyrenees, Spain», en *Thesis*, Princeton University, 1-208.
- RUPKE, N. A. (1976 a): «Large-scale slumping in a flysch basin, south-western Pyrenees», en *J. Geol. Soc. Lond.*, 132.
- RUPKE, N. A. (1976 b): «Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees», en *Sedimentology*, 23, 43-65.
- RUTTEN, M. G. (1955): «Nota preliminar sobre la geología de los Pirineos de la provincia de Huesca», en *Est. Geol.*, núm. 35, 19-26.
- SCHAUB, H. (1966): «Ueber die Grossforaminiferen in Unteresscaen von Campo (Ober-Aragonien)», en *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 59, núm. 1, 355-377.
- SCHAUB, H. (1973): «La sección de Campo (provincia de Huesca)». XIII Coloquio europeo de micropaleontología, 18-27 sept. 1973, C.N.G. ENADIMSA, 151-170.

- SEGURET, M. (1970): «Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». Tesis doctoral Montpellier, en *Publ. Ustela, Série Géol. Struct.*, núm. 2, 1-160, 1971.
- SELZER, G. (1934): «Geologie der Süpyrenäischen Sierren in Oberarragonien», en *Neues Jb. Geol. Paläont. Min., BB.*, Abt. b, 370-406.
- SITTER, L. U. de (1956): «A cross-section through the central Pyrénées», en *Geol. Rdsch.*, 45, 214-233.
- SOLER, M. (1970): «Etude géologique du haut Aragon occidental», *Informe interno S.N.P.A.*, Pau.
- SOLER, M. (1971): «Estudio Geológico de la parte occidental de la cuenca de Graus-Tremp». *Informe interno ENPASA*, núm. 205.
- SOLER, M. (1972): «Carte géologique des Pyrénées en quatre feuilles E. 1:250.000. Feuilles de Luz y Foix». Société National des Petroles d'Aquitaine.
- SOLER, M., y GARRIDO, A. (1970): «La terminación occidental del manto de Cotiella», en *Rev. Pirineos*, Año XXVI, núm. 98, 5-12.
- SOLER-SAMPERE, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970): «Líneas generales de la geología del Alto Aragón occidental», *Pirineos*, núm. 96, 5-20.
- SOUQUET, P. (1967): «Le Cretacé superieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre», en *These Sciences Univ.*, Toulouse, 1-529.
- SOUQUET, P.; PEYBERNES, B.; BILOTTE, M., y DEBROAS, E. J. (1977): «La chaîne Alpine des Pyrénées», en *Géol. Alp.*, t. 53, 193-216.
- VELDE, E. J. van de (1967): «Geology of the Ordesa region», en *Estud. Geol. Inst.*, Mallada. 23. 163-201.
- WILCOXON, J. A. (1973): «Paleogene calcareous nannoplankton from Campo and Tremp sections of the Ilerdian stage in NE-Spain», en *Rev. Esp. Micropaleont.*, vol. 5. 107-112.