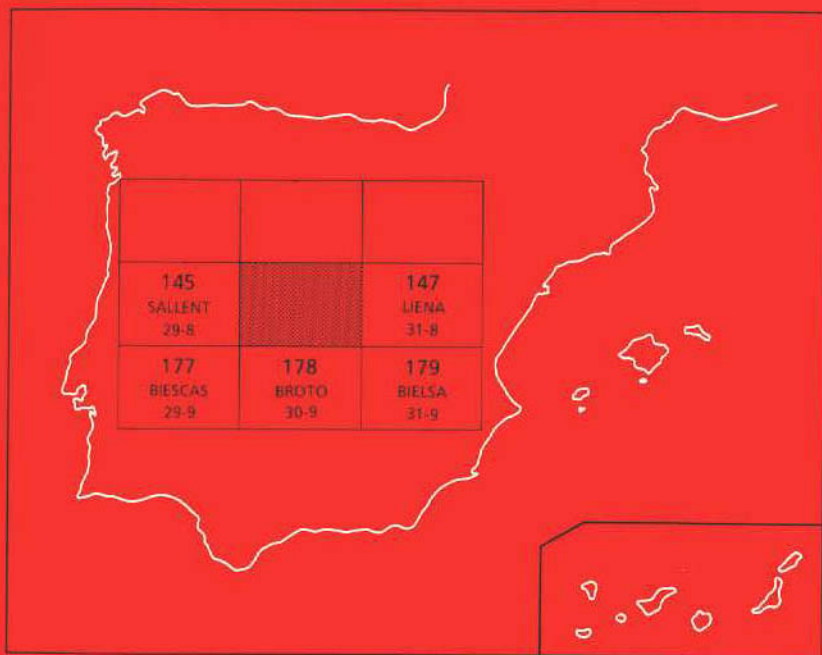




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BUJARUELO

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BUJARUELO

Primera edición

MADRID, 1989

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

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 la Universidad Politécnica de Madrid, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, a cargo de D. Antonio Barnolas.

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

Luis María Ríos Aragüés, Dr. Ingeniero de Minas.

José Miguel Galera Fernández, Ingeniero de Minas.

Daniel Baretino Fraile, Ingeniero de Minas.

Los estudios de macro y micropaleontología, así como sedimentología en microfacies, han sido realizados por la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la ETSIM de Madrid.

Los levigados y estudios de conodontos fueron hechos por Susana García López, de la Universidad de Oviedo.

Las muestras de petrología han sido estudiadas por la Cátedra de Mineralogía y Petrología de la ETSIM de Madrid.

El trabajo fue presentado en el ITGE en 1987.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero 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.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Fotocomposición: Laxes, S. A.

Imprime: Gráficas Marte, S. A.

Depósito legal: M-34.562-1990

NIPQ: 232-89-010-E

INDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCION	7
0.1. Rasgos geológicos y geográficos	7
0.2. Antecedentes	8
1. ESTRATIGRAFIA	8
1.1. Zócalo autóctono	8
1.2. Silúrico	9
1.2.1. Pizarras ampelíticas (9)	9
1.3. Devónico	9
1.3.0. Generalidades	9
1.3.1. Pizarras y calizas (10)	10
1.3.2. Caliza de pátina blanca. «Dalle» (11)	10
1.3.3. Pizarras (13)	11
1.3.4. Calizas de pátina amarilla (14). Pizarras y calizas indiferencia- das (12)	11
1.3.5. Pizarras con microrritmos (17). Intercalaciones de caliza (16). Tramo intercalado de cuarcitas y pizarras (15)	12
1.3.6. Calizas de Gabiedou (18)	13
1.3.7. Caliza del pico La Canau (19)	14
1.3.8. Pizarras y pasaditas calcáreo-arenosas (23)	15
1.3.9. Cuarcitas y pizarras. Serie «De Sia» (20)	16
1.3.10. Calizas de plana de Alba (21)	16
1.3.11. Pizarras y cuarcitas verdes. «Green formation» (22)	17
1.3.12. Calizas masivas arrecifales (25)	17
1.4. Carbonífero	19
1.4.1. Calizas no diferenciadas (24)	19
1.4.2. Calizas (26)	20
1.4.3. Grauvacas y pizarras. Facies Culm (27)	21
1.5. Pérmico	22

1.5.1. Brechas (28)	22
1.6. Triásico	22
1.6.1. Areniscas y lutitas rojas (29)	22
1.6.2. Dolomías tableadas (30)	23
1.7. Cretácico superior	23
1.7.1. Calizas de pátina gris claro (31)	23
1.7.2. Calizas arenosas ferruginosas. Maciños (32)	24
1.7.3. Calizas con hippurites (33)	24
1.7.4. Calizas arenosas y areniscas. «Areniscas de Marboré» (34)	25
1.8. Terciario	25
1.8.1. Dolomía tableada (35)	25
1.8.2. Caliza masiva. Areniscas calcáreas (36)	26
1.8.3. Margas (37)	26
1.8.4. Caliza con sílex. Areniscas (38)	26
1.8.5. Margas de Millaris (39)	26
1.8.6. Serie turbidítica basal del oeste (40)	27
1.8.7. Serie turbidítica, tipo sierras Bolavé-Mondiciero (41)	27
1.9. Cuaternario	27
1.9.1. Morrenas (42)	27
1.9.2. Derrubios de ladera (43), aluvial (45), coluvial (44), conos de deyección (46)	27
2. TECTONICA	28
2.1. Unidades principales	28
2.2. Subunidades en el paleozoico del manto de Gavarnie	29
2.3. Tectónica hercínica	31
2.4. Tectónica alpina	33
2.4.1. Marco general	33
2.4.2. Estructuras en los materiales alpinos	38
2.4.3. Estructuras en los materiales hercínicos	41
3. GEOMORFOLOGIA	45
3.1. Paleozoico	45
3.2. Sierras interiores	46
3.3. Modelado glaciar	46
4. PETROGRAFIA	47
4.1. Petrografía metamórfica	47
4.1.1. Metamorfismo regional	47
4.1.2. Metamorfismo de contacto	47
4.1.3. Migmatitas (6)	49

	<i>Páginas</i>
4.2. Petrografía ígnea	49
4.2.1. Vulcanitas	49
4.2.2. Granitoides	49
4.2.2.1. Granito de Bielsa (1)	49
4.2.2.2. Granitoide de Cauterets-Panticosa	49
5. HISTORIA GEOLOGICA	52
6. GEOLOGIA ECONOMICA	54
6.1. Minería y canteras	54
6.2. Hidrogeología	54
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO	56
8. BIBLIOGRAFIA	57

0. INTRODUCCION

0.1. RASGOS GEOLOGICOS Y GEOGRAFICOS

La Hoja de Bujaruelo se encuentra a caballo entre la llamada zona Axial pirenaica, en donde aparece el basamento correspondiente a los materiales del ciclo hercínico, y la zona Sur-pirenaica, constituida por la serie sedimentada y deformada durante el ciclo alpino. Desde el punto de vista geográfico se sitúa en la vertiente sur de la cordillera pirenaica.

En la Hoja intervienen las siguientes unidades estructurales de la tectónica pirenaica:

— Autóctono de Gavarnie-Héas.

— Manto de Gavarnie constituido por la unidad de Gavarnie *s. str.* y la unidad de Monte Perdido.

Los materiales hercínicos del autóctono de Gavarnie-Héas se componen de esquistos cuarcíticos, cuarcitas, neises, migmatitas, algunos granitos de anatexia, algunos melanogabros y algunos apuntamientos intrusivos de rocas ultrabásicas (P. DEBAT, 1965, 1984). Sobre ellos viene estratigráficamente discordante una delgada serie de mesozoico constituida por caliza del Cretácico superior y a veces areniscas rojas del Trías. En la parte española esta unidad asoma en la pequeña ventana del circo de La Larri y ampliamente al E de la Hoja, en lo que es el área perteneciente al granito de Bielsa.

La unidad alóctona de Gavarnie tiene una parte constituida por Paleozoico que aflora ampliamente en el interior de la Hoja en dos áreas. La primera de ellas pertenece a la cuenca alta del río Ara y afluentes, siendo el imponente macizo de Vignemale (3.303 m) el rasgo geográfico más espectacular, aparte de los contrafuertes de los macizos granodioríticos de Panticosa y Cauterets en la cabecera del río Ara. La segunda área es el rincón SE de la Hoja, al N del valle de Pineta. Los límites norte y oriental de esta segunda área de Paleozoico alóctono son abruptos y corresponden a las paredes de los circos de Troumouse y Barrosa, respectivamente, en el fondo de los cuales aparece el autóctono.

Los materiales del ciclo alpino son esencialmente calcáneos en el interior de la Hoja y presentan laguna estratigráfica del Triásico, Jurásico y Cretácico inferior. Forman parte del manto de Gavarnie, pudiéndose distinguir aquellos pertenecientes a la unidad de Gavarnie *s. str.* y solidarios con

el Paleozoico de esta unidad y aquellos otros pertenecientes a la unidad de Monte Perdido, suprayacente tectónicamente a la unidad de Gavarnie y que forman la magnífica orografía del macizo de Monte Perdido: picos de Tallón (3.144 m), El Casco (3.007 m), Marboré (3.250 m), Cilindro (3.335 m), Monte Perdido (3.355 m), Soum de Ramond (3.254 m), etc. Estas cumbres están alineadas paralelamente a la Cadena y pertenecen a un segmento de la sierra surpirenaica profundamente surcado por el río Ara. Al oeste del río Ara dicha sierra se prolonga por el pico Fenez (2.524 m) y Peña de Otal (2.709 m). El esqueleto de todos estos relieves, en los materiales alpinos, es la caliza del Terciario basal que suele coronar los escarpes nortes de la sierra tallados en areniscas calcáreas del Cretácico superior.

En el ángulo suroeste de la Hoja aparecen terrenos pertenecientes al *flysch* eoceno de la cuenca de Jaca, los cuales prolongan hacia arriba estratigráficamente el manto de Gavarnie.

0.2. ANTECEDENTES

En la documentación bibliográfica reciente hay que destacar las tesis de JOSEPH (1973), MOREAU (1975) y MAJESTE-MENJOULAS (1979), en los terrenos paleozoicos del manto de Gavarnie.

Para los materiales mesozoicos y terciarios de la unidad de Monte Perdido se han consultado las tesis de SOUQUET (1967) y FLACHERE (1977), así como la cartografía de M. SOLER (1971).

Hay que destacar los trabajos de DEBON (1972, 1980) y de DEBAT (1965), sobre el granito de Cauterets-Panticosa y del zócalo metamórfico, respectivamente.

Se ha contado, asimismo, con los trabajos de geólogos holandeses: de WENSICK (1962) en el Paleozoico de los ríos Gállego y Ara, de VAN DE VELDE (1964) en la zona de Ordesa y de VAN LITH (1965) en la zona oriental de la Hoja.

Ha sido de gran utilidad la información recogida durante diversos campamentos para Prácticas de Geología de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid (L. M. RIOS, *et al.*, 1982, 1983 y 1986) y F. BODEGA y L. M. RIOS (1980), así como los datos recopilados de los antiguos campamentos que tuvieron como base Torla y Bielsa.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. ZOCALO AUTOCTONO

Nos referimos al infrayacente tectónico del manto de Gavarnie, que ha sido estudiado por P. DEBAT (1965) en la ventana de Gavarnie-Héas. En la leyenda de la Hoja figura con el símbolo genérico M. Son formaciones en su mayoría metamórficas (neises, etc.) que originalmente corresponderían a una serie de areniscas feldespáticas alternantes con filitas y con algún tramo de caliza probablemente hacia la parte alta. En ellas llega a presentarse el fenómeno de migmatización, llegando a producirse anatexitas (granitos con cordierita, etc.). El fenómeno térmico vendría inducido por la venida de rocas ultrabásicas y básicas (zona de Glorietes) (P. DEBAT, 1984) de origen muy profundo.

El granito foliado del valle de Ossoue, al N del pico Secres (símbolo E* en la leyenda), lo interpre-

tamos como perteneciente al zócalo e involucrado en la base del cabalgamiento de Secres (ver capítulo de tectónica).

El zócalo autóctono ocupa el fondo del circo de Troumouse y un poco más hacia el E, al otro lado del alóctono de La Munia, se prolonga por la migmatitas de Barroude, que pasan lateralmente a la serie terrígena del Cambrodevónico del N del granito de Bielsa. Por lo tanto, la serie original del zócalo autóctono de Gavarnie-Héas probablemente pertenece al Cambrodevónico.

Dentro de la Hoja de Bujaruelo y en la parte española, aparte del autóctono de Bielsa que aflora en el borde oriental, este zócalo metamórfico aparece en el interior de la ventana de La Larri ($\psi 6$: migmatitas) y lo describiremos en el capítulo de petrología.

1.2. SILURICO

1.2.1. Pizarras ampelíticas (9)

Son pizarras negras grafitosas con piritita, fisibles, muy tectonizadas en general, ya que, por su comportamiento plástico se suelen presentar como suela del Paleozoico del alóctono de Gavarnie, aunque a veces lo reducido de su potencia (1-2 m) no permite su diferenciación cartográfica.

También aflora en algunos apuntamientos del valle de Otal, en el rincón suroeste de la Hoja, con niveles asociados de caliza negra fosilífera con Orthocerátidos (*Michelinoceras timidium*) y Cardiolas. Esta caliza fosilífera, hacia el techo de las pizarras ampelíticas, suele estar presente en otras partes contiguas del Pirineo (DEGARDIN, 1977, 1978; DEGARDIN y PARIS, 1978) y se le asigna una edad Ludlowense en su mayor parte.

En el mismo contexto que los afloramientos del valle de Otal, el Silúrico aflora, un poco más hacia al norte, en la montaña del Año donde contiene (WENSINK, 1962): *Monograptus sp.*, *Orthoceras annulatum* SOW, *Cyrtoceras bayle* BARR, *Cardiola interrupta* SOW, *Antipleura bohemica* BARR.

1.3. DEVONICO

1.3.0. Generalidades

Como en otras zonas próximas del Pirineo español (L. M. RIOS, 1977; L. M. RIOS *et al.*, 1979, 1983) se puede considerar en el Devónico a grandes rasgos un episodio en la parte inferior, de sedimentación predominantemente carbonática en el que se incluye un nivel de caliza de aspecto masivo en el paisaje al que BRESSON (1903) denominó «la Dalle».

Sigue un conjunto potente con abundancia de terrígenos en el que puede haber niveles de caliza intercalados de facies diversas. La mitad superior de este conjunto puede presentarse con el aspecto rítmico de cuarcitas, propio de la serie de Sía.

Al final del Devónico hay un retorno a las facies carbonáticas generalizadas, las cuales persisten en el tramo calcáreo basal del Carbonífero. La base del Carbonífero está subrayada por una

discontinuidad tras la cual viene el nivel de lidades tournaisienses. Esta discontinuidad puede representar una laguna más o menos importante de la parte alta del Devónico.

Nos ha parecido útil mantener para las unidades del Devónico la simbología de los trabajos de los geólogos de Leiden en regiones más orientales, según la correlación que es factible hacer con las de nuestra Hoja. El subíndice de la letra D indica un orden de antecendencia sin pretender darle una equivalencia de piso. El superíndice en letra mayúscula es la primera letra del paraje donde se le ha asignado nombre a la unidad considerada, o bien, si es una minúscula, hace referencia a la primera letra de determinada litología característica.

Desde el punto de vista estructural hemos distinguido en el Paleozoico superior diversas unidades (ver esquema estructural en el margen de la Hoja). En la descripción del Devónico nos atenderemos a esa distinción cuando las sucesivas unidades litoestratigráficas consideradas, o su equivalente, tengan características muy diferentes de una unidad a otra.

Los valores de espesores que se dan para los sucesivos tramos son solamente a título estimativo de su orden de magnitud, dada la gran variabilidad de las potencias, que puede ser debida a causas tectónicas (engrosamiento de charnelas, estiramiento de flancos, etc.).

1.3.1. **Pizarras y calizas (10)**

Es una alternancia (dm a m) de calizas gris oscuro, a veces con artejos de crinoides, y pizarras gris oscuro a veces algo calcáreas. Corresponde a la facies que en Francia se denomina informalmente como «barregienne». Por el oeste se corresponde con la formación Mandillar del valle de Tena (VALERO, 1974). Por el este con la formación Rueda, de la serie tipo Sierra Negra, más allá de Benasque (MEY, 1967, 1968).

Las potencias son de unos 200 m en el área de Otal, unos 350 m en el núcleo del anticlinal del Vignemale y unos 250 m en el área de La Munia en la parte oriental de la Hoja.

La macrofauna es muy escasa (algunos trilobites y braquiópodos, DALLONI, 1910; VALERO, 1974) y no permite la datación precisa de esta formación, si bien en cualquier caso hay que incluirlas en el Devónico inferior.

El límite con la unidad litoestratigráfica suprayacente no está bien definido al ser gradual el cambio de composición litológica. En cambio, el límite inferior con las ampelitas es bastante neto desde el punto de vista litológico, aunque desde el punto de vista cronológico puede no coincidir con el límite Silúrico-Devónico (DEGARDIN y WATERLOT, 1974; DEGARDIN y PARIS, 1978).

1.3.2. **Caliza de pátina blanca. «Dalle» (11)**

Es una caliza gris en bancos decimétricos de aspecto masivo y pátina gris claro en el paisaje, incluso blanca cuando está recristalizada. Hacia la base presenta un aspecto tigreado debido a la dolomitización diferencial de vermiculaciones. Estas manchas dolomíticas pueden ser de color gris claro o bien anaranjado, lo que produce una pátina distinguible en el paisaje.

Cuando la caliza está fuertemente recristalizada la estratificación u otras estructuras primarias se

distinguen más difícilmente y la dolomía se circunscribe a grandes manchas de color pardo de varios metros de diámetro, que pueden localizarse a cualquier nivel dentro de la formación.

La potencia es de unos 200 m en el área de Otal-Ordisa. En el macizo de Vignemale es mucho más potente, unos 500 m, constituyendo su armazón morfológico. En la parte oriental (Blancas de La Larri, La Munia) mide unos 350 m.

Constituye un nivel morfológico importante que fue designado por BRESSON (1903) como «la Dalle». Se correlaciona sin ninguna dificultad hacia el oeste con la formación Pacino de VALERO (1974) y con la formación Castanesa de MEY (1967, 1968) hacia el este. JOSEPH (1973) la denomina caliza del Pain de Sucre.

Los hallazgos paleontológicos son escasos (DALLONI, 1910; JOSEPH, 1973; BIXEL *et al.*, 1985, en la vecina Hoja de Sallent), pero permiten afirmar la presencia del Emsiense.

1.3.3. Pizarras (13)

En paso gradual de la formación anteriormente descrita hay un tramo de pizarras muy puras (sin componente areniscosa constituyente, ni en microrritmos). Pueden admitir alguna rara intercalación de caliza gris (dm - m) más o menos arcillosa.

La potencia es de 50 a 100 m según las áreas.

En cuanto a su edad, por criterios de correlación, ya que se la puede hacer corresponder con la formación Fonchanina de MEY (1967, 1968), puede decirse que probablemente el límite entre el Devónico inferior y el medio se encuentra dentro de esta formación, si bien no se puede precisar a qué altura, la cual, por otra parte, puede ser variable según las localidades.

1.3.4. Calizas de pátina amarilla (14). Pizarras y calizas indiferenciadas (12)

La caliza 14 es un tramo bien distinguible en el paisaje por su pátina amarilla. Está constituido por caliza en bancos decimétricos con intercalaciones centimétricas. La potencia es de unos 20 m en el área de Otal y de unos 40 m en el área de La Munia. En estas dos áreas esta unidad está sobremontada por un tramo potente de pizarras más o menos arenosas que JOSEPH (1973) denomina formación Boneu junto con la caliza 14.

Esta caliza sirve de puente en la Hoja de Bujaruelo entre la caliza versicolor con fauna pelágica couviniense de la Hoja de Sallent (WENSINK, 1962) y la formación Mañanet de los holandeses en el área de Benasque y más al este. Tanto el Couviniense fosilífero de WENSINK como la formación Mañanet pueden tener un aspecto de «griotte» no tan aparente en la Hoja de Bujaruelo, probablemente debido a las condiciones de metamorfismo algo más severas.

En la parte del valle de La Canau, que incluimos dentro de la unidad que hemos llamado de Bernatuara-Lapazosa, hemos englobado dentro del mismo símbolo un conjunto algo más complejo de calizas (300 m) de facies parecida pero que admiten una intercalación de un centenar de metros de pizarras más o menos arenosas.

— *Formación comprensiva 12*

Por otra parte, en la cabecera del valle del Ara, tanto en el flanco que sube hacia el macizo de Vignemale como en el flanco opuesto (picos de Vilá y Calcilé, área de confluencia del arroyo Espelunz con el río Ara), la serie que viene sobre «la Dalle» y debajo de las pizarras equivalentes a las de la formación Boneu es potente (unos 500 m) y compleja. La designamos con el símbolo comprensivo 12. Está compuesta por tramos de pizarras oscuras y tramos calcáreos. Estos últimos pueden presentarse como calcoesquistos con fuerte esquistosidad paralela a la estratificación o como formada por alternancia de caliza (dm) y metapelita (cm). Dada la proximidad de los granitos de Caunterets y de Panticosa los niveles de caliza suelen estar marmorizados.

No obstante, dentro de esta serie comprensiva, cuando se ha podido distinguir un conjunto de franca predominancia calcárea, se le ha designado también con el símbolo 14.

Los hallazgos faunísticos en esta serie comprensiva son escasos y se deben a DALLONI (1910, págs. 59 y 60), en la cresta de Peterneille, pico de La Badette y barranco de Espelunz. Las listas de estas determinaciones antiguas, de las que no se disponen de los especímenes, apuntarían a un Devónico por encima del Devónico inferior.

1.3.5. Pizarras con microrritmos (17). Intercalaciones de caliza (16). Tramo intercalado de cuarcitas y pizarras (15)

Designamos con el símbolo 17 a una serie terrígena potente (parte superior de la formación Boneu definida por JOSEPH), presente en toda la extensión de la Hoja, aunque con potencias muy variables y algunas diferencias en cuanto a facies.

Las potencias pueden ir desde centenas de metros en el área del collado de Vilá y área al N del pico de Lourdes, hasta algunas decenas de metros en ambos flancos de la cresta de Monferrant (al oeste del pico de Gabiedou).

Se trata preferentemente de pizarras gris oscuro a veces algo arenosas, carácter que viene dado en forma de microrritmos (mm - cm) distinguibles por su color más claro y por la presencia, en sección, de pseudonódulos arenosos procedentes aparentemente de la remoción *in situ* de nivelillos arenosos. Otras veces el carácter arenoso dentro de la pizarra aumenta homogéneamente llegando a constituir bancos (dm) con un carácter cuarcítico acentuado alternantes con pizarras, hasta llegar a una simple alternancia de cuarcitas bastante puras y pizarras, en cuyo caso la hemos cartografiado aparte con el símbolo 15 cuando tenía suficiente entidad.

En el área de Espelunz y collado de Vilá hay un nivel plurimétrico singular de caliza amarillenta que hemos exagerado en anchura para su representación cartográfica y lo designamos con el símbolo 16. En este nivel hemos encontrado:

— briozoarios

— *Fenestella* sp. (*Fenenestrapora*?)

y los siguientes conodontos (al N del collado de Vilá):

— *Icriodus* sp.

— *Icriodus* cf. *obliquimarginatus*

que apuntan a un probable Givetiense.

En el área de la cabecera del río Ara y collado de Vilá, este tramo es el más alto existente en la serie de Devónico pero no hay razones para suponerle una edad que sobrepase el Givetiense. En el resto de la Hoja soporta encima un tramo de caliza que describiremos a continuación y que le asignamos una edad Givetiense alto a Frasnense inferior y parte del medio.

1.3.6. Calizas de Gabiedóu (18)

Toman su nombre del pico Gabiedóu perteneciente a la cresta fronteriza que separa el circo de La Larri y el valle de Estaubé en Francia. Se correlacionan perfectamente desde el punto de vista litoestratigráfico con las calizas del pico Larrue, nombre que les asigna JOSEPH (1973) y donde, por conodontos (M. F. PERRET, 1972), tienen una edad a caballo entre el Givetiense y el Frasnense.

Esta unidad litoestratigráfica se compone de dos tramos bien diferenciados que se aprecian incluso en el paisaje.

El inferior, de unos 50-75 m de potencia, es una alternancia decimétrica de caliza y marga (calcoesquisto) grises oscuro. Existe abundante piritita que a veces ha sido erosionada, dejando unos huecos cuadrados característicos. A veces se observan fósiles limonizados irreconocibles.

El superior, de unos 25-50 m de potencia (a veces menos), se compone de calizas grises de pátina marrón rojiza tableadas, algo arcillosas. Existen interbancos centimétricos pelíticos.

Son numerosas las especies de conodontos que se citan en la bibliografía (PERRET *et al.*, 1972; JOSEPH, 1973). En el tramo de caliza gris del pico Larrue hacia techo, estos autores encuentran especies de la zona «la más inferior» de *P. asymmetricus* que corresponde al Givetiense terminal. En el tramo de caliza de pátina rojiza encuentran especies de las zonas «inferior» y «media» de *P. asymmetricus* que corresponde al Frasnense inferior y comienzos del medio.

Por nuestra parte, de las muestras para conodontos recogidas en el pico Gabiedóu, solamente ha dado resultados la situación hacia la parte alta del tramo de caliza gris:

— *Polygnathus* cf. *timorensis* KLAPPER, PAILIP & JACKSON.

— *Polignathus* sp.

que indica una edad que puede ir desde la biozona del *P. varcus* hasta la del *P. hermnnani-cristatus* inferior ya en el Givetiense superior.

Hacia la parte occidental de la Hoja esta formación se reconoce bien en ambos flancos del anticlinal del Vignemale en la transversal del lago de Ossoue, ya en territorio francés (Pic Rond, Pic de Lourdes [2.317 m], Col de la Quieu al Sur del Pic de la Badete).

Por otra parte, puede ser correlacionada con las calizas del lago de Bernatuara, a las que proba-

blemente pertenece la cita de fauna de BRESSON atribuida al Devónico medio según DALLONI (1910, págs. 73 y 74).

En la zona de Bernatuara esta caliza (de unos 100-150 m de potencia) se compone, como en el Gabiedou, de dos tramos. El inferior está compuesto por caliza gris de aspecto masivo gris en el paisaje, mientras que en el superior la caliza presenta una pátina amarillenta, está tableada en bancos decimétricos con intercalaciones pelíticas y la esquistosidad de presión-disolución le puede dar un aspecto «pseudo-griotte».

Suprayacente a esta unidad que hemos designado con el símbolo 18 viene un potente tramo terrígeno que presenta en el área de Bernatuara-Lapazosa una facies diferente a la del área del pico Gabiedou, donde se presenta con la facies de Sia.

1.3.7. Calizas del pico La Canau (19)

Aunque equivalentes en edad a las calizas de Gabiedou (MAJESTE-MENJOULAS, 1981), las calizas del pico de La Canau tienen una facies algo diferente. La estructura de dicho pico es muy complicada, sobre todo del lado francés, donde se observan figuras de interferencia de dos fases tectónicas.

Por criterios estructurales y de facies se puede distinguir (MAJESTE-MENJOULAS, 1982) una unidad tectónica (La Canau-Chinipro), diferente de la unidad de Gabiedou-La Munia y que comprende la caliza del pico de La Canau y su prolongación hacia el este hasta el pico Comodoto, donde tiene un aspecto de caliza gris masiva con presencia de fauna arrecifal. Hacia la parte alta se pasa a calizas de pátina amarillenta, en general, con intercalaciones pelíticas y, a veces, aspecto «pseudogriotte».

Para una descripción de detalle conviene seguir el corte descrito por JOSEPH (1973) en el pico de La Canau, que se puede resumir de la forma siguiente de muro a techo:

- Calizas grises estratificadas con nódulos de sílex, restos de pólipos silicificados (100-150 m).
- Pizarras negras con nódulos arenosos ferruginosos (6-7 m).
- Caliza arrecifal masiva con zonas amarillentas dolomitizadas.

En estas facies pararrecifales (similarmente a la cita de VAN LITH, 1965, en el pico Comodoto) JOSEPH encuentra numerosas especies de *rynchonellas*, *spirifer*, *crinoideos*, pólipos y, sobre todo, *stromatopóridos*. Entre ellos:

- *Stromatopora aff. concentrica* GOLDF
- *Phillipsastrea aff. hernani hernani* LONSDALE
- *Thamnopora aff. irregularis* LECOMPTE

Estos fósiles indican una edad que puede ir desde el Eifeliense superior al Givetiense.

El corte se continúa con calizas claras primero (10 m) y calizas «griotte» y nodulosas tableadas.

(40 m) a continuación. Estas calizas contienen conodontos (JOSEPH, 1973) desde la biozona del *P. varcus* hasta la biozona superior del *P. asymmetricus*, es decir, Givetiense a Frasnienso medio.

Por nuestra parte se muestreó para conodontos la caliza en la parte francesa del pico de La Canau, habiéndose hallado en lo que parece ser (salvo complicaciones estructurales) la parte basal de la formación:

Icriodus symmetricus BRANSON & MEHL

Ancyrodella africana GARCIA-LOPEZ

Palmatolepsis subrecta MILLER & YOUNGAULST

que pertenecen a la biozona media de *P. asymmetricus*.

Suprayacente a esta unidad que hemos designado con el símbolo 19 viene un potente tramo terrígeno que presenta una faciess muy parecida a la del área de Bernatuara-Lapazosa.

1.3.8. Pizarras y pasaditas calcáreo-arenosas (23)

Este potente tramo terrígeno al que acabamos de hacer alusión se presenta con facies muy parecidas tanto en el área del pico La Canau-Chinipro, donde viene sobre la caliza del pico de La Canau (19), como en el área de Lapazosa, donde viene sobre la caliza de Bernatuara (18).

A esta unidad litoestratigráfica la designamos con el mismo símbolo, a pesar de estar presente en unidades tectónicas diferentes, debido a la similitud de facies.

Se compone de una alternancia de pizarras, a veces algo areniscosas y areniscas en bancos desde milímetros a 1 dm. Las areniscas suelen tener cemento calcáreo. A veces aparecen en el seno del material pelítico, pseudonódulos arenosos según secciones de formas alargadas lingüiformes, otras veces los pseudonódulos proceden aparentemente de remoción de niveles arenosos y en algún caso se deduce su origen como bioturbación (*burrows*). A veces los pequeños cuerpos arenosos llegan a tener la suficiente entidad como para presentarse como lentículos bien constituidos (de hasta 50 × 3 cm de sección) encajantes en pelita.

La facies de esta unidad sugiere un ambiente marino somero probablemente sublitoral y es análoga a la de otros tramos más distantes geográficamente (serie del Pic Lariste de MIROUSE, 1962, en el valle d'Aspe) o de edad más antigua dentro del Devónico (pizarras con microrritmos (17) descritas anteriormente).

El espesor es muy variable, en parte por causas tectónicas y puede alcanzar varios centenares de metros.

La edad está comprendida entre el Frasnienso de la caliza del pico de La Canau y el *griotte fameniense* del Chinipro. En el área de Lapazosa el equivalente en edad de la parte superior de este tramo terrígeno se haya reemplazado por caliza arrecifal (25) que luego describiremos.

1.3.9. Cuarcitas y pizarras. «Serie de Sia» (20)

Esta unidad y la denominada por J. G. J. VAN LITH (1965) como *green formation* constituyen aproximadamente el equivalente en edad de la unidad, también de carácter terrígeno, que acabamos de describir.

La serie de Sia, así llamada desde antiguo (MIROUSE, 1966; JOSEPH, 1973; etc.), no ofrece en cuanto a facies e identificación problemas de confusión con ninguna otra formación detrítica, ya sea devónica o carbonífera. Se compone de una alternancia (dm - m) de cuarcitas y pizarras, ambas litologías en general bastante puras. Los bancos de cuarcita ocasionalmente pueden llegar a ser barras de decenas de metros de potencia.

Sobre la caliza de Gabiedou, anteriormente descrita, tanto en la zona de Gabiedou-La Munia como en la zona al S del lago de Ossoue y formando parte de este último lugar del flanco sur del anticlinal de Vignemale, viene un potente tramo que hemos designado en la cartografía con el símbolo 20. Es en este tramo donde las cuarcitas de la alternancia tienen mayor entidad son bastante puras y ello cuanto más potentes (ortocuarzitas), pudiendo haber barras de hasta 30 m de gruesas. La recristalización no permite ver en el campo la estructura sedimentaria interna. No hay granoselección. Los contactos con las pizarras son netos y planos. Las pizarras son de color gris oscuro o negras.

No se encuentran fósiles marinos ni continentales, pero el estudio petrográfico-sedimentológico (LLENSE, 1978) indica que se trata de un medio marino somero, litoral en el caso de las grandes barras y de plataforma sublitoral en el caso general.

1.3.10. Calizas de Plana de Alba (21)

Encima de la unidad litoestratigráfica anterior aparece un tramo de caliza gris claro de pátina amarillenta cuyo espesor máximo (30 m) lo presenta junto al collado de Plana de Alba, fronterizo entre el valle del Ara y Francia. Antes, por debajo, la serie cuarcítica antes descrita se termina por una alternancia de unos 40 m de potencia de pátina marrón chocolate constituida por caliza gris (cm-dm) algo arenosa, pizarras (cm-dm) y esporádicos bancos de cuarcita gris de hasta 2 m de potencia.

Este corte junto al collado de Plana de Alba se ha muestreado exhaustivamente para conodontos con no muy buenos resultados.

Un poco más al sur, en los picos de Cardal, la caliza presenta mayor potencia y entidad. Sin embargo, un muestreo realizado en el espolón oeste del Cardal proporcionó algunos resultados. En las muestras cogidas en la base de esta serie calcárea se encontró (determinaciones de S. García López):

— *Polygnathus* sp.

— *Icriodus symmetricus* BRANSON y MEHL

por lo que la edad sería Frasnense, aunque el material es escaso y algo fragmentado.

En la parte oriental de la Hoja se reconoce en algunos sitios un nivel calcáreo equivalente, aunque de mucha menor entidad, constituido por algunos metros de bancos de caliza amarilla o marrón

arenosa intercalados entre pizarras. En general, lo incluimos en la base del tramo que viene a continuación (*green formation*). No obstante, allí donde se presenta de modo más patente se ha representado en cartografía aun exagerando su anchura en el mapa. JOSEPH (1973) encontró en el barranco de la canal del Tormacal diversas especies de conodontos:

— *Ancyrodella lobata*, BRANSON y MEHL, 1934.

— *Palmatolepsis transitans*, MÜLLER, 1956.

— *Hindeodella* sp.

— *Icriodus* sp.

— *Balognathodus* sp.

— *Palmatolepsis* sp.

— *Polygnathus* sp.

que indican una edad Frasnense medio o superior.

1.3.11. Pizarras y cuarcitas verdes. «Green formation» (22)

Sobre el nivel descrito en el epígrafe anterior viene la *green formation* de VAN LITH (1965), la cual se incluye dentro de la serie de Sia. Es diferenciable de la parte inferior de dicha serie dado el menor espesor de los bancos de cuarcita, la presencia de bancos de arenisca calcárea o caliza arenosa marrones y, sobre todo, por el color verde que frecuentemente adquieren las pizarras y cuarcitas debido a la abundancia de clorita.

Es frecuente observar diversas figuras sedimentarias como *flute cast*, *ripples*, etc. (LLENSE, 1979).

La potencia de este tramo se puede estimar en unos 300 m, siendo 600 m el orden de magnitud de la potencia del conjunto de la serie de Sia.

En el circo de La Larri se han encontrado diversos braquiópodos, crinoideos y ostrácodos inclasificables pero que, no obstante, denotan la persistencia del ambiente marino.

1.3.12. Calizas masivas arrecifales (25)

Suprayacente a la serie de Sia no hay, dentro de la Hoja, ninguna otra unidad estratigráfica en el ámbito donde la serie de Sia está presente, esto es en la unidad tectónica de Vignemale-Secres y su prolongación al otro lado de la Gave de Pau: Pimene-Gabiedou-La Munia.

En cambio, sobre el tramo terrígeno 23, anteriormente descrito, aproximadamente o parcialmente equivalente en edad a la serie de Sia, continúan las unidades hasta bien entrado el Carbonífero. Ello ocurre tanto en la unidad tectónica de La Canau-Chinipro, de origen más septentrional que la unidad Larrue-La Munia (MAJESTE-MENJOULAS, 1928) con serie de Sia, como ocurre también en la unidad de Bernatuara-Lapazosa, de situación más meridional que dicha unidad, que incluye serie de Sia y cabalgada por ésta.

Entre el área de Lapazosa y el puerto de Bujaruelo aflora una potente (100-150 m) formación de caliza gris de aspecto masivo blanco en la que es frecuente encontrar coralarios, briozoos, tabulados y, en general, fauna arrecifal. Su textura es micrítica, pero frecuentemente se haya recristalizada presentando entonces grandes manchas (de varios metros de diámetro) de dolomía gruesamente cristalina de color amarillento.

En la Peña Blanca (Soum Blanc de Especieres) se citan en la bibliografía numerosas muestras de macrofauna. (DALLONI, 1910, pág. 74; WENSINK, 1962, pág. 20; MIROUSE, 1962 in MOREAU, 1975, pág. 17).

Nosotros hemos encontrado, además, al sur de los picos de Crapera:

— *Dysphylum caespitosum*, GOLDF

— *Kunthia crateriformis* ? SCHLUT

— *Favosites reticulata*, GOLDF

— crinoides.

Toda esta fauna apunta a un Devónico superior (Frasniense). Recientemente JOSEPH et. al. (1980) aportan nueva fauna recolectada en el Soum Blanc:

— *Phillipsastrea pentagona*

— *Ph. goldfussi*

— *Phacellophyllum* sp.

— *Disphyllum goldfussi*

— *Prapugnax* sp.

— *Hypothyridina* sp.

— *Warrenela* cf. *euryglossa* SCHNUR

— *Thomasaria* sp.

— *Nucleospira* sp.

— *Biernatella* ? sp.

— *Atrypidos*

y las especies de conodontos:

— *Ancyrodella curvata*

— *Palmatolepsis subrecta*

que confirman una edad Frasnense medio o superior, no siendo posible precisar si el Famenense está presente. En cualquier caso, en esta área, no aparece el *griotte fameniense* (presente de

manera bastante general en otras áreas), lo cual es debido a una laguna estratigráfica erosiva debajo del Carbonífero. Esta laguna erosiva aparece de manera manifiesta al sur del pico Crapera, donde las calizas basales del Carbonífero vienen directamente sobre el tramo terrígeno 23 sin el intermedio de la formación calcárea arrecifal de la parte alta del Devónico, presente, no obstante, inmediatamente al sur de una falla muy próxima.

1.4. CARBONIFERO

1.4.1. Calizas no diferenciadas (24)

En el área del Chinipro el *griotte fameniense*, por su débil espesor, lo incluimos dentro de una formación comprensiva también de las calizas y brechas de la base del Carbonífero.

Tanto en el sinclinal del Chinipro como en el de Sobreestiva, el *griotte* a techo del Devónico tiene una potencia que varía de 16 a 38 m y descansa sobre el tramo terrígeno 23 anteriormente descrito. Se presenta como una fina alternancia de caliza (cm) y pelita (mm). La caliza es de color gris claro con tendencias al azul, verde o rojo. De acuerdo con J. G. J. VAN LITH (1961), el aspecto noduloso que ofrece esta formación, más que deberse a un efecto sedimentario, parece deberse a un efecto de la tectónica (superficies de presión-disolución, boudinage...). En el paisaje presente una pátina amarillenta.

Aparte de algunos cefalópodos indeterminables, VAN LITH encontró conodontos:

- *Scaphignathus velifera* ZIEGLER
- *Spathognathodus inornatus* BRANSON y MEHL

que apuntan a un Fameniense.

La edad Tournaisiense ha sido señalada en la parte superior de la formación gracias al hallazgo de conodontos (VAN LITH, 1961):

- *Siphonodella duplicata* BRANSON y MEHL
- *Siphonodella quadriplicata* BRANSON y MEHL
- *Polygnathus inornata* ? BRANSON
- *Hindeodella fragilis* HASS

Encima de esta formación viene un tramo de unos 5 m de liditas negras. En algunos sitios (VAN LITH, 1961) este tramo reposa directamente sobre Fameniense y en el flanco norte del sinclinal del Chinipro lo hace sobre las pizarras con niveles arenosos de la unidad 23 anteriormente descrita.

Sobre las liditas se desarrolla una serie de dominancia calcárea que es algo diferente en el sinclinal del Chinipro que en el de Sobreestiva.

En el flanco sur del sinclinal de Sobreestiva hay unos 80 m de caliza gris-negra bien estratificada con separaciones pelíticas que constituyen una secuencia de espesor creciente de estratos desde

10 cm en la base hasta 1 m en el techo. Más arriba la transición a la facies *culm* se hace gradualmente mediante intercalaciones pelíticas cada vez más importantes.

En el Chinipro sobre el nivel de liditas se tiene una serie algo más compleja, con presencia de tramos de potencia muy variable de calizas beige, gris claro, rojas, pelitas grises, verdosas o rojizas a veces brechoides con elementos calcáreos, brechas de cemento calcáreo, etc. Los elementos de los niveles brechoides, por su naturaleza, parecen ser de origen intraformacional. El conjunto tiene unos 70 m de potencia. Procedente de algún nivel de esta formación VAN LITH (1961) cita un bloque caído que contenía los fósiles:

- *Goniatites cf. striatus* SOW
- *Goniatites cf. granosus* PORTL
- *Encrinus* ?

que indican la presencia del Viseense superior.

Encima aparecen las calizas negras tableadas con laminación paralela, de aspecto similar a las referidas en Sobreestiva, en las cuales el Namuriense podría estar ya presente. La potencia medible hasta el núcleo del sinclinal del Chinipro es de unos 60 m.

1.4.2. Calizas (26)

En el área del barranco de Lapazosa, encima de las calizas con fauna arrecifal (25), descritas en un apartado anterior, vienen las calizas basales del Carbonífero, separadas de aquéllas por una laguna más o menos importante.

El nivel de liditas Tournaisiense no existe. La serie comienza por un tramo de caliza gris claro, con cierto aspecto de *griotte*, al que siguen las calizas gris-negras en bancos decimétricos con laminación paralela.

El corte mejor expuesto se sitúa junto al pico de San Andrés, en el área fronteriza al N del puerto de Bujaruelo. Allí, sobre una leve discordancia angular de las calizas arrecifales del Devónico superior vienen:

— 10 m de caliza masiva de pátina gris-claro con tonos violáceos, rosáceos y verdes hacia el techo. Restos de crinoideos (*Poteroicrinites* sp.) y los siguientes ammonoideos:

- *Cterobactrites (cterobactrites) costatus*, SHIMANSKY
- *Imitoceras rotatorium*, SHUMAN
- *Proshumardites uralicus*, LIBROVITCH

— 5 m de caliza gris, ocasionalmente con colores más claros, con tonalidades versicolores hacia el techo. Contienen:

- *Poteroicrinites* sp.

- *Orthoceras* sp.
- *Lyrogoniatites newsomi-georgiensis*, MILLER-FURNISH
- 7 m de caliza negra de pátina gris oscuro, en bancos decimétricos, con fina laminación paralela.
- 10 m de pizarras negras con pasadas esporádicas de caliza negra de pátina amarilla de hasta 5-10 cm.
- 10 m de pizarras negras con presencia de nódulos silíceos.
- Alternancia de pizarras y grauvacas oscuras micáceas en bancos decimétricos.

La fauna citada puede estar en el Viseense o Namuriense.

Cerca de este corte, al E de Peña Blanca (WENSINK, 1962, pág. 25), señala la presencia de:

- *Goniatites crenistria*, SOW
- *Prolecanites henslovi*, SOW
- *Orthoceras* sp.

que se integran bien en la lista anterior.

Las calizas basales del Carbonífero tienen un espesor y secuencia comparables a la del corte descrito en los afloramientos del barranco de Lapazosa y a la entrada de la llanura del valle de Otal. En este lugar DALLONI (1930, pág. 97) cita:

- *Phillipsis* sp.
- *Glyphioceras crenistria*, PHILL
- *Orthoceras* sp.
- crinoideos.

El nivel de lalitas tournaisienses falta en el corte descrito y tampoco lo hemos encontrado en otros lugares del Lapazosa, aunque sí en la entrada al valle del Otal.

1.4.3. Grauvacas y pizarras. Facies «Culm» (27)

En los cortes descritos anteriormente relativos a la caliza basal del Carbonífero el tránsito hacia arriba a la facies terrígena *culm* se hace gradualmente mediante la intercalación, entre las pasadas de caliza, de tramos de pizarra cada vez más potentes.

Más arriba empiezan a aparecer grauvacas intercaladas con las pizarras. Los bancos de grauvacas pueden alcanzar hasta varios decímetros de potencia, son de color gris, muy micáceas, pueden contener elementos blandos y restos de plantas.

En el pico del Puerto, junto al collado de Bujaruelo WENSINK (1962, pág. 28) encontró:

- *Calamites suckowi*, BRONGN
- *Asterocalamites radiatus*, BRONGN
- *Sigillaria* sp.

En el núcleo del sinclinal de la Sobreestiva hemos encontrado:

- *Calamites suckowi*, BRONGN

1.5. PERMICO

1.5.1. Brechas (28)

En la cabecera del valle de Estaube, entre el Paleozoico y el Cretácico, aparece un retazo de sedimentos rojos, de unas decenas de metros de potencia constituido por brecha poligénica de cemento lutítico rojo.

Los atribuimos al Pérmico solamente por razones litológicas. Podría tratarse de Bunt, pero esta formación en las series próximas conocidas no contiene brechas, sino algún nivel conglomerático con elementos de cuarzo bien rodados. En cambio, en el Pérmico (por ejemplo, en Canal Roya de la vecina Hoja de Sallent) se conocen tramos a veces potentes, de brechas sedimentarias que denotan una movilidad tectónica productora de fallas y escarpes que pueden ser fuente de ese tipo de material.

Más hacia el oeste del afloramiento citado del circo de Estaube; es decir, en la Hourquette d'Alans y en el flanco oeste del pico Rouge de Pailla, hay también en la base de Mesozoico (Cretácico superior), sendos afloramientos que pueden ser confundidos por su coloración con sedimentos del Pérmico o Bunt.

En realidad se trata de rocas del Paleozoico teñidas a partir del paleosuelo permotriásico. Son pizarras de tonos rojos y verdes, pero también negros intercalados entre aquéllos. La coloración rojo-vinosa afecta también a la serie de Sia (Devónico) allí presente, en algunas de cuyas cuarcitas se puede observar la alteración a rojo vinoso desde los planos de diaclasa hacia el interior de los bloques de roca, la cual es de color gris claro en estado no alterado.

1.6. TRIASICO

1.6.1. Areniscas y lutitas rojas (29)

Sobre el autóctono de Bielsa, en el rincón SE de la Hoja, tanto en la parte del río Real con unos 200 m de potencia, como en la ventana del circo de La Larri con unas decenas de metros de potencia hay una alternancia de lutitas y areniscas rojas en bancos métricos que por su facies pueden bien atribuirse al Bunt prolongación del de la Hoja de Bielsa.

En la base de la serie del circo de La Larri se observa, en algunos puntos, un conglomerado de base de algunos decímetros de potencia que remueve elementos procedentes de las migmatitas infrayacentes.

1.6.2. **Dolomías tableadas** (30)

Es un tramo de unos 40 m de potencia de dolomía de color gris a beige bien estratificada en bancos de algunos decímetros hasta 1 m de potencia. Dentro de la Hoja se presenta solamente en la parte del río Real en continuidad estratigráfica con el Bunt.

1.7. CRETACICO SUPERIOR

En el interior de la Hoja hay laguna estratigráfica de parte del Triásico (Trías plástico), Jurásico y Cretácico inferior.

El Mesozoico se presenta a partir de la transgresión del Cenomaniense superior (presencia de Prealveolinas y ausencia de Orbitolinas) discordante como en otras partes del Pirineo sur-central.

En la pista que desde San Nicolás de Bujaruelo parte hacia el NW, se puede tocar la superficie de discordancia del Cenomaniense sobre el Paleozoico, la cual es claramente de tipo estratigráfico, ya que no se observan ni estrías ni otras señales de tectonización.

Sin embargo, ello no excluye que en otros puntos de la Hoja la base del Cretácico pueda estar tectonizada.

Como corte estratigráfico de referencia para el Cretácico superior hemos adoptado el de la transversal del paraje denominado Turbón (transversal situada entre la Peña Otal y San Nicolás de Bujaruelo), prestando especial atención a los tramos de serie por debajo del potente conjunto de pátina amarilla denominado «areniscas de Marboré».

1.7.1. **Caliza de pátina gris claro** (31)

Constituye un conjunto de aspecto masivo en el paisaje y de pátina gris claro, de un centenar de metros de potencia en el corte de referencia.

Comienza en la base por unos 25 m de caliza gris en bancos métricos algo nodulosa, de pátina algo amarillento con ostreidos y vermiculaciones que le dan un aspecto «tigreado».

Presencia de Prealveolinas desde la parte inferior. Comienza por unos pocos metros de arenisca de grano grueso de cemento calcáreo.

En la serie del río Real perteneciente al autóctono de Bielsa, los tramos basales del Cenomaniense en una potencia de unos 65 m, son más margosos, de colores negros, admiten intercalaciones de calizas bio-intraclásticas arenosas a areniscas de cementos calcáreo, con cuarzos rodados de hasta 7 mm en la base del corte. Hay Prealveolinas en la base y otra microfauna (miliólidos, briozoos, etc.).

Hacia arriba se pasa a calizas en bancos más potentes o de aspecto masivo con tramos micríticos con *Hedbergella paraduvia* (unos 35 m).

Encima vienen unos 32 m de caliza en gruesos bancos gris a beige, de grano fino o más frecuentemente intraclástica, a veces dolomitizadas con algunos *hippurites*, *Cuneolinas*, *Idalinas*, miliólidos, entre ellos las primeras *Lacazinas* aparecen en el techo del tramo, lo que indica ya la presencia del Santoniense.

En el corte del Turbón la potencia del conjunto 31 es de unos 100 m. Hacia el Este el espesor aumenta; en la sierra de Espierba se pueden estimar en unos 200 m.

En el autóctono de Bielsa correspondiente al corte del río Real, encima de los 32 m basales antes descritos, hay un conjunto de caliza masiva de 31 m de potencia (dismicrita), con algún nivel de *Rudistas*, en general recristalizada y/o dolomitada, por lo que no es posible observar microfauna. Sin embargo, lateralmente, en la Hoja de Bielsa, se señala por microfauna la presencia de Santoniense.

1.7.2. Calizas arenosas ferruginosas. «Maciños» (32)

En el corte de referencia, al Oeste de San Nicolás de Bujaruelo, es un tramo de unos 55 m de potencia constituido por caliza en bancos decimétricos más o menos arenosa intraclástica de tonos en general amarillos a veces violáceos. Tiene una morfología blanda en comparación con el tramo de caliza que acabamos de describir y con el que le sucede por arriba. Su edad es Santoniense (*Lacazinas*, *Nummfallotia*).

Hacia el área de Bielsa la potencia del tramo equivalente es algo mayor, del orden de un centenar de metros.

1.7.3. Calizas con *Hippurites* (33)

Conjunto de unos 60 m de potencia, de morfología fuerte, en bancos de 0,5-1 m y pátina gris claro. Son calcarenitas intra o bioclásticas con granos de cuarzo, más o menos recristalizadas. En determinados niveles presentan *Hippurites* o, en las partes más recristalizadas, agujeros probablemente relictos de la parte interna de los mismos. Las *Lacazinas* persisten hasta la mitad del tramo, pero prácticamente desde la base aparecen *Siderolites* (*S. vidali*) como microfauna más representativa. Su edad parece estar a caballo entre el Santoniense y el Campaniense.

Se corresponde por su facies y microfacies con la caliza con *Hippurites* situada en el valle de Ordesa (vecina Hoja de Broto) en lo alto del declive de las cascadas del Estrecho atribuida, al menos *pro parte* al Campaniense (VAN DER VELDE, 1963).

En la Hoja de Bujaruelo aumenta de espesor hacia el E hasta unos 150 m en el pico de Pineta, pico que forma parte del telón de fondo del valle del mismo nombre.

1.7.4. Calizas arenosas y areniscas. «Areniscas de Marboré» (34)

Esta formación que toma su nombre del pico Marboré al cual da forma, presenta rasgos morfológicos muy acusados. En ella se producen los impresionantes escarpes de pátina amarilla de los valles de Pineta y Ordesa, circo de Gavarnie y paredes norte de los picos Taillón, Otal, etc.

Fue ya atribuida al Maestrichtiense por ROUSSEL (1904) y desde entonces ha recibido la atención de diversos autores, entre los que cabe destacar a SOUQUET (1967), el cual incluye la parte inferior en el Campaniense basándose en el contenido de microfauna.

Se componen de calizas finamente arenosas y areniscas de grano algo más grueso de cemento calcáreo, en estratos de hasta 1 m de potencia.

En el río Ara hemos medido de manera global unos 730 m de potencia, mismo orden de magnitud que en la garganta del río Cinca (Hoja de Bielsa).

Los 60 m más altos de la formación son areniscas de cemento dolomítico de pátina más oscura que el resto de la formación y que hemos englobado con ésta en la cartografía.

Tampoco hemos diferenciado la parte inferior de la formación constituida por un tramo de morfología blanda de unos 100 m de potencia media observable en los perfiles morfológicos de las laderas o escarpes que esta formación conforma. Este tramo corresponde a una composición más areniscosa que el resto de la formación.

Hay que hacer notar que en las paredes norte del macizo de Monte Perdido hay, aparentemente, una potencia de areniscas de Marboré que podría alcanzar los 1.400 m, pero ello es debido a repetición de sucesivas escamas tectónicas cuyos contactos mecánicos basales son paralelos a la estratificación, por lo que pueden pasar desapercibidos (véanse los cortes tectónicos).

1.8. Terciario

Comprende un conjunto calcáreo de unos 350-400 m de potencia del Paleoceno e Ilerdiense inferior, de facies bastante constante en sus diferentes tramos, que corona los murallones del Cretácico un conjunto formado por el *flysch* de la cuenca de Jaca que se inicia probablemente con una edad Cuisiense.

1.8.1. Dolomía tableada (35)

En esta formación se cambia a un régimen de sedimentación carbonática diferente de la anterior con fuerte influencia detrítica.

Esta primera unidad litológica es una dolomía de grano fino gris en bancos (dm-m) de pátina gris clara.

Por las razones expuestas en la memoria de la Hoja de Broto vecina, se le atribuye una edad Paleoceno probablemente Daniense.

Su potencia se puede estimar en unos 70 m en la parte de Pineta (E de la Hoja) variando hasta unos 50 m en la parte occidental de la Hoja.

1.8.2. Caliza masiva. Areniscas calcáreas (36)

La mayor parte de la formación está constituida por un tramo potente de caliza masiva y pátina blanca en el paisaje. La caliza es una dismicrita con alguna pasada intraclástica, de color marrón a gris claro o beige, que puede contener *Microcodium*, *Lithothamnium*, *Distichoplex*, y otras algas. Hacia la mitad de la formación la aparición de *Alveolina primavea* y *Coskinolina liburnica* señalan el comienzo del Thanetiense (Hojas de Bielsa y Broto).

Un corte realizado en el flanco sur del anticlinal de Goritz comprende en la base 40 m visibles del tramo anterior en el núcleo de la estructura. A continuación vienen 25 m de caliza más o menos arenosa de pátina gris en bancos potentes (1 m) con *Operculina heberti* y *Discocyclina cf. senensi*.

1.8.3. Margas (37)

Siguen 15 m de margas calcáreas de morfología blanda con Operculinas y los primeros Nummulites (según datos de las Hojas de Broto y Sallent), lo que indica ya el comienzo del Ilerdiense.

Este nivel por su morfología particular es de gran utilidad en la cartografía de la estructura relativamente compleja, aunque bien visible, del macizo de Monte Perdido.

1.8.4. Caliza con sílex. Areniscas (38)

En el corte de Goritz, al que hacíamos anteriormente referencia, empieza por 10 m de arenisca de pátina amarilla con cemento calcáreo y *Assilina* y *Operculina*.

Siguen 17 m de caliza arenosa con cuarzos dispersos rodados de hasta 2 cm de diámetro y abundantes *Alveolinas* (*A. avellana*, *A. cuaniuniformis*, *A. aff. mamea*).

El término superior está constituido por 29 m de caliza gris (intrabiomicrita) en estratos de 0,5-1 m de grosor, con niveles de sílex noduloso. Hacia arriba aumenta el contenido en arcilla, pasándose a las margas de la formación siguiente.

De acuerdo con VAN LUNSEN (1970) venimos atribuyendo a esta formación una edad Ilerdiense inferior como en las Hojas de Bielsa y Broto, donde tiene unas características parecidas.

1.8.5. Margas de Millaris (39)

Esta formación denominada así por VAN LUNSEN (1970) tiene una amplia representación en la vecina Hoja de Broto. Son margas calcáreas grises con puntos de pirita o concreciones hematíticas correspondientes a su alteración. La macrofauna es en su mayor parte pelágica (*Globigerina*, *Globorotalia*, Radiolarios) de edad Ilerdiense medio probable (Hoja de Broto).

Esta formación, así como otras unidades pertenecientes al resto del Ilerdiense, desaparecen en la vecina Hoja de Broto debajo de la base del *flysch* que corresponde a una discordancia cartográfica con laguna de serie cada vez más importante hacia el oeste.

En la Hoja de Buiaruelo, la formación Millaris persiste únicamente en las partes altas del lado

norte del valle de Ordesa, así como implicada en la estructuras de pliegues de la ladera sur del macizo de Monte Perdido.

1.8.6. **Serie turbidítica basal del Oeste** (40)

Corresponde a la unidad litoestratigráfica de la parte más baja del *flysch* distinguida en la vecina Hoja de Broto, donde se le dio el mismo nombre.

Se caracteriza por la presencia de tramos más calcáreos también de carácter rítmico.

Para una descripción más detallada, véase la Hoja de Broto. Su edad corresponde probablemente a un Cuisiense.

1.8.7. **Serie turbidítica, tipo Sierras Bolavé-Mondiciero** (41)

Ocupa en posición subhorizontal, por encima de la formación Millaris o directamente encima de la caliza con sílex del llerdiense inferior, las partes altas del lado norte del valle de Ordesa (picos Mondaruego, Salarons, La Fraucata).

La serie del *flysch* de la Fraucata se estudió en la Hoja de Broto y se corresponde por correlación de facies con la unidad distinguida en dicha Hoja con el nombre de «serie tipo sierras Balavé-Mondiciero».

Se caracteriza en líneas generales por la composición areniscosa de las turbiditas de espesor de banco variable (cm-m), según la organización de las megasecuencias. Para mayor detalle remitimos al lector a la memoria de la Hoja de Broto.

Este tramo del *flysch* desbordaría hacia el Norte («translaparía») el ámbito de sedimentación del *flysch* basal, el de carácter más calcáreo al que hace referencia el apartado anterior.

1.9. CUATERNARIO

1.9.1. **Morrenas** (42)

Entre los depósitos glaciares cabe distinguir las morrenas antiguas que ocupan la entrada a los valles colgados de Otal y La Larri, y las morrenas recientes que corresponden a la época de retroceso de los glaciares. Estas se presentan, por ejemplo, en la cabecera del valle del Ara y, en Pineta, en las partes altas correspondientes al circo de Marboré y contrafuertes de la cara norte del Monte Perdido, donde existe un glaciario residual actualmente en retroceso (P. M. NICOLAS MARTINEZ, 1986).

1.9.2. **Derrubios de ladera** (43), **Aluvial** (45), **Coluvial** (44), **Conos de deyección** (46)

Aparte de los derrubios de ladera hemos considerado a veces en el término más general de Coluvial los depósitos de recubrimiento de laderas, en general más antiguos que los anteriores,

que suelen corresponder a un suelo protegido por la vegetación preferentemente de tipo herbáceo; pueden no tener una morfología característica o bien presentar señales de soliflucción.

Dentro del Aluvial, además de los actuales acarreos de los cauces fluviales, hemos englobado los acarreos recientes que pueden constituir pequeñas terrazas de alturas pequeña sobre el cauce actual, de localización irregular y no sistematizables. Cabría destacar los tres niveles de terraza del pequeño circo de La Larri, que no hemos diferenciado.

En los rellanos de las partes altas de lado norte del valle de Ordesa (Llano de Millaris, La Catuerta, parte alta de Cotatuero) en pequeñas cuencas endorreicas, conectadas con toda probabilidad al karst de las calizas subyacentes, se depositan materiales que incluimos dentro del aluvial y que vendrían con ocasión de episodios torrenciales.

Por último, hemos distinguido en cartografía los conos de deyección más importantes, que conectan con los aluviones actuales y que puedan ser activos ocasionalmente.

2. TECTONICA

2.1. UNIDADES PRINCIPALES

En la superficie de la Hoja intervienen las siguientes Unidades que podemos considerar como principales constituyentes de la arquitectura alpina de esta parte de la Cadena. A ellas se ha hecho ya referencia en el capítulo de generalidades. De abajo a arriba y de Norte a Sur son:

— El llamado autóctono de Gavarnie constituido por materiales, en general, cristalinos que aparecen en las ventanas de Gavarnie-Troumoust, circo de La Larri y región del granito de Bielsa, el cual se extiende a partir del límite oriental de la Hoja hacia el Este. Solidaria mecánicamente con estos materiales, pertenecientes a partes relativamente profundas de la cadena hercínica arrasada, se haya a veces un delgado mesozoico, estratigráficamente discordante, constituido por la formación calcárea basal del Cretácico superior (que aparece además en la pequeña ventana del fondo del valle de Estaube), mesozoico que puede incluir algo de Triásico (Bunt en el circo de La Larri; Bunt más caliza de facies Muschelkalk en el río Real), aunque carente de las facies plásticas de niveles estratigráficamente más superiores.

— La Unidad de Gavarnie *s. str.* perteneciente al manto de Gavarnie corrido sobre la unidad antes referida. Consta de una parte paleozoica con mucho la más importante en extensión dentro de la Hoja (Silúrico que frecuentemente se presenta como delgada suela plástica del manto, Devónico y Carbonífero) y una parte formada por el Cretácico superior transgresivo que viene representado generalmente sólo por su serie basal, truncada hacia arriba por la base tectónica de la Unidad de Monte Perdido. Hacia el Oeste, no obstante, este contacto tectónico asciende en la serie de la Unidad de Gavarnie hasta llegar a situarse en el *flysch* eoceno al sur de la Peña de Otal.

— Encima de la Unidad de Gavarnie viene cabalgante la Unidad de Monte Perdido constituida por el Cretácico y Terciario basal. El desplazamiento hacia el Sur de la Unidad de Gavarnie se hace junto con la Unidad de Monte Perdido anteriormente emplazada, formando parte, por tanto, ambas del manto de Gavarnie en ese momento. Los materiales alpinos del edificio del

conjunto de las dos Unidades presentan una estructuración interna de pliegues y fallas cabalgantes que describiremos más adelante.

2.2. SUBUNIDADES EN EL PALEOZOICO DEL MANTO DE GAVARNIE

El Paleozoico del manto de Gavarnie, dentro de la Hoja, se puede subdividir en cuatro unidades de rango menor a las anteriormente consideradas. Cada una de ellas presenta algunas diferencias en cuanto a estratigrafía. El límite entre ellas generalmente se observa que es tectónico: fallas inversas o cabalgamientos, a veces enmascarados por fallas subverticales más tardías. Estos cabalgamientos pueden ser o hercínicos removilizados en el alpino, o bien simplemente alpinos.

Estas unidades menores son:

— *La Unidad de Otal*

Ocupa la parte suroccidental de la Hoja en los valles de los ríos Otal y Ordisa y tramo del río Ara, donde esos ríos confluyen. La serie estratigráfica va desde algunos apuntamientos de Silúrico a un Devónico que probablemente no sobrepasa el Eifeliense.

— *La unidad de Bernatuara-Lapazosa*

Cabalga claramente sobre la anterior. La serie estratigráfica comprende desde el núcleo anticlinal en la formación 11 en el valle de La Canau, hasta las facies Culm del Carbonífero del puerto de Bujaruelo. La parte común de serie con la unidad anterior es bastante parecida salvo un mayor desarrollo de las calizas 14. El cabalgamiento basal es evidentemente alpino, ya que cobija una delgada lámina de la base del Cretácico superior (Cenomaniense).

La superficie de cabalgamiento es secante a las estructuras hercínicas, tanto de la unidad de Otal como de la de Bernatuara. No obstante, mientras que en la parte sur de la unidad de Bernatuara el Cenomaniense es transgresivo sobre niveles del Carbonífero, en la unidad de Otal la superficie de cabalgamiento permanece sobre estructuras plegadas, cuyas capas apenas sobrepasan en edad al Devónico inferior. Dicha superficie parece representar aproximadamente el nivel de arrasamiento sobre el que se sedimentaría el Cenomaniense transgresivo. Según esta manera de ver las cosas existiría, anteriormente a la tectónica de compresión alpina, un accidente o escalón que habría sido fosilizado por el Cenomaniense transgresivo. Este accidente no forzosamente tuvo que ser un cabalgamiento hercínico; puede ser una falla normal durante el ciclo alpino. En cualquier caso, esa línea de articulación habría sido reutilizada como origen de la falla cabalgante alpina.

— *La unidad de Vignemale-La Munia.*

Ocupa una gran superficie que se extiende de un extremo a otro de la Hoja y hacia el Norte en territorio francés. Tiene como rasgo estratigráfico más característico la presencia de la serie de Sia en el Devónico superior. Por otra parte presenta una gran potencia de tramo calcáreo 11 («la Dalle») en el Devónico inferior, que forma el relieve del gran anticlinal del macizo de Vignemale y las escarpaduras del circo Troumouse, así como una sedimentación calcáreopelítica compleja

y considerablemente potente al iniciarse el Devónico medio y que viene representada en ambos flancos del alto valle del río Ara, cerca del macizo del Vignemale.

El frente cabalgante de esta unidad, sobre la unidad de Bernatuara, no siempre se presenta de manera clara. Al sur del anticlinal del Vignemale está enmascarado por la falla del puerto del Cardal, que se prolonga en Francia por la margen oeste del valle de La Canau y bordes del Soum Blanc de Secugnac. El cabalgamiento, como falla inversa muy tendida de buzamiento norte, es evidente en el pico Secres (en serie de Sia) y flanco oeste de su cresta septentrional (en términos más bajos de la serie) (Flecha mínima: 3 km). Al otro lado del valle de La Canau y en el lado oeste de la mencionada falla del Cardal, reaparece la serie de Sia en posición de flanco sur del anticlinal del Vignemale, pudiéndose recorrer la serie estratigráfica, sin discontinuidad, en sentido descendente desde las cuarcitas de Sia por el pico y Plaine de Lourdes hasta el núcleo del anticlinal del Vignemale, junto al embalse de Ossoue. Ello nos permite deducir que el cabalgamiento al que nos referimos se encuentra al otro lado de la falla del Cardal hundido en profundidad y que su enraizamiento ha de hacerse al sur del macizo del Vignemale. Al otro lado del puerto del Cardal lo hemos dibujado rodeando la presencia de cuarcitas de Sia. Más hacia el oeste, al otro lado del Cuaternario del río Ara, parece lógico, si se quiere prolongar, hacerlo pasar por el límite sur de los afloramientos del complejo calcáreo-pelítico del pico Calcilé, afín a las facies de los flancos sur y occidental del macizo del Vignemale; pero de ello no tenemos evidencia directa.

Al este del pico Secres, es probable que los afloramientos con cuarcitas de Sia de los picos La Montagne y Lary (MAJESTE, 1981) pertenezcan al frente del cabalgamiento de la unidad de Vignemale-La Munia. Más hacia el este, el límite entre esta unidad y la de Bernatuara pasa en el aire sobre el circo de Gavarnie y va hacia el Cretácico del manto de Gavarnie, el cual no está afectado tectónicamente en este sentido.

Conviene señalar, a modo de paréntesis en este momento, que las sucesivas unidades cuyos rasgos y relaciones mutuas estamos describiendo, se relevan, dentro del conjunto del manto de Gavarnie correspondiente a la Hoja, ocupando la posición basal en dicho manto. Así, mientras que la unidad de Otal es la más inferior en la parte oeste, la unidad de Vignemale-La Munia en la parte oriental (La Munia, Robiñera, etc.) ocupa dicha situación basal sobre el autóctono de Troumouze y Bielsa.

En cuanto a la edad del cabalgamiento al que nos estamos refiriendo, que pone en contacto dos series de naturaleza bastante diferente, podemos decir que es de edad hercínica y muy probablemente se removilizó, según los sitios durante la tectónica alpina.

De hecho, al S del pico Secres, donde el contacto tectónico se desdobra en dos, el inferior de ellos es cortado por un dique intrusivo recto que corta asimismo a la apretada estructura anticlinal hercínica (de fase 2) en caliza 11 subyacente. Dicho dique muy probablemente pertenece al cortejo tardihercínico y el cabalgamiento sería ligeramente anterior.

— *La unidad de Chinipro*

Sólo se presenta en la parte oriental de la Hoja. En ella está presente una serie estratigráfica que va desde el Givetiense hasta la facies Culm del Carbonífero. La parte del Devónico solapada en el tiempo con la de la serie de la unidad de La Munia (Devónico medio, Givetiense y Devónico superior), presenta unas características bastante diferentes desde el punto de vista de facies

(MAJESTE-MENJOULAS, 1982). El tramo calcáreo de tránsito del Devónico medio al superior contiene facies pararecificales en la unidad del Chinipro, cosa que no ocurre en la unidad de La Munia. Por otra parte, la unidad del Chinipro, aunque tiene un tramo potente terrígeno en el Frasnense, éste no tiene el gran desarrollo de cuarcitas de la serie de Sia en la otra unidad. Los argumentos que permiten considerar dicho cabalgamiento como hercínico son los siguientes: 1. El contacto entre las dos unidades es fosilizado estratigráficamente por el Mesozoico (Cretácico superior) del circo de Estaubé en su prolongación en Francia. 2. Dicho contacto buza en general al Sur o localmente está vertical o incluso invertido: La esquistosidad principal hercínica no sigue ese movimiento, sino que buza regularmente al N, lo que sugiere que corta a dicho contacto, el cual sería en ese caso anterior a la fase principal hercínica.

Por otra parte, el estilo estructural de la deformación interna de dichas unidades es diferente. Las calizas del pico La Canau, que forman parte de la unidad cabalgante, están plegadas por la fase 2 hercínica (a la que luego haremos referencia), pero en la vertiente francesa de dicho pico presentan figuras de interferencia, así como en el flanco oeste de la montaña del Chinipro, sugiriendo un papel importante de otra fase de plegamiento, probablemente la primera. Los materiales de la unidad de la Munia-Gabiedou solamente presentan los pliegues propios de la fase 2 principal.

La zona de enraizamiento estaría según MAJESTE (MAJESTE-MENJOULAS, 1982) mucho más al Norte: en Bacheborigu, justo al S del macizo de Neouvielle.

El contacto tectónico, al que nos estamos refiriendo, más hacia el límite oriental de la Hoja fue probablemente removilizado en la tectónica alpina, ya que (en la cabecera del río Real), adquiere una disposición paralela al contacto tectónico basal del manto de Gavarnie.

2.3. TECTONICA HERCINICA

Haremos la descripción por el orden cronológico de las fases y las estructuras con ellas relacionadas.

— *La fase 1.*

En el Pirineo se considera una fase anterior a la principal y de directrices transversales a ésta. Su existencia se deduce claramente en algunas áreas donde tiene una clara expresión cartográfica más o menos modificada por la fase principal. Así, por ejemplo, en la cartografía de la unidad de Baliera, mucho más al E de la Hoja (MEY, 1967, 1968), en el límite sur de la zona axial entre los valles del Esera y del Noguera Ribagorzana, aparecen figuras de interferencia entre la fase 1 de directrices NE-SW y la fase 2 principal de directrices E-W a N-120 E.

Como ya se ha indicado al hablar de la unidad del Chinipro, en el flanco occidental de la montaña del pico Chinipro, así como en la vertiente francesa del pico La Canau, hay figuras de interferencia que pueden muy bien ser el resultado de la acción de la fase 2 principal sobre estructuras de la fase primera.

— *Cabalgamientos precoces*

Es el caso del cabalgamiento de la unidad del Chinipro al que se ha hecho referencia antes, el cual sería anterior a la fase 2 principal.

En otros puntos del Pirineo se citan cabalgamientos de esta misma edad. Tal es el caso, en los alrededores del macizo de Marimaña (LOSANTOS y PALAU, 1986), donde se describe un Devónico discordante tectónicamente sobre la serie del Cambro-ordovícico.

— Fase 2 o fase principal

Presenta unas directrices paralelas como media a la Cadena Pirenaica, lo cual como rasgo hercínico no deja de ser una coincidencia. Produce pliegues en general apretados, de clara vergencia al Sur, contemporáneos de una esquistosidad de flujo en las pizarras y de presión-disolución en los niveles de caliza, bien visible esta última, por ejemplo, en el valle de Otal y, en general, lejos de las zonas calientes más o menos cercanas o los granitos.

Además de los pliegues de la unidad de Otal pertenecen claramente a esta fase todos aquellos cuyas trazas axiales se han dibujado en el mapa, excepto los de la cabecera del río Ara.

La esquistosidad principal S_2 de flujo, bien visible en las pizarras, buza en general al N, excepto en aquellas zonas concretas donde ha sido modificada por fases posteriores, zonas a las cuales nos referiremos posteriormente.

— Fase 3

En trabajos anteriores se considera a algunos pliegues como contemporáneos de la intrusión de los granitos. DEBON (1972) ha mostrado la frecuencia de direcciones de pliegues perigraníticos paralelos a los bordes de los plutones de Cauterets y Panticosa, lo que indicaría su simultaneidad con la intrusión (MIROUSE, 1962). En la región de Benasque, mucho más al Este del área de la Hoja, se observa de manera nítida como las direcciones de los pliegues de fase 3, cuyas superficies axiales son subverticales, rodean a la granodiorita del Posets (L. M. RIOS, 1984).

El comportamiento mecánico de los materiales que conforman estos pliegues, cerca de los granitos, es fluido en las capas de caliza en contraposición al funcionamiento más competente de las capas de metapelita. Es frecuente observar cómo la antigua esquistosidad de presión-disolución en la caliza es deformada en el seno de ésta.

Tal es el caso, en el interior de la Hoja, de los pliegues que contornean el macizo granítico de Panticosa (flanco norte del valle de Espelunz, etc.), siendo en el alto río Ara donde se presenta un sinclinal con una dirección meridiana francamente anómala con relación a la marcha general de los pliegues regionales. El análisis de las miniestructuras de la parte meridional de este sinclinal muestra cómo la esquistosidad principal S_2 es deformada, junto con la estratificación S_0 , al producirse dicho sinclinal.

— Cabalgamientos hercínicos tardíos

Al hablar, en el epígrafe correspondiente, de las subunidades dentro del Paleozoico del manto de Gavarnie, ya hemos tratado del frente cabalgante de la unidad de Vignemale-La Munia (unidad que incluye serie de Sia)

Este accidente ha podido ser reactivo, según los sitios, en el alpino.

Hay que señalar, en relación con este accidente, la intensa cataclisis que presenta el granito situado al N del pico Secres. También, como hecho curioso: la sinforma en capas del 10 + 11 de la cresta norte del pico Secres, con esquistosidad S_2 de plano axial, corresponde a un anticlinal vuelto al revés al rotar en el sentido del desplazamiento de dicho accidente.

Otro accidente cabalgante, probablemente tardihercínico, de pequeño desplazamiento, es el situado debajo y a ambos lados de la Hourquette d'Alans. Se termina contra el Cretácico de la Unidad de Gavarnie. Para que este accidente fuera alpino se necesitaría que la base del Cretácico estuviera fuertemente mecanizada, de lo cual no tenemos evidencia.

2.4. TECTONICA ALPINA

2.4.1. Marco general

La tectónica alpina de la Hoja se inserta dentro del marco general de mantos de corrimiento de la vertiente meridional del Pirineo Central. La ventana tectónica de Gavarnie se conocía desde antiguo (BRESSION, 1903), pero hasta épocas recientes este importante rasgo estructural no había sido suficientemente considerando, haciendo extensivo el fenómeno de mantos de una manera general en el Pirineo Central meridional (SEGURET, 1970).

El bello macizo del Monte Perdido, el cual penetra parcialmente en el interior de la Hoja, junto con el valle del Parque Nacional de Ordesa, ha atraído la atención de numerosos geólogos, lo que ha hecho que los antecedentes de trabajos y observaciones sobre la región sean bastante numerosos. (A ese respecto remitimos al lector a la memoria de la Hoja de Broto.)

En la figura adjunta (fig. 1) se muestra la posición de la Hoja en el mapa esquemático estructural de la vertiente sur del Pirineo Central. El rasgo estructural más notable en la cartografía de la vertiente sur del Pirineo Central es la llamada Unidad Surpirenaica Central (en adelante utilizaremos la abreviaturas U.S.C.) constituida esencialmente por una serie mesozoico predominantemente calcárea, en general, bastante potente y completa desde el «Trías plástico» (Triásico medio y superior en el que abundan las arcillas y evaporitas). La U.S.C. se encuentra ampliamente corrida hacia el Sur. Según los recientes datos de la sismica petrolera (comunicación verbal de P. CAMARA) la U.S.C. cabalga de manera importante sobre el Eoceno que conecta con el Terciario del valle del Ebro (unos 40 km de flecha mínima en su parte central).

El Trías plástico ha jugado un papel importante propiciado una desolidarización entre la cobertera mesozoica corrida hacia el Sur y el basamento paleozoico (que puede incluir Trías inferior arenoso). En el basamento se producen fallas inversas observables en afloramiento, al N de la U.S.C., en la Alta Cadena Paleozoica (denominada clásicamente «Zona Axial»). Dichas fallas pueden tenderse hacia el Sur y permanecer intracutáneas en el interior del Trías plástico basal de la serie de la U.S.C.

Dentro de la U.S.C. se distinguen según los lugares y autores unas Unidades menores; en el Oeste: Unidad de Cotiella, Unidad de Monte Perdido-Boltaña (L. M. RIOS *et al.*, 1983); en el Este: Unidades de Pedraforca superior y Pedraforca inferior (J. M. FONTBOTE *et al.*, 1986).

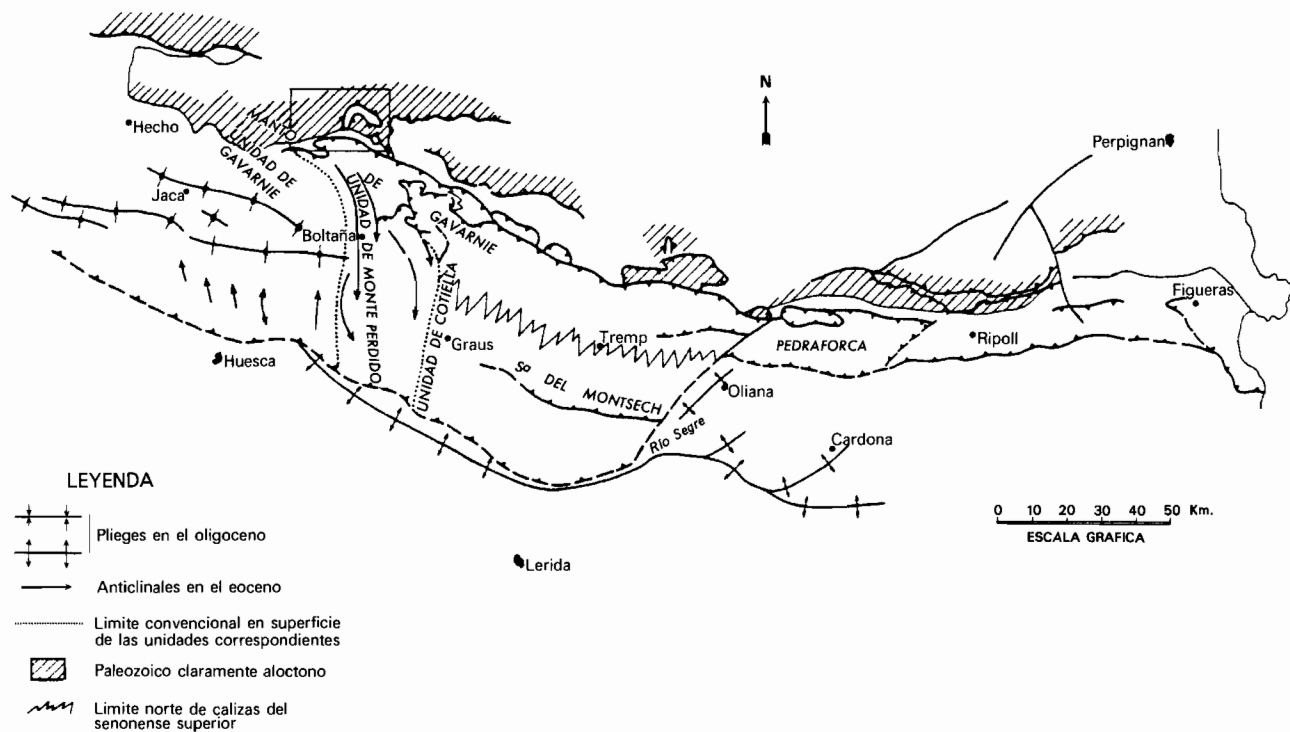


Figura 1

Lateralmente hacia el Oeste la U.S.C. se termina como se explica a continuación.

Por una parte tienen lugar superposiciones anormales sobre series laterales equivalentes en edad aunque más delgadas, incompletas y carentes o casi carentes de Triás plástico. Dicha superposición anormal es observable en la parte trasera de las Unidades corridas a la manera de «rampas laterales» muy tendidas: La Unidad del Cotiella recubre lateralmente 35 km a la Unidad de Monte Perdido y ésta, lateralmente, 28 km a la Unidad de Gavarnie, la cual constituye su autóctono relativo.

Por otra parte, la flecha de desplazamiento de dichas Unidades en dirección transversal a la Cadena es cada vez menor al considerar transversales cada vez más hacia el Oeste. Considerando el desplazamiento de la Unidad del Cotiella con relación a la Unidad de Monte Perdido la componente transversal de la flecha es de unos 20 km en el río Esera, disminuyendo a 6 km en el Castillo Mayor (río Vellos). La Unidad de Monte Perdido, a su vez, tiene una componente transversal de desplazamiento relativo a sus sustrato que disminuye hacia el Oeste hasta 3 km en el río Ara (Bujaruelo), llegando a ser nula al SW del pico Otal (L. M. RIOS *et al.*, 1986). Dichos desplazamientos diferenciales de componente rotacional dextra producen pliegues y esquistosidad de presión-disolución con directrices tectónicas arqueadas y oblicuas o incluso casi transversales a la Cadena. Tal es el caso del anticlinal de Mediano y del anticlinal de Boltaña, el cual hacia el Norte pasa sin discontinuidad tectónica hasta el nivel del Cretácico de la Unidad de Monte Perdido en el valle de Ordesa. Como la sedimentación prosigue sobre las Unidades durante el desplazamiento y deformación de las mismas se puede datar la edad de los movimientos mediante el estudio de las discordancias progresivas que se producen en los flancos de dichos pliegues.

Nótese que una rampa lateral ascendente hacia el Oeste que naciera estrictamente con una dirección ortogonal a la Cadena, en el curso de la rotación posterior, de eje vertical, dextra, puede pasar a ser una rampa descendente.

La terminación oriental de la U.S.C. es de manera algo diferente. Al E de Pedraforca el dispositivo de rampa (o rampas laterales) que limita la U.S.C. por el Este emerge en superficie como tal discontinuidad, de dirección N-50 E. El reciente estudio de este sector (J. A. MUÑOZ y J. VERGES, comunicación verbal) muestra en detalle que este accidente ha jugado varias veces a lo largo del tiempo, existiendo hasta seis abanicos de conglomerados que datan los sucesivos movimientos. Por otra parte, en este sector existe una esquistosidad oblicua a la Cadena que sería paralela a este límite oriental. La edad que se deduce para esta tectónica coincide bastante bien con la que se obtiene en la terminación occidental: se inicia en el Cuisiense y se prosigue durante el Lute-ciense.

Al Este del manto de Pedraforca se extiende su sustrato relativo constituido por el sinclinal de Ripoll, potente serie eocena con un delgado Cretácico superior aflorante en su borde norte (Sierra del Cadí) y sin Triás plástico. El límite sur de esta Unidad es la falla inversa de Vallfogona, frente cabalgante sobre el Oligoceno conglomerático continental situado más al Sur. En esta Unidad ya no se observan más estructuras de dirección transversal u oblicua a la Cadena (salvo ya en la extremidad oriental del Pirineo: Unidad mesozoica de Figueras-Montgrí). El cabalgamiento de Vallfogona pertenece a la etapa oligocena de la tectónica surpirenaica y representa el frente de un manto de corrimiento que incluye el apilamiento tectónico de escamas («*piggy-back thrusting*») del Cadí. La Unidad de Pedraforca, ya corrida anteriormente, se desplaza junto con este manto.

Del otro lado de la U.S.C. se extiende, al Oeste del anticlinal de Boltaña, el Eoceno de la cuenca de Jaca, seguido en continuidad estratigráfica hacia el Sur por el sinclinal oligoceno del Guarga. La cuenca de Jaca constituye una unidad en cierto modo simétrica tectónicamente respecto al sinclinal de Ripoll. Junto con el Cretácico de su borde norte (sin Cretácico inferior, Jurásico, ni Triásico) y Paleozoico de la Alta Cadena, al cual éste está adosado, constituye la Unidad de Gavarnie, manto de corrimiento cuya tectónica ocurre en el curso y final del Oligoceno. Análogamente a como ocurre en la parte catalana, el manto de Gavarnie se desplaza junto con las Unidades de Monte Perdido-Boltaña y Cotiella anteriormente desplazadas. Las calizas de Cretácico superior y Paleoceno del borde norte de la cuenca de Jaca (Sierras Interiores) muestran en afloramiento un apilamiento de subunidades, en cierto modo comparable al de la sierra del Cadí, en las cuales puede participar el Paleozoico (L. M. RIOS *et al.*, 1986). Posteriormente y a todo lo largo de las sierras cretácicas-paleocenas desde Ordesa hasta Hecho (SOLER y PUIGDEFABRAGAS, 1970) se observa una fase tectónica con esquistosidad generalizada, de presión-disolución, contemporánea del plegamiento o basculamiento hacia el Sur del anterior apilamiento. Sus directrices tectónicas, así como las de los pliegues frontales del apilamiento anterior, son paralelas a la Cadena. En las alturas del cañón de Añisclo (río Vellos) estos últimos pliegues se analiza que son posteriores al arco tectónico de Boltaña (L. M. RIOS *et al.*, 1982).

La sismica petrolera (CAMARA y LIMOWITZ, 1985) ha mostrado, debajo de la cuenca de Jaca, un dispositivo de subunidades de Cretácico más Paleozoico cabalgantes, análogas al del apilamiento observable en el borde norte, aunque de dimensiones mayores. Estos accidentes profundos pueden tener su expresión superficial en forma de fallas inversas (Oturia, Jaca, etc.) o bien (dado que la sedimentación oligocena se prosigue encima de y durante el movimiento del manto de Gavarnie), en forma de discordancias progresivas durante y final del Oligoceno (C. PUIGDEFABREGAS, 1975). En cualquier caso, las directrices tectónicas de esas manifestaciones superficiales mantienen una dirección paralela a la Cadena y ausencia de arcos tectónicos.

En el frente de cabalgamiento meridional del manto de Gavarnie (sierras exteriores oscenses) reaparece el Cretácico del borde sur de la cuenca de Jaca con espesor mucho más reducido que en el borde norte. A diferencia con el borde sur del sinclinal de Ripoll (frente cabalgante de Vallfogona), en el borde sur de la cuenca de Jaca están presentes por una parte el Trías plástico y por otra parte pliegues de eje N-S (A. ALMELA y J. M. RIOS, 1952) transversales a la Cadena, formados durante el Eoceno medio-superior. Si admitimos, como es propio del nivel estructural de la región, que la formación de esos pliegues se produjo por el mecanismo de flexión, o que, al menos, hubo una participación de dicho mecanismo, llegamos a un acortamiento en dirección longitudinal a la Cadena de más de unos 10 km. En el borde norte de la cuenca no se producen pliegues de eje N-S, ni por tanto, ningún acortamiento en dirección longitudinal. Esa diferencia en el acortamiento longitudinal está de acuerdo con el sentido de rotación del arco tectónico del límite occidental de la U.S.C., representado por el anticlinal de Boltaña, rotación que habría proseguido posteriormente, a la constitución de éste, a la manera de un pivotamiento y empuje hacia el Oeste de la parte externa de la U.S.C.

Posteriormente, como ya se ha dicho, se produce el cabalgamiento del manto de Gavarnie cuyo frente meridional está, en las sierras oscenses, oculto por los sedimentos de borde del Mioceno, si bien en sismica se ve que la flecha del cabalgamiento es importante, del orden de 10 km o mayor. En el área de Riglos, parte frontal del manto (C. PUIGDEFABREGAS, 1975), se producen en esta etapa pliegues de dirección pirenaica de edad oligocena y tardioliocena que deforman los pliegues N-S anteriormente citados.

En las Sierras Exteriores leridanas (J. A. POCOVI, 1978) y delante del frente cabalgante del manto de Gavarnie, se encuentra el gran anticlinal de yesos y arcillas de edad oligoceno. Esta gran estructura por la parte del Oeste (área de Barbastro) se termina contra y debajo del frente de Gavarnie. Por el Este se ramifica en los anticlinales de Oliana y Cardona. La dirección del de Oliana está claramente influenciada por el movimiento de la falla NE-SW rumbodeslizante del Segre que funciona en ese momento. La falla del Segre de disposición vertical no es el límite oriental de la U.S.C., sino que la corta. El desplazamiento rumbodeslizante de la falla es, no obstante, de cierta importancia en este momento (mayor de 10 km si tomamos como referencia a uno y otro lado el límite sur de la serie con Cretácico inferior potente), aunque no afecta al autóctono relativo: por la parte norte la serie del Estefano-Bunt no se ve afectada por dicho accidente y, por otra parte, el sondeo petrolero de Isona-bis cortó, debajo de la U.S.C., un autóctono eoceno idéntico al de los sondeos implantados al otro lado de la falla del Segre (sondeos de Oliana y Basella).

En resumen, y aun a riesgo de ser demasiado esquemáticos, en la vertiente sur del Pirineo Central se puede considerar una tectónica de zócalo de tipo cizallante y accidentes de flecha de cabalgamiento importante que se tienden hacia el Sur.

La cobertera sedimentaria alpina muestra en general una tectónica algo más dúctil (pliegues isópacos, esquistosidad preferentemente de disolución, según los lugares), aunque también cabalgamientos, los cuales pueden presentarse solidarios con los del basamento o bien tener un comportamiento no solidario con éste (caso de la U.S.C., donde en general existe el Trías plástico), y sufrir translaciones que no tienen necesariamente que ser contabilizadas totalmente como acortamiento de la Cadena.

La vergencia general, tanto en uno como en otro caso, es hacia el Sur.

Podemos considerar, al nivel de la cobertura, dos etapas en la tectónica surpirenaica central. Una etapa eoceno en la que empieza el movimiento hacia el S de la U.S.C. (compuesta por las Unidades de Cotiella y Pedraforca superior, Unidades de Monte Perdido-Boltaña y Pedraforca inferior), cuyo límite lateral puede ser neto en la parte leridana (rampas laterales), o puede tener una deformación interna importante cuyo resultado es la producción de arcos en sus directrices y pliegues, muy oblicuos a la Cadena en las terminaciones occidentales de las Unidades.

Durante el Oligoceno la tectónica de mantos se generaliza y las Unidades anteriormente emplazadas se mueven junto con el manto de Gavarnie y comprendidas en éste. En esta segunda etapa las directrices tectónicas de las estructuras internas al manto son en general de dirección paralela a la Cadena (A. GARRIDO, 1982).

No obstante la existencia de estas dos etapas, hemos conservado la nomenclatura utilizada por nosotros en anteriores trabajos (P. CHOUKROUNE *et al.*, 1980; R. MIROUSE *et al.*, 1980; L. M. RIOS *et al.*, 1982; L. M. RIOS, 1983) respecto a las fases o momentos álgidos datados en la tectónica alpina del entorno próximo de la Hoja:

— Emplazamiento de la Unidad de Cotiella. Durante el Eoceno inferior.

— Corrimiento de la Unidad de Monte Perdido junto con la Unidad del Cotiella anteriormente emplazada. Durante el Eoceno medio. Migración lateral de la deformación hacia el Oeste (ejes N-S en Sierras Marginales) durante el Eoceno superior.

— Etapa Gavarnie. Dos tipos de estructuración distintas y sucesivas, en las Sierras Interiores. Dos fases de deformación φ_{3a} y φ_{3b} (PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973) y dos discordancias progresivas en el Oligoceno (PUIGDEFABREGAS, 1975) en relación con las Sierras Marginales: una probablemente dentro del Stampiense, la otra Aquitaniense.

2.4.2. Estructuras en los materiales alpinos

Las más espectaculares corresponden a los dos tipos de estructuras que acompañan a la etapa de corrimiento de la Unidad de Gavarnie (φ_{3a} , φ_{3b}). Son visibles en el macizo de Monte Perdido (a caballo con la Hoja de Broto), que es el segmento de la alineación de las Sierras Interiores de mayores cotas de cumbres.

Estas estructuras son prolongación de las que se describieron en la Hoja de Broto y se presentan, tanto en los materiales de la Unidad de Monte Perdido como en los de la Unidad de Gavarnie. Estos últimos constituyen la prolongación hacia el Oeste de las Sierras Interiores por el pico Otal, sierra de Tendeñera, Peña Telera, Collarada, Aspe, Bernera, etc., hasta el meridiano de Hecho.

— *Pliegues de Goritz y fallas tendidas asociadas*

En la falda sur del macizo de Monte Perdido, la zona del refugio de Goritz presenta una serie de pliegues es cascada, de estilo isopaco y fuerte vergencia al Sur, que se dibujan bien en los niveles basales del Ilerdiense y en el Paleoceno. Hacia el Este estos pliegues se prolongan por la falda sur de la sierra de Tres Marías y se atenúan por completo ya en la Hoja de Bielsa. Hacia el Oeste se prolongan, al Sur del Casco, por los llanos de Millaris y Mondaruego hasta lo alto de las paredes de la garganta del río Ara al Sur de Bujaruelo.

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 Oeste del refugio y en donde ocupa la posición de plano axial. Hacia el Sur, ya fuera del dominio de estos pliegues, la esquistosidad correspondiente ya no aparece.

La parte alta de las paredes de la garganta del río Ara y, mejor, la garganta de la cabecera del valle de Añisclo permiten 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, flanco biselado por el Maastrichtiense cabalgante, distinguible por su color amarillento (areniscas de Marboré). Hacia atrás estas fallas se diponen dentro del Maastrichtiense paralelamente a la estratificación.

— *Subunidades corridas en el macizo de Monte Perdido*

El estilo de deformación descrito en este apartado (deslizamiento capa a capa en el Cretácico mediante fallas inversas que pasan frontalmente a pliegues en el Paleoceno-Ilerdiense) se acentúa a medida que consideramos niveles más altos dentro del edificio del macizo de Monte Perdido y las fallas llegan a romper frontalmente la serie, provocándose el corrimiento de escamas (VAN DE VELDE, 1963; FLACHERÉ, 1977).

En la memoria de la Hoja de Broto ya describimos tres escamas, las más altas. El contacto tectónico frontal a base de la segunda de estas escamas, se amortigua en la transversal del pico Monte Perdido, pero vuelve a aparecer más hacia el Oeste en la cresta sur del pico de Marboré. Esta escama incluye el pico de Marboré constituido por las «areniscas de Marboré», de donde toman el nombre.

La primera de estas escamas, la más inferior de las tres, constituye un *klippe* en el pico El Casco, que es su representación más occidental.

Por debajo de ésta, en el interior de la Hoja de Bujaruelo, nace otra escama a partir del núcleo de uno de los anticlinales de Goritz y desde la transversal del Cilindro hacia el Oeste. Incluye las calizas que conforman la Brecha de Roland.

Más hacia el Oeste todavía existe el nacimiento de otra escama más inferior, a la cual pertenece el pico Taillón y cuyo cabalgamiento frontal aparece a partir del llano de Millaris.

Este dispositivo de repetición de serie mediante apilamiento de las escamas citadas no es fácil observarlo en la falda norte del macizo de Monte Perdido, ya que las fallas basales de las mismas se disponen paralelamente a la estratificación. Esto produce un efecto aparente de un gran aumento de potencia de las «areniscas de Marboré» (cortes tectónicos III-III' y IV-IV').

— *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. Esto se observa de una manera general en las Sierra 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 manto de Gavarnie, por lo que sería contemporánea de éste (CHOUKROUNE *et al.*, 1968; SEGURET, 1970).

En el interior de la Hoja de Broto hemos señalado en cartografía las trazas axiales de antiformas y sinformas correspondientes a la fase descrita en los dos epígrafes anteriores (φ_{3a}) y, con otra simbología, las trazas axiales de esta fase (φ_{3b}) ulterior observables en las superficies de cabalgamiento plegadas.

Hay que destacar (corte tectónico IV-IV') que la amplitud de los pliegues de esta segunda deformación (así como la amplitud o flecha de desplazamiento de las estructuras de la deformación anterior, φ_{3a}) aumentan al considerar cotas más altas dentro de la estructura de conjunto del macizo de Monte Perdido.

— *Base tectónica de la Unidad de Monte Perdido*

La base de la Unidad de Monte Perdido presenta una mayor complejidad (FLACHERE, 1977) que la que figuraba en mapas anteriores.

Hemos precisado la cartografía de ese ámbito geológico utilizando las unidades litoestratigráficas definidas en el levantamiento del corte estratigráfico del Cretácico superior que hemos realizado en la transversal del paraje Turbón, a medio camino entre el pico Otal y San Nicolás de Bujaruelo.

De acuerdo con estas unidades litoestratigráficas, que se describen en el capítulo de estratigrafía, se ha precisado la cartografía en las laderas norte de las sierras cretácicas, entre Otal y el valle de Pineta, pasando por el circo de Gavarnie. Así resulta que la Unidad de Monte Perdido, en su contacto tectónico basal trasero, no cobija a la formación «areniscas de Marboré», como figuraba en anteriores mapas, sino a niveles estratigráficos arenosos más bajos correspondientes al Santoniense (32), también de pátina amarilla, lo que probablemente fue la causa de su confusión con dicha formación. Este error se corrigió ya por primera vez en la cartografía de H. FLACHERE (1977). Estos niveles a los que nos referimos, de edad Santoniense en su mayoría, nos ha parecido más lógico incluirlos dentro de la Unidad de Monte Perdido, adoptando como contacto tectónico basal de dicha Unidad el más inferior de los considerados por FLACHERE (1977).

En el ámbito de estos contactos tectónicos basales hay también estructuras de plegamiento que vienen a complicar la cartografía. Citaremos de entre otras:

- El pliegue anticlinal zambullente de la cascada del fondo del valle de Pineta que cronológicamente podría pertenecer a la fase φ_{3a} de Gavarnie, posteriormente basculado.
- La antiforma de plano axial buzante al Sur, que va desde el puerto de Lera (Port Neuf de Pinède) hasta la Hourquette de Paille, que corresponde a un sinclinal de vergencia al Sur (cortes II-III' y IV-IV'), basculado igualmente por la fase de Gavarnie. La geometría de esta estructura, en el contexto de la de los materiales adyacentes, exige una flecha actual importante de desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido con relación a la de Gavarnie.
- El contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido en el área de Les Gabiétous (entre el puerto de Bujaruelo y el circo de Gavarnie) (areniscas calcáreas ferruginosas santonienses sobre conjunto de caliza de pátina gris claro basal del Cretácico superior), está deformado por una estructura plegada zambullente y de vergencia al Sur (corte III-III') propia de la fase φ_{3a} de Gavarnie, lo que indica la antecendencia del emplazamiento de la Unidad de Monte Perdido con relación a esa fase. Por otra parte, ya quedó demostrado al hacer la Hoja de Broto (L. M. RIOS, *et al.*, 1982; L. M. RIOS, 1983) que el arco tectónico Monte Perdido-Boltaña y esquistosidad (de disolución) asociada es anterior a los pliegues del collado Véceto, prolongación de los de Goritz.
- Posteriormente, durante la fase φ_{3b} , la totalidad de la superficie tectónica basal (φ_2) de la Unidad de Monte Perdido, en el área del río Ara, Peña Otal y pico Fenes, está deformada por la fase φ_{3b} (como cualquier superficie de corrimiento φ_{3a} de las descritas anteriormente), llegando a producirse una sinforma con su flanco norte invertido (cortes I-I' y II-II') (SOLER, 1970, 1971).
- Recordemos que las estructuras φ_{3a} y φ_{3b} se pueden encontrar tanto en los materiales de la Unidad de Monte Perdido como en los de la Unidad de Gavarnie. Así, en el interior de la Hoja, en plena Unidad de Gavarnie, al Oeste del río Ara, encontramos en los niveles basales del Cretácico (ladera norte de Turbón) un pliegue falla tipo φ_{3a} basculado posteriormente hacia el Sur por la fase φ .

— *Dirección del desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido sobre la Unidad de Gavarnie en la parte occidental de la Hoja.*

En el lado oeste de la entalladura del río Ara, enfrente y a la altura del Parador de Ordesa, se puede caminar sobre la superficie tectónica que separa la Unidad de Monte Perdido cabalgante sobre la caliza con sílex del llerdiense de la Unidad de Gavarnie. Sobre dicha superficie horizontal se observan:

1) Estrías de dirección N-55 E. 2) Sistema de grietas en relevo conjugadas que indican σ_2 vertical de σ_1 (máximo esfuerzo compresivo) horizontal y de dirección N-55 E a N-60 E. La dirección de desplazamiento N-55 E se aparta solamente 25° de la transversal a la Cadena.

El contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido se prolonga hacia el Oeste pasando por la Peña Otal. En esa dirección sube estratigráficamente instalándose en el *flysch* eoceno, en donde se amortigua. Así, en la cabecera del barranco de Sorrosal, hacia la parte del *flysch*, se observa, en el flanco oriental del barranco, plegamiento y disarmonía que es prolongación del contacto tectónico; en el flanco oeste del barranco se observa plegamiento, pero no disarmonía. Todos los ejes de los pliegues observados en este área de *flysch* llevan una dirección longitudinal a la Cadena, lo que conduce a excluir la hipótesis de la existencia en esta área de un desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido en esa dirección (L. M. RIOS *et al.*, 1986).

— *Cuantía del desplazamiento de la Unidad de Monte Perdido con relación a la Unidad de Gavarnie.*

Según los nuevos datos de cartografía y tomando como referencia la intersección del techo del nivel 33 (calizas con Hippurites), presente también en Ordesa, con el contacto tectónico basal de la Unidad de Monte Perdido, resulta para esta Unidad un desplazamiento de 3 km con relación a la Unidad de Gavarnie, ello en la transversal correspondiente al río Ara.

Hacia el Este la cuantía del desplazamiento aumenta sin duda, pero los solos datos de la cartografía del área a la que nos estamos refiriendo no permiten cuantificarlo.

Hacia el Oeste, como ya se ha explicado en el epígrafe anterior, el desplazamiento disminuye hasta llegar a ser prácticamente nulo en la ladera occidental del barranco de Sorrosal.

2.4.3. Estructuras en los materiales hercínicos

— *Cabalgamientos*

Al hablar en el epígrafe 2.2. de las subunidades tectónicas a considerar en el Paleozoico del manto de Gavarnie (aparte del propio cabalgamiento base de dicho manto) hemos considerado el posible rejuego alpino de accidentes tectónicos, límites de dichas subunidades, cuyo funcionamiento fue evidentemente o probablemente hercínico.

En este epígrafe nos referiremos al cabalgamiento de la Unidad de Bernatuara-Lapazosa sobre la unidad del Otal, ya que su funcionamiento alpino es evidente, ya que cobija mesozoico. La

superficie tectónica se presenta abombada según se muestra en los cortes I-I' y II-II'. En la parte norte buza al Norte y en la parte sur buza al Sur. En esta última parte el Mesozoico (Cenomaniense basal) se encuentra atrapado debajo del cabalgamiento, siendo su contacto sobre el Paleozoico cabalgado del tipo discordancia estratigráfica. Este Cenomaniense se observa perfectamente en el desmonte de la nueva pista del río Ara, aguas arriba del Llano de San Nicolás de Bujaruelo, y se prolonga hacia el Oeste por la orilla sur del río Otal, en su tramo de bajada torrencial al río Ara. Presenta un buzamiento pronunciado al Sur o incluso vertical según los sitios. Consta de un tramo basal constituido por 2-5 m de arenisca cuarcítica con algunos elementos de hasta 1 cm de cuarzo rodados, seguido de un tramo de 5-6 m de caliza gris claro de aspecto tigreado con pequeños ostreidos (el análisis de la microfacies indica una textura micrítica con lamelibranchios y equínidos). La secuencia y su facies es idéntica a la de otros puntos conocidos dentro de la Hoja en la base de la serie del Cretácico superior.

En esta lámina de Cenomaniense aparecen las siguientes miniestructuras:

- En la parte superior del tramo de caliza se produce esquistosidad de flujo paralela a la estratificación y al contacto de corrimiento en el techo de la caliza, el cual, por rozamiento, ha debido generar el calor necesario para este tipo de deformación.
- Esquistosidad de presión-disolución de dirección paralela a la corrida de las capas y buzando 60°-70° al Norte. Esta esquistosidad sería contemporánea de φ_{3b} al producirse el abombamiento antiformal de la superficie de cabalgamiento.
- Estrías según la línea de máxima pendiente en algunas superficies de separación entre estratos. El movimiento relativo corresponde a una participación del mecanismo *flexural slip* en el flanco sur de la antiformal.

Más hacia el Oeste el contacto tectónico supracenomaniense del corrimiento, al que nos estamos refiriendo, hay que prolongarlo por el Cuaternario del valle de Otal y antes de llegar al collado de Tendeñera se instala en los niveles basales del Cretácico superior de la Sierra de Tendeñera, pudiendo ser observado en la cabecera del valle del Otal y en diversos lugares más al Oeste hacia la base de las laderas norte de las sierras de Cretácico, incluso hasta la Canal de Izas, en la parte occidental de la vecina Hoja de Sallent.

— *Deformaciones continuas y penetrativas*

Por encima del cabalgamiento Sandaruelo-Río Otal, al que nos estamos refiriendo (cortes I-I' y II-II') en el cierre de su terminación oriental, la esquistosidad de flujo principal hercínica se adapta bastante bien al abombamiento del cabalgamiento, y en general, salvo raras excepciones, no se observa crenulación posterior. En esas excepciones buza al N unos 50°-60° y está asociada a *kinks*. Es posible pero no es evidente que estas raras miniestructuras pertenezcan a una fase alpina, ya que en la vecina Hoja de Sallent hay casos de esquistosidad de crenulación que evidentemente son anteriores al alpino.

Otro caso en que se observa a la esquistosidad principal hercínica basculada hacia el Sur es en el flanco norte del sinclinal del Chinipro, por lo que este pliegue pudiera ser tal vez de edad alpina. No se observa otra esquistosidad.

Salvo estos casos que hemos descrito (incluyendo el de la esquistosidad volteada de plano axial del anticlinal sinforme de la cresta del pico Secres), y otros que quizá nos han pasado desapercibidos, la esquistosidad principal hercínica buza en mayor o menor grado generalmente al Norte.

Cuando se observa, por ejemplo, la discordancia estratigráfica base del Cenomaniense plegada solidariamente con el Paleozoico es evidente que esa deformación de alguna manera se transmite al Paleozoico. A nuestro modo de ver la deformación dentro del Paleozoico se hace reutilizando de forma discreta ciertos planos de la esquistosidad hercínica, observándose a veces estrías o fenómenos de disolución asociados a esos planos de cizalla. Es decir, la deformación alpina que puede parecer penetrativa en el Paleozoico ocurre en realidad en condiciones frías sobre un material ya transformado por un metamorfismo regional hercínico y que ha perdido la facilidad de ser de nuevo deformado.

Por otra parte, hay que subrayar que la fluidez en los niveles de caliza en alternancia con metapelitas, fenómeno que en algunos casos parece posterior a ciertas fases hercínicas, es también hercínica, ya que claramente muestran una correlación entre la intensidad de la deformación y la proximidad al área caliente de los granitos.

— Fallas «retrodirectas» internas al manto de Gavarnie

Volviendo a considerar el cabalgamiento Sandaruelo-río Otal al que antes nos estábamos refiriendo y la disposición abombada que presenta, el acomodo a ese *bucling* en la parte del núcleo de la estructura se hace esencialmente del modo que acabamos de referir: hay una esquistosidad hercínica buzando al Norte según los planos axiales de los pliegues de fase 2 en el Devónico inferior y esos planos son reutilizados de manera discreta, según desplazamientos variables que pueden llegar a la magnitud de fallas cartografiables.

No obstante (cortes I-I' y II-II'), la cuantía del desplazamiento de algunas de las fallas directas que resultan en dicho cortes parece excesiva y más de la necesaria para solucionar el acomodo en el interior del *bucling*. Además, en el caso de las situadas en el flanco sur habrían actuado en sentido contrario al exigido.

Otra explicación para esas fallas que nos parece más convincente es que se hayan producido en la primera etapa φ_{3a} durante el corrimiento del manto de Gavarnie. En el corte I-I' no se ha representado en niveles más profundos el contacto tectónico basal del manto de Gavarnie sobre el autóctono cristalino. En la figura núm. 2 (b) adjunta, se ha representado de manera aproximada dicho contacto tectónico en la parte del corte I-I' correspondiente al abombamiento producido durante la segunda etapa Gavarnie. La figura 2 (c) muestra cuál sería la disposición de las fallas directas durante el corrimiento de la superficie basal del manto de Gavarnie y simultáneamente del corrimiento de la unidad de Lapazosa sobre la unidad de Otal. Esto representa un sentido rotacional senestro externamente al volumen de roca comprendido entre los dos cabalgamientos, y los bloques entre planos de anisotropía o fallas internos a dicho volumen van a tender a acomodarse girando en el mismo sentido, lo que va a producir un desplazamiento dentro de esas discontinuidades.

Por otra parte y aún prescindiendo de la explicación anterior, la producción de fallas «retrodirectas» en un manto en presencia de esfuerzos de compresión tangenciales es posible, siempre que el

S

N

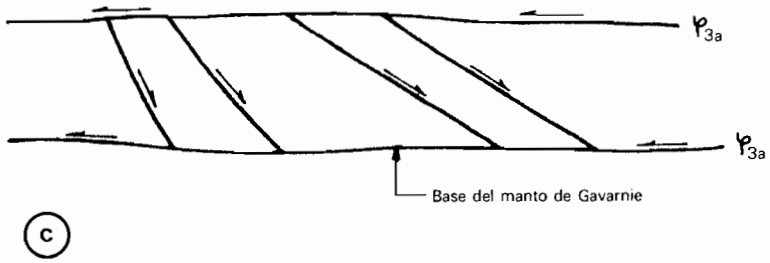
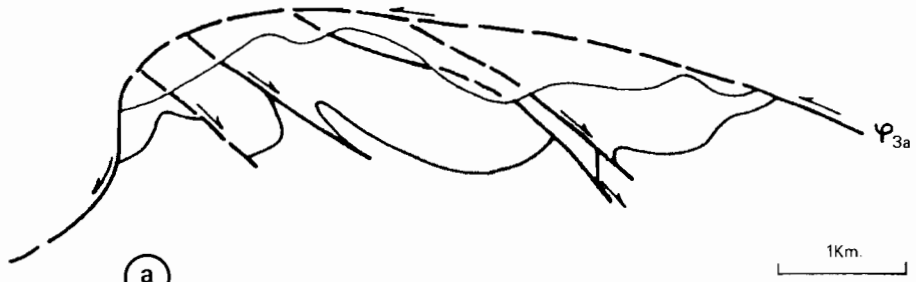


Figura 2

esfuerzo vertical debido a la carga litológica sobrepase el esfuerzo de comprensión horizontal. Esto nos puede servir, dicho sea de paso, para fijar un límite máximo en la estimación de los esfuerzos tangenciales a partir de una estimación del apilamiento tectónico suprayacente en ese momento. Este dato puede ser interesante cuando se discute en qué medida en un manto interviene la competente tangencial compresiva a la componente gravitatoria en el sentido del posible gradiente morfológico al considerar otros puntos a lo largo del perfil del corte tectónico de la Cadena.

En la parte oriental de la Hoja hay otra falla «retrodirecta» que afecta al conjunto de las unidades de Chinipro y de La Munia y que aparece dibujada en el corte V-V' pasando por el pico Chinipro. Al otro lado de las fallas verticales N-S de los lagos de la Munia, se recupera esta falla en el flanco oriental del pico Robiñera, descendiendo hacia el Norte sin afectar al contacto tectónico basal del manto de Gavarnie.

3. GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista litológico, los mayores relieves los tenemos dados por granitos, calizas (ya sean paleozoicas o del Cretácico y Eoceno basal) y por las cuarcitas de la serie de Sia. Los relieves negativos corresponden a pizarras y al *flysch* eoceno.

Se pueden distinguir, en un análisis más detallado, dos unidades morfoestructurales que son el Paleozoico, perteneciente a la Alta Cadena Hercínica, y el Mesozoico-Eoceno, perteneciente a las Sierras Interiores de la Zona Subpirenaica.

Existen dos factores decisivos en el modelado de estas dos áreas, a los cuales responden de manera distinta. El primer factor es la naturaleza de los terrenos, siendo éste el factor preponderante en las Sierras Interiores. El segundo factor lo constituyen los agentes erosivos múltiples, entre los cuales el modelado glaciar adquiere gran importancia, así como los modelados pre y postglaciares.

Como rasgos generales hay que destacar las formas cíclicas que se presentan en el Paleozoico y en el *flysch*, y la importancia de las formas cársticas en las calizas de la sierra surpirenaica.

3.1. PALEOZOICO

Presenta formas cíclicas preglaciares, con relieves viejos, rejuvenecidas morfológicamente por erosiones actuales y cuaternarias.

Las cumbres son de constitución granítica (Pico Neveras, 2.902 m), calcárea (por ejemplo, Vignemale, 3.303 m), o formado por las cuarcitas de la serie de Sia (por ejemplo, La Munia, 3.134 m). Las calizas del Devónico inferior, cuando son potentes, pueden presentar importantes escarpaduras (paredes de los circos de Tromouse y de Barrosa, por ejemplo).

Son espectaculares las morfologías glaciares en los valles de Otal y Lapazosa en la zona del río Ara, y de la del circo de la Larri en la cuenca del río Cinca. Se trata de valles colgados sobre el nivel actual de los ríos Ara y Cinca que excavaron su cauce posteriormente.

En el granito se presenta un modelado glaciar, degradado por procesos periglaciares húmedos, con formación de alveolos, acanaladuras, etc. (VIDAL *et al.*, 1983).

3.2. Sierras Interiores

Se conoce con este nombre a la alineación de relieves en calizas mesozoicas y del Terciario basal adosadas al límite sur de la zona Axial, dando en muchos lugares relieves superiores a los terrenos paleozoicos, cuando en éstos hay una componente importante de pizarras. Esta alineación da lugar a que las redes hidrográficas presenten dos áreas bien diferenciadas. En la más meridional la mayor parte de los ríos y arroyos tienen su cabecera en el flanco sur de este relieve mesozoico-terciario, y tan sólo algunos ríos (Cinca, Ara ...) traspasan esta barrera a través de profundos cañones, desarrollando a continuación otra red de drenaje de características diferentes, ya en terrenos paleozoicos.

En la presente Hoja, esta unidad geológica y morfológica está representada por el macizo de Monte Perdido y su prolongación hacia el Oeste por la Peña Otal.

El factor morfológico fundamental es el estructural, existiendo una asimetría entre las laderas norte y sur. En la vertiente norte, las capas están buzando al Sur, siendo los relieves más abruptos, ya que la erosión aprovecha la esquistosidad de presión-disolución existente con pronunciado buzamiento al N. La vertiente S está ocupada preferentemente por las calizas del Terciario basal, estructuradas según pliegues en cascada, que dan lugar a mesetas estructurales, horizontales o alabeadas de relieve maduro, en contraste con las formas jóvenes de los cañones (Ordesa, Añisclo ...)

No hay que olvidar la gran importancia de las formas cársticas en esta unidad.

Cuando bajamos, aún más, hacia el Sur nos encontramos, de nuevo, con las formas cíclicas del *flysch* eoceno.

Es importante resaltar la influencia glaciar en esta unidad calcárea, cuyos claros exponentes los tenemos en el circo y valle de Pineta y *plateau* de Marboré.

3.3. Modelado Glaciar

Por su importancia, en ambas unidades morfológicas, conviene dedicar una especial atención a este factor.

Relacionando esta zona con otras zonas del Pirineo, tenemos tres glaciaciones (BONO, 1978). La primera de ellas corresponde a la Mindel, y es la que produce depósitos morrénicos, en lugares muy al Sur, incluso alejados 30 ó 40 km. La segunda fase glaciar es de edad Rissense, siendo su exponente mejor las morrenas de cubetas terminales. Por último, tenemos las morrenas de altitud, a más de 1.500 m., que corresponderían a un Wurm.

Mención aparte merecen los glaciares actuales de tipo pirenaico, que pasamos a enumerar de Oeste a Este

En el Paleozoico, tenemos el Vignemale (3.303 m) con dos glaciares, el de las Oulettes y el de Ossoue, ambos en Francia, siendo este último de una longitud relativamente grande (1,5 km).

En el macizo del Monte Perdido encontramos los pequeños casquetes glaciares del Gabietou (3.040 m) y del Taillón (3.144 m). Más hacia el E, sobre el circo de Gavarnie, tenemos una cornisa de hielo segmentada que va desde la Brecha de Roland, sigue por el Casco (3.007 m) y acaba en el glaciar de la cascada de Gavarnie.

En la ladera Sur de este macizo hay pequeñas acumulaciones de hielo en la parte occidental del Cilindro (3.335 m), en el Monte Perdido (3.355 m), que baja hasta el lago Helado, y en el del Soum de Ramond (3.254 m).

La mayor superficie de hielo la tenemos en la vertiente N del Monte Perdido, con una superficie de 388 Ha, dividido en tres escalones, siendo el del medio el mayor, de unos 70 m de espesor y con una velocidad de 15 m/año (HERNANDEZ. PACHECO y VIDAL, 1946). Otros glaciares junto a éste es el N del Cilindro y el del Marboré (3.250 m).

Por último, y de nuevo en el Paleozoico, encontramos el pequeño glaciar de La Munia (3.134 m).

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA METAMORFICA

4.1.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional se da solamente en el Paleozoico y es de grado bajo, de la zona sericita-clorita.

Las muestras estudiadas presentan además como minerales índices localmente moscovita y biotita en algunas cuarcitas o grauwacas.

Las calizas se encuentran bastante recristalizadas en conjunto, y con sericita. Lejos de los macizos graníticos presentan esquistosidad de presión-disolución plana y más oblicua a la estratificación que la esquistosidad de flujo en los materiales pizarreños, lo que denota un comportamiento más competente en las calizas que en las pizarras.

Es importante señalar la presencia de cloritoide claramente post-tectónico en ciertas muestras, que indican la persistencia de una termicidad, después de la fase principal.

4.1.2. Metamorfismo de contacto

En torno a los macizos graníticos de Cuatererts y Panticosa tiene lugar una aureola de metamorfismo térmico de contacto. La anchura de dicha aureola varía desde una centena de metros a varios kilómetros, y las transformaciones que se producen son función de la litología a la que afecte. Se divide, pues, el estudio de este metamorfismo según los materiales sean pelítico-arenosos o calcáreos. En general, la zona de influencia térmica de los granitos es mayor en aquellos materiales que en los calcáreos.

Es de señalar que la aureola de contacto de los granitos de Cuaterets y Panticosa es única para ambos macizos, al estar éstos prácticamente unidos.

— *Materiales pelítico-arenosos*

En las zonas más próximas a los granitoides las pizarras se transforman en corneanas, perdiendo su textura orientada y aumentando la proporción de cuarzo libre.

Las rocas de esta naturaleza presentan un mosqueado de andalucita, que localmente, debido a la presencia de materia carbonosa, está como chistolita. En alguna muestra parece haber incluso cordierita. Otros minerales presentes son la biotita y la sericita. Estos minerales serían posteriores a la esquistosidad de flujo, si bien THOMPSON (1968) es de la opinión que la recrystalización tiene lugar durante la tectónica, caso correspondiente a los ejes que bordean al macizo de Panticosa. Existen zonas de cizalla posteriores a las corneanas con presencia de clorita, cuarzo y moscovita (THOMPSON, 1968).

La anchura de la aureola en estos materiales es generalmente de un kilómetro y puede llegar a alcanzar localmente los 3-4 km.

— *Materiales calcáreos*

Se incluyen en este grupo las diversas calizas presentes en el Devónico.

Las calizas sufren procesos de recrystalización, e incluso de marmorización, produciéndose además en la zona de contacto frecuentemente *skarns*.

Los análisis efectuados han permitido definir un aumento en cuanto a la intensidad del metamorfismo de acuerdo con su cercanía al plutón hasta llegar el *skarn*, según la serie tremolita-actinolita, wollastonita e idiocrasa.

La zona de contacto, con un grado muy alto de metamorfismo, presenta desarrollos espectaculares de idiocrasa con diópsido, epidota y granates cálcicos (andradita). THOMPSON (1968) señala la presencia de pireneita (variedad de granate cálcico) localmente en los mármoles. Cuando el metamorfismo es algo menor, encontramos tremolita y silicatos cálcicos (epidota, etc.). Es de resaltar el fenómeno de fluidez de las calizas, presentando una textura orientada definida por la elongación de los cristales de calcita y ocasionalmente por la alineación de cristales de tremolita. Este flujo en las calizas en algunos casos se observa que deforma una esquistosidad previa de presión-disolución materializada por nivelillos silicáticos oblicuos a la estratificación y presumiblemente ocasionada durante la fase de deformación principal durante el metamorfismo regional. Así pues, posteriormente a la esquistosidad de presión-disolución en las calizas, la deformación prosigue en condiciones de mayor temperatura a la cual el comportamiento de las calizas es muy sensible. Esta deformación y temperatura va ligada lógicamente al movimiento de encaje de los plutones.

4.1.3. **Migmatitas (6)**

En la ventana tectónica de La Larri aflora una serie metamófica compuesta por neises migmatíticos.

A grandes rasgos, estas migmatitas presentan una parte melanocraticia oscura, en la cual no se ha producido anatexia y leucosomas, en los que la roca ha sufrido fusión.

En general, y con las muestras cogidas, no puede indicarse el grado de metamorfismo, si bien puede esperarse un grado medio a alto (presencia de cordierita y andalucita).

La esquistosidad viene definida por la orientación de los cristales de biotita. Existe muscovita tardía de retrometamorfismo que se presenta desordenada.

En las partes fundidas se producen leucosomas o diferenciados ácidos con granitos leucocráticos, y también se han encontrado tonalitas biotítico-anfibólicas.

4.2. PETROLOGIA IGNEA

4.2.1. **Vulcanitas**

Se han encontrado diques en distintos horizontes del Devónico, interestratificados en él. Así, cerca del collado de Ordiso, hacia techo del 10, aparece interestratificado en esta alternancia un basalto o diabasa espilitizada con una potencia de un metro, que corresponde a una colada, con numerosas vacuolas de desgasificación posteriormente rellenas de clorita y calcita. Estas vacuolas están alargadas definiendo fluidez. Las muestras se encuentran muy alteradas.

En el Devónico pelítico superior hemos encontrado, al Oeste de la Sobrevista, un dique interestratificado constituido por una roca muy alterada, que pudiera ser una porfírita riolítica.

4.2.2. **Granitoides**

4.2.2.1. *Granito de Bielsa (1)*

El granito de Bielsa, de gran extensión en las Hojas de Bielsa y de Liena, ocupa una mínima superficie apenas (un kilómetro cuadrado) en la parte oriental de la Hoja de Bujaruelo, aflorando en la ladera occidental del Circo de Barrosa.

Es un granito con biotita, que tiene como minerales principales cuarzo, ortosa, plagioclasa (albita-oligoclasa) y biotita; y apatito, circón y opacos como componentes accesorios.

4.2.2.2. *Granitoide de Cauterets-Panticosa*

Este granitoide ha sido bien estudiado en su conjunto por DEBON (1972, 1975, 1980). Está compuesto de tres plutones que se presentan en la cartografía a la manera de un trébol. Según este autor, se trata de tres plutones calcoalcalinos, con inclusiones máficas en pequeñas proporciones (menor del 1 por 100). Cada uno de estos macizos es estructuralmente independiente, si bien actúan como un único plutón en cuanto a la aureola de metamorfismo térmico se refiere.

En general los contactos entre la superficie límite de estos macizos y los terrenos paleozoicos circundantes son limpios. A pesar de esto, existen zonas de mezcla, con apófisis de granitoides en los terrenos sedimentarios y enclaves aislados de Devónico dentro del él.

En líneas generales se observa un paralelismo entre la superficie límite de la intrusión y las direcciones de los pliegues, si bien frecuentemente el granito es secante a las estructuras (DEBON, 1972).

Los tres macizos diferenciables son: Cauterets Oeste, Cauterets Este y Panticosa. El primero de ellos no aflora en la presente Hoja. En cuanto a los otros dos, afloran con muy poca extensión en la parte noroeste de la misma.

MACIZO ORIENTAL DE CUATERETS

Este macizo granítico de 19 km² tiene como eje diametral el valle de Litour, al sur de Cauterets. Según el estudio de DEBON (1972, 1980) corresponde a un plutón con estructura concéntrica normal y recurrente, cuya forma es la de un embudo, con la superficie de contacto buzando hacia el núcleo.

Existen cinco facies distintas (DEBON 1972, 1980), aunque tan sólo son cuatro las zonas concéntricas que existen. La facies central la constituye una granodiorita clara, de grano fino, con presencia de biotita y anfíboles. Luego existe una granodiorita oscura de grano medio que envuelve por completo a la facies anterior. La siguiente zona presenta dos facies, una que sólo aflora al Sur, de cuarzoglobrodiorita y gabro, de grano variable, con biotita, anfíboles y piroxenos. La otra, son unas granodioritas oscuras cuarzodioritas de grano medio, con biotita y anfíboles. La cuarta zona, que es la periférica, tan sólo aparece en el borde sur del plutón, y es una granodiorita clara, de grano fino. Esta última facies es la que está presente en la zona española de la Hoja, en la cabecera del río Ara.

Si se emplean los parámetros de DE LA ROCHE (proporcionales a la alcalinidad, contenido en cuarzo, feldespato y minerales ferromagnesianos) se aprecia (DEBON, 1980) que hay un solape de las distintas facies, sin que existan huecos entre ellas, sobre todo en el contenido en cuarzo.

Granodiorita orientada (3)

Los análisis efectuados, con las muestras recogidas en la zona periférica de este plutón que nos afecta, confirman que se trata de una granodiorita, cuya composición mineralógica es cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sericita, epidota, clorita y biotita.

MACIZO DE PANTICOSA

El granito de Panticosa ocupa una superficie de 40 km² de los que apenas cuatro pertenecen a la Hoja de Bujaruelo, alforando el resto en la vecina Hoja de Sallent. Si se quiere, por tanto, ampliar los datos sobre este plutón, nos remitiremos a la memoria de dicha Hoja y a la bibliografía

Presenta una estructura zonada definida por la sucesión de cuatro facies (DEBON, 1972; DEBON y MOREAU, 1973), de las que tan sólo las dos más periféricas afectan a la presente Hoja, aflorando en la parte occidental de ella.

El primer trabajo que detectó una zonación con facies leucocráticas en el núcleo y más oscuras hacia los bordes fue VAN LANDEWIJK (1960). Más tarde DEBON y MOREAU (1973) definen las cuatro facies hoy aceptadas, con un granito central, una granodiorita leucocrática, otra más oscura y, por último, una cuarzdiorita. DEBON (1972, 1975, 1980) las denomina granito monzonítico, granodiorita clara, granodiorita oscura y cuarzogradiorita. Por último, THOMPSON (1968) había estudiado anteriormente a los trabajos de DEBON la facies periférica del macizo, en el alto río Ara, señalando una composición granodiorítica. Esta facies tiene un acentuado enriquecimiento en Ca y Mg, y se empobrece en K. Estos datos geoquímicos fueron confirmados por los análisis efectuados por DEBON (1972).

Gabrodiorita cuarcífera (Tonalita) (5)

Los análisis efectuados en las muestras seleccionadas confirman la composición de la facies periférica como una tonalita, con muchos máficos, de grano fino-medio. Como minerales principales contiene cuarzo, andesina, biotita, clinocanfíbol y clinopiroxeno, y como accesorias están presentes epidota, apatito, circón, esfena, rutilo, moscovita, carbonatos y opacos. Tiene un grado de alteración bastante elevado, con gran cantidad de clorita y sericita. Las plagioclasas, además, se encuentran, a veces, muy sausuritizadas (hecho que ya fue señalado por VAN LANDEWIJK y por THOMPSON), y los piroxenos están siendo sustituidos por anfíboles. El orden de cristalización es piroxeno, anfíbol, biotita, plagioclasa y cuarzo. Dependiendo de la cantidad de piroxeno o anfíbol, se han clasificado las muestras como tonalitas *s. str.*, tonalita biotítica-anfibólica, tonalita biotítica-piroxénica, etc.

Granodiorita de grano medio (4)

En cuanto a la segunda facies presente en esta Hoja, se ha muestreado, comprobando que se trata de una granodiorita biotítica-anfibólica, con cuarzo, plagioclasa (andesina), biotita, hornblenda y feldespato potásico, siendo el anfíbol y la biotita los primeros en cristalizar y el cuarzo el último.

Se confirman, pues, las zonaciones establecidas por DEBON.

Hay todo un complejo desarrollo de rocas filonianas asociadas al cortejo granítico que afloran secantes a los terrenos sedimentarios circundantes.

Son abundantes los diques de microtonalitas y micropórfidos tonalíticos, con emplazamientos poco profundos y microdioritas. Otros diques observados son de diabasa, con las plagioclasas sausuritizadas y una cloritización intensa, y porfiritas andesíticas.

Otros autores (WENSICK, 1962; VAN LANDEWIJK, 1960) citan además la presencia de otras rocas hipoabisales, como pórfidos cuarcíceos, porfiritas dacíticas, lamprófidios, etc.

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia sedimentaria del ciclo hercínico en lo referente a la Hoja, hay que integrarla en el contexto del conjunto de las series hercínicas del Pirineo.

Tras una sedimentación activa de carácter terrígeno y en medio marino durante el Paleozoico inferior, el cual puede corresponder a los materiales metamórficos del autóctono, se instala un período de calma con solamente aportes finos (arcillas) sobre fondos de carácter euxínico, protegidos de corrientes oxidantes, y en los que se preserva abundante materia orgánica de origen pelágico. Es en estas condiciones cuando se depositan las ampelitas del Silúrico muy ricas en pirita singenética.

Al comienzo del Devónico se instala una sedimentación carbonática bastante uniforme, alterando al principio con niveles pelíticos (10) y más uniformemente calcárea, después (11). El color de los sedimentos en gris oscuro y los fósiles escasos (crinoideos, algunos trilobites, etc.).

Hacia el final del Devónico inferior, existe una mayor movilidad diastrófica que hace que la sedimentación sea terrígena (13, 17) con algunos episodios calcáreos subordinados variables en cuanto a su potencia y facies. Las variaciones rápidas de potencia de este tramo, en general terrígeno, sugieren una cierta movilidad de los fondos, lo que puede prestarse a diversas interpretaciones (régimen distensivo de bloques de la plataforma y/o formación de cuencas de tipo *pull-apart*, etc.).

A partir de un cierto momento (Eifeliense alto, Givetiense) y durante una parte del Frasnense hay una nueva generalización de los carbonatos (18, 19), según diversas facies que pueden iniciarse como calizas arrecifales (calizas del pico de La Canau), o calizas negras rítmicas de mayor extensión y uniformidad en un ambiente protegido no oxidante con pirita (calizas del pico Gabiedou), y se continúa con calizas de pátinas amarillentas o rojizas a veces de aspecto noduloso. Posteriormente, durante el Frasnense, existe una nueva invasión de terrígenos con un mayor desarrollo de los cuerpos arenosos (serie de Sia) según los ámbitos, lo que parece indicar una dinámica diastrófica aún más activa y una movilidad de los fondos que puede ocasionar reducciones rápidas de la serie (como, por ejemplo, en el Chinipro).

A finales del Devónico hay un retorno a las condiciones de sedimentación carbonáticas (*griotte fameniense*) probablemente de manera general, prefiguradas en el área del Soum Blanc por calizas masivas con fauna arrecifal (25 que se iniciarían ya en el Frasnense alto).

En la base del Carbonífero, como ocurre en la vecina Hoja de Sallent, hay en algunos sitios una laguna estratigráfica que explicaría la no existencia del griotte fameniense en la zona del Soum Blanc-pico de San Andrés, e incluso la no existencia de la propia caliza arrecifal del Soum Blanc al Norte de la falla de Lapazosa (entre el pico Crapera y San Nicolás). En el compartimiento sur de esta falla existe un tramo de un centenar de metros de caliza masiva intraclástica con fauna arrecifal (coralarios, etc.), idéntica a la del Soum Blanc. En el comportamiento norte esta caliza falta y el tramo basal calcáreo del Carbonífero viene discordante sobre diferentes niveles del Devónico superior terrígeno, el cual es estratigráficamente más bajo que la caliza del Soum Blanc.

El Carbonífero comienza por un episodio poco potente de calizas de colores claros, de sello pelágico (cefalópodos), con a veces presencia hacia la base de jaspes negros. Este nivel puede ser transgresivo y discordante cartográficamente como ya se ha indicado.

~~Posteriormente a partir de un cierto momento en el Viseense, las calizas son rítmicas con~~

laminación paralela, que dentro de la Hoja tienen poco desarrollo en potencia pero que denotan ya un cambio a unas condiciones menos tranquilas que anteriormente, como indican, por ejemplo, los niveles de brechas intraformacionales existentes a la altura de este nivel, en el corte del Chinipro, y que preconizan una intensa reactivación de aportes terrígenos de tipo *culm*, los cuales representan ya en medio parálisis el principio de una sedimentación sinorogénica hercínica que se prosigue en el Westfaliense.

La orogenia hercínica se produce hacia el final del Westfaliense. En el capítulo de tectónica se han descrito las principales estructuras resultantes de los acontecimientos en la tectogénesis hercínica. Estos sumariamente son:

- a) Fase 1 de plegamiento, de directrices transversales a las de la fase principal hercínica.
- b) Cabalgamientos precoces.
- c) Fase 2 de plegamiento o fase principal con esquistosidad de flujo en las pizarras.
- d) Cabalgamientos tardíos en el sentido de la vergencia de la fase principal.
- e) Fase 3 de plegamiento sintectónico con el emplazamiento de los granitos tardíos, granitoides circunscritos del nivel superior (AUTRAN *et al.*, 1970). Comportamiento fluido de las calizas.

La denudación y estabilización isostática de la Cadena hercínica se puede considerar terminada con el inicio de la sedimentación, relativamente uniforme de las areniscas del Bunt, posteriormente a una sedimentación continental del Estefaniense y Pérmico en cuencas de distribución y morfología particular a veces intramontañosas y con vulcanismo subsecuente (C. LUCAS, 1971, 1972, 1977, 1977, 1985; J. GISBERT, 1983; BIXEL y LUCAS, 1983).

Estas areniscas continentales están presentes solamente y con débil espesor en la parte oriental de la Hoja formando parte del autóctono. A ellas sigue la transgresión marina de Muschelkalk, representada por las calizas del río Real en el rincón sureste de la Hoja.

El único afloramiento de la Hoja atribuible al Pérmico por su litología, es el situado entre el Paleozoico y Mesozoico del manto de Gavarnie al final del valle de Estaubé. Se compone de brecha potente de elementos gruesos (1-5 cm) angulosos poligénicos sobre un fondo rojo de granulometría pelítico-arenosa.

Una vez iniciado el ciclo sedimentario alpino no nos queda registro de serie en la Hoja hasta la transgresión del Cenomaniense superior. Probablemente el Jurásico se depositó en continuidad con el Trías y en las facies carbonáticas homogéneas presentes más hacia el E en la cuenca de Graus-Tremp. Durante el Cretácico inferior ocurrieron probablemente vicisitudes difícilmente reconstruibles.

La sedimentación del Cretácico superior representa el desbordamiento hacia el Sur sobre la plataforma ibérica del surco norpirenaico, donde se situaban mayores subsidencias y facies más profundas.

Este régimen se prosigue en ambiente carbonático durante el Paleoceno e Ilerdiense basal. Tras una laguna estratigráfica de gran parte del Ilerdiense (Hoja de Broto) comienza con el Cuisiense una sedimentación activa de tipo *flysch* según un surco ya netamente surpirenaico al mismo

tiempo que se inicia la tectogénesis alpina y emersión de las partes más intensas de la Cadena. La surrección progresiva de la Cadena tiene como consecuencia en áreas más al Sur de la Hoja el desplazamiento del eje de subsidencia (depocentro) del surco surpirenaico hacia el Sur: en el Oligoceno al sinclinatorio del Guarga y en el Mioceno a la actual llanura del valle del Ebro (PUIGDEFABREGAS, 1975).

Para el desarrollo y estructuras de la tectónica alpina remitimos al lector al capítulo correspondiente. Resaltemos que el fenómeno más importante es de fallas de cabalgamiento con flechas de desplazamiento que pueden ser importantes: más de 15 kilómetros en el caso del Paleozoico del manto de Gavarnie (SEGURET, 1969) y deformación posterior del conjunto mediante amplios arqueamientos y eventualmente producción de esquistosidad de disolución en los materiales aptos para ello (calizas del ciclo alpino).

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen labores mineras ni hay referencias de que las haya habido. Tan sólo existen dos indicios metalogénicos, ambos de poco interés.

El primero de ellos se haya situado en la ventana tectónica de La Larri, donde, en el autóctono granito-migmatítico, existe una mineralización hidrotermal, de sulfuros diseminados de Pb, Fe, Zn y Cu. La paragénesis presente es pirita, blenda, galena, siderita con cuarzo y calcopirita. El filón tiene una dirección aproximada N-130-E, con buzamiento al S y una potencia de 20 cm. Probablemente su génesis sea la misma que las mineralizaciones de Pb-Zn de Bielsa (Hoja de Liena), ligadas al granito de Bielsa (ROMERO, 1929).

El otro indicio se halla en el alto río Ara, en el paraje conocido como El Cerbillonar. Se trata de una mineralización en calizas, de sulfuros de Pb y Zn, en donde se ha realizado un pequeño socavón minero y su pequeña escombrera.

En el contacto del granito de Cauterets-Panticosa y las calizas del Devónico, en la cabecera del río Ara y circo de Espelunz, existen varias zonas de *skarn*, en las que, en las zonas muestreadas, las láminas delgadas carecen de minerales opacos.

En el *flysch* eoceno, de gran extensión fuera de la Hoja, se lleva a cabo una exploración sistemática de hidrocarburos. Es en las megaturbiditas carbonatadas de esta formación donde se halla el gas del yacimiento del Serrablo, más hacia el Oeste, actualmente en producción.

6.2. HIDROGEOLOGIA

No existen en la zona problemas de agua al ser una región con grandes precipitaciones anuales de las que gran parte son en forma de nieve. Así, Torla, que es el núcleo de población más cercano a la Hoja (4 km al S), tiene una precipitación media anual de 1.328 mm, tomados en una serie de veinte años de observaciones (Centro del Ebro, Servicio Meteorológico Nacional),

Debido a ello no tiene sentido la recopilación de los niveles freáticos regionales ni existen pozos para captar agua.

La frontera francesa está siempre situada en el límite hidrográfico. La red de drenaje comprende dos cuencas principales. La cabecera del río Ara en el Oeste, con sus afluentes Espelunz, Vilá, Ordia y Otal, en su margen derecha, y Cardal y Lapazosa, en su margen izquierda.

La parte Sur-Central de la Hoja pertenece a la cuenca del río Arazas (afluente del Ara), que queda inmediatamente al Sur de la Hoja. La zona oriental corresponde a la cuenca del río Cinca con sus afluentes de La Larri, Real y Barrosa, ambos por su margen izquierda.

En el río La Larri existe una estación de aforo no existiendo en el resto de la Hoja obras hidráulicas de entidad (tan sólo está represado el lago de Marboré).

Estas cuencas representan aportaciones importantes, algo irregulares de agua, siendo en la época del deshielo cuando se alcanzan los mayores caudales.

Habría que distinguir hidrogeológicamente dos áreas:

— *Áreas paleozoicas.*—Ocupan los extremos E y O de la Hoja, correspondiendo en gran parte a la cuenca de los ríos Cinca y Ara, respectivamente. En ellas la circulación principal es de tipo superficial, existiendo no obstante numerosos manantiales.

— *Área mesozoica y terciaria.*—Corresponde a la zona centro-sur de la Hoja y a su continuación hacia el O en la Sierra de Otal. Son materiales en su mayor parte calcáreos, desarrollándose en ellos un importante *karst* que a continuación se describe.

El *karst* del macizo de Marboré-Monte Perdido es uno de los más altos de Europa (entre 3.100 y 1.800 m). Existe en la serie estratigráfica potencias de más de 300 m de calizas masivas susceptibles de ser karstificadas (calizas del Paleoceno y del llerdiense), confinadas a techo y muro por dos formaciones impermeables. El sustrato lo constituyen las areniscas calcáreo-arcillosas de Marboré, mientras que el techo son las margas de Millaris o las turbiditas eocenas.

Existen siete surgencias principales (HERNANZ y CARRERAS, 1966) que corresponden probablemente a cuatro subcuencas. Estas subcuencas, como hemos indicado al principio, están alimentadas con precipitaciones, que van desde 1.471 mm/año en Pineta, hasta 1.600-2.000 mm/año en las grandes alturas.

La primera subcuenca es la de Salarons-Cotatuero, con las surgencias del mismo nombre.

La otra subcuenca es la de Soaso-Garcés, con tres surgencias, dos en el circo de Soaso y una en la cueva de Garcés.

Las otras dos subcuencas son de menor importancia y corresponden a la del Casco-Torre de Marboré y a la de Brulle. Ambas toman el nombre de su surgencia principal.

Estos serían los principales acuíferos presentes en la zona. El Grupo de Espeleología de Badalona ha realizado un inventario exhaustivo de cavidades en este *karst*, localizando casi setenta cavidades entre perdidas, surgencias, simas, etc.

La calidad del agua es buena, siendo utilizable para usos humanos y agrícolas.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

La Hoja está situada en una región de relieves y desniveles importantes como corresponde a una Cadena joven (menos de cuarenta millones de años), todavía no compensada isostáticamente y con una erosión activa. Ofrece, por ello, la contemplación de la organización de las masas rocosas según una tercera dimensión que es la vertical. Presenta, en general, un enorme interés para el estudioso o aficionado a la Geología, en particular, en lo que se refiere a la tectónica de mantos y estructuras asociadas. La futura carretera a Francia proyectada por el puerto de Bujaruelo y ya completada por el lado francés, ofrecerá magníficas panorámicas de estos fenómenos geológicos, lo cual puede propiciar en determinadas balconadas su explicación, a nivel de divulgación, en paneles permanentes convenientemente diseñados.

Desde el punto de vista del inventario de puntos de interés geológico singular que merecen ser protegidos, aparte del propio Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, señalemos, por lo menos, tres:

- La ventana tectónica del circo de La Larri, ejemplo excepcional por poder ser contemplable toda ella entera sobre el terreno y no, como es lo corriente, mostrada en un mapa geológico.
- Los afloramientos de la margen derecha del río Otal, en su bajada torrencial a su confluencia con el río Ara, en los que se puede observar el Mesozoico (Cenomaniense) atrapado debajo de un cabalgamiento, por lo tanto alpino, en el interior de los materiales del Paleozoico.
- Los paredones de la cerrada desde el puente de los Navarros hasta el llano de San Nicolás de Bujaruelo, donde se puede seguir la superposición del manto de Monte Perdido sobre el manto de Gavarnie.

BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E.; ALMELA, A., y RÍOS, J. M. (1957): «Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca» (E. 1:200.000). *IGME*. Madrid, págs. 1-253.
- ALMELA, A., y RÍOS, J. M. (1951): «Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales». *Actas I Congreso Internacional del Pirineo*. 1950. Sec. I. págs. 327-350 (1952).
- ALMELA, A.; GÁLVEZ-CAÑERO, A., y RÍOS, J. M. (1958): «Mapa Geológico de España.» E. 1:50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 211 Boltaña. *IGME*.
- ARCHE, A. (1971): «Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Piqué (Pirineos Centrales)». *Acta Geol. Hisp.*, t. VI (1971), núm. 2, págs. 42-45.
- ARCHE MIRALLES, A. (1971): «Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Piqué. Pirineos Centrales. España-Francia». *Tesis Doctoral*. Madrid. Universidad Complutense, págs. 1-197.
- AUTRAN, A.; FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1970): «Relations entre les intrusions de granitoides d'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales». *Bull. S.G.F.* (7), XII, núm. 4, págs. 673-731.
- BARROUQUERE, G.; DERAMOND, J.; MAJESTÉ-MENJOUAS, C., y SOULA, J. C. (1969): «Interpretation microtectonique de la structure griotte». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, págs. 431-433.
- BIXEL, F.; MULLER, P., y ROGER, P. (1985): «Carte géologique. Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du Rio Gállego. E. 1:25.000». *Institut. de Géodynamique*. Université de Bourdeaux, págs. 1-54.
- BODEGA, F.; RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M., y FRUTOS, E. (1980): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXVI Campamento para Prácticas de Geología, Torla, 1980». *Bol. Geol. y Min.*, t. 91, f. 6.
- BOERSMA, K. T. (1973): «Description of Certain Lower Devonian platform conodonts of the Spanish Central Pyrénées». *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 285-301.
- BOERSMA, K. T. (1973): «Devonian and Lower Carboniferous conodont Biostratigraphy, Spanish Central Pyrénées». *Leidsen Geol. Meded.*, 49, págs. 303-377.
- BOISSONNAS, J.; LAVIGNE, J., y CHAMBOLLE, P. (1972): «Carte géologique détaillée de la France au 1:50.000 feuille n.º 1.085 (Pic de Haubermé) en couleurs, avec coupes et carton au 1:50.000».
- BOUMA, A. H. (1962): «Sedimentology of some Flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation». *Elsevier Publ. Cie.*, Amsterdam-New York, págs. 1-168.
- BRESSON, A. (1903): «Etude sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne)», *Bull. Carte Géol. France*, t. 14, núm. 93, págs. 45-322.
- CÁMARA, P., y KLIMOWITZ, J. (1985): «Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)». *Estudios Geológicos*, v. 41 (5-6), págs. 391-404.

- CAREZ, L. (1904): «Sur la cause de la présence du Crétacé Supérieur à des grandes altitudes sur les feuilles de Luz et d'Urdos». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.^o sér., t. 4, págs. 77-84.
- CARO, Y. (1973): «Contribution à la connaissance des dinoglafelles du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles». *Rev. Españ. Micropal.*, v. 5, págs. 329-372.
- CARO, Y.; LUTERBACHER, H.; PERCH-NIELSEN, K.; PREMOLI, I.; RIEDEL, W. R., y SANFILIPPO, A. (1975): «Zonations du Paleocene Superieur et de l'Eocene Inferieur a l'aide de microfossiles pelagiques». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.^a ser., núm. 2, t. XVII, págs. 1-125.
- CLIN, M. (1956): «Sur la limite orientale de chevauchement de Gedre-Gavarnie». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 242, págs. 2374-2377.
- CLIN, M. (1959): «Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys». *These Sc. Nancy*, págs. 1-324. (Ser 53, núm. 153, págs. 1-379). *Mem. BRGM*, 27 (1964).
- CLIN, M. (1962): «Indices d'intensité tectonique dans la zone axiale des Pyrénées centrales». *Extrait des P. V. de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, núm. 99, págs. 1-12.
- CLIN, M., y BEZANÇON, J. P. (1965): «Le contact meridional du massif granitique de cauterets: Traits généraux et particularités structurales». *Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux*, t. 102, núm. 6, págs. 3-16.
- CLIN, M.; HEDDEBAUT, C.; MIROUSE, R.; MULLER, J.; ROGER, PH., y WATERLOT, M. (1970): «Le cycle hercynien dans les Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XC, núm. 4, págs. 253-276.
- CLIN, M., y MIROUSE, R. (1966): «Aperçu sur l'histoire de la zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales». *Trav. Lab. Géol. Pétrol.*, Toulouse núm. 6, págs. 1-3.
- CORSIN, P.; DEBON, F., y MIROUSE, R. (1973): «Données paléobotaniques sur l'âge de la "Serie de Sia"». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, Serie D, págs. 285-287.
- CROSS-OFFERNORDE, M., y KRILATOV, S. (1972): «Sur quelques synclinoriums à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles». *C. R. Ac. Sc. Paris*, ser. D, t. 274, págs. 1885-1888.
- DALLONI, M. (1910): «Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragon». *Ann. Fac. Sc. Marseille*, vol. XIX, págs. 1-444.
- DEBAT, P. (1965): «Les formations métamorphiques des vallées du Gavarnie et d'Héas (Hautes-Pyrénées)». *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, L. 100, fasc. 1-2, págs. 137-173.
- DEBAT, P.; MAJESTE-MENJOUAS, C., y POUIT, G. (1984): «Excursion A.G.S.O. Pyrénées. Vallée du gave de Pau (Minéralisations, nappe de Gavarnie)». Excursion A.G.S.O.
- DEBON, F. (1972): «Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa, Pyrénées Occidentales». *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Service Geologique National, Orleans.
- DEBON, F. (1975): «Les massifs granitoides à l'estructure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées Occidentales) et leurs enclaves. Un étude pétrographique et geochimique». *These Sci. Nancy Fr. Sci. de la Terre Mem.*, Fr., 33, págs. 1-420.

- DEBON, F. (1980): «Genesis of the three concentrically-zoned granitoid Plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrénées)». *Geologische Rundschau*, B69, H1, págs. 107-130.
- DEBON, F., y MOREAU, H. (1973): «Nouvel exemple de massif granitique a structure concentrique: Le massif de Panticosa (Pyrénées Aragoneises)». *Mem. Soc. Linnéenne de Bordeaux*, núm. 1.
- DEGARDIN, J. M., y LETHIERS, F. (1982): «Une microfaune (Conodonta, Ostracoda) dans le silurien terminal des Pyrénées Centrales espagnoles». *Rev. Esp. De Micropaleontología*, Vol. XIV, 1982, págs. 335-358.
- EMA, E.; SIERRA, J., y SÁENZ, J. (1960): «Estudio geológico-Petrográfico sobre el plutón de Panticosa». *Memoria de Prácticas*, E.T.S.I.M.M.
- FONTBOTE, J. M.; MUÑOZ, J. A., y SANTANACH, P. (1986): «On the consistency of proposed models for the Pyrénées with the structure of the eastern parts of the belt». *Tectonophysics*, 129, págs. 291-301.
- GALERA, J. M. (1984): «Estudio Geológico del Paleozoico de la cabecera del río Aragón. Provincia de Huesca». *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.I.M.M., págs. 1-88.
- GALERA, J. M. (1987): «Estudio del Devoniano del Pirineo Central Español». *Tesis Doctoral*. Universidad Politécnica de Madrid. E.T.S. de Ingenieros de Minas, junio 1987.
- GARRIDO MEGÍAS, A., y CÁMARA, P. (1984): «Evolución tectosedimentaria de las cuencas turbidíticas de Ainsa y Jaca (Zona Centro-Occidental de al vertiente Suspirenaica)». *Informe ENIEPSA*. págs. 1-4.
- GISBERT, J. (1981): «Estudio geológico-petroológico del Estefaniense Pérmico de la Sierra del Cadí. Diagénesis y sedimentología». *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza, págs. 1-313.
- GISBERT AGUILAR, J. (1983): «El Pérmico de los Pirineos españoles. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero». *In Carbonífero y Pérmico de España*, págs. 403-420. IGME.
- HAAF, E. TEN; VOO VAN DER, y WENSINK, H. (1971): «The S-External Pyrenees of Huesca». *Geol. Rundschau*, 60, 3, págs. 996-1009.
- HABERMEHL, M. A. (1970): «Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation (Central Pyrénées, Spain)». *Leidse Geol. Meded*, 46, págs. 1-55.
- IGME (1983): «Actualización del inventario de recursos nacionales de carbón 1981. Zona Pirenaica». *I.G.M.E. Clave 9592*.
- JEURISSEN, G. F. J. (1969): «Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary between the río Aragon Subordan and the río Gállego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)». *Geologica Ultraiectina*, 10, 2, págs. 1-71.
- JOSEPH, J. (1973): «Le Paleozoique de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le Gave de Pau». *These 3^{er} Cycle*. Toulouse.

- JOSEPH, J.; BRICE, D., y MOURAVIEFF, N. (1980): «Donnes paleontologiques nouvelles sur le frasien des Pyrénées centrales et occidentales: Implications Paleogeographiques». *Bul. sc. Ha. Nat. Toulouse*, t. 116, F 1-2, págs. 16-41.
- JOSEPH, J.; MIROUSE, R., y PERRET, M. F. (1984): «Calcaires devoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne)». *Acta Geológica Hispánica*, t. 19, núm. 3, págs. 149-166.
- LANAJA, J. M. (1978): «Estudio geológico del Paleozoico Meridional del Valle de Tena entre el río Gállego y el Collado de Izas en la zona axial del Pirineo Aragonés». *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid.
- LANDEWIJK, J. E. (1960): «Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif, Spanish Pyrénées». *Estudios geológicos*, t. 16, núm. 1, págs. 25-33.
- LINGEN, G. J. (1960): «Geology of the Spanish Pyrénées. North of Canfranc, Huesca province». *Estudios Geológicos*, Vol. XVI, págs. 205-242.
- LINGEN, G. J. (1960): «The arsene-bearing cooper ores of Canfranc-Estación (Central Spanish Pyrénées)». *Geologie et Minjbouw*, t. 12, págs. 729-736.
- LITH, J. G. J. (1965): «Geology of the Spanish part of the Gavarnie mappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa (Provincia of Huesca)». *Thesis Utrecht, Geologica Ultraiectina*, núm. 10, págs. 1-67.
- LUCAS, C. (1972): «Itinéraires géologiques en Bigorre. Excursions au Pays des Nestes». *Travaux du laboratoire de Géologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier*, Toulouse, núm. 115.
- LUCAS, C. (1977): «Le Trias des Pyrénées, correlations stratigraphiques et paléogéographie». *Bull. B.R.G.M.*, IV, 3, págs. 225-231.
- LUCAS, C. (1977): «Permien et Trias des Pyrénées. Stratigraphie, elements de Paleogeographie». In «Triásico y Pérmico de España», *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 4, págs. 111-122, Universidad Complutense de Madrid.
- LUCAS, C. (1985): «Le Gres Rouge du Versant Nord des Pyrénées. Essai sur la Géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias». *These Doct. Etat, Univ. Paul Sabatier*, Toulouse, 1985, pág. 267.
- LUCAS, E. (1971): «Surface d'érosion triasique et deformations post-hercynique dans les Pyrénées centrales». *CR. Ac. Sc. Fr.*, 277, págs. 1944-1947.
- LLENSE, A. (1978): «Essai d'analyse sedimentologique de formations détritiques du Paleozoique Pyrénéen: organisations séquentielles de les Series de Sia et de las Bordas». *These 3^{er} Cycle*. Toulouse, págs. 1-148.
- LLLOPIS LLADÓ, N. (1947): «El relieve del Alto valle del Aragón». *R. Pirineos*, núm. 5, págs. 81-166.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1979): «Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts-gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)». *These d'Etat Sc. Nat. Toulouse*, págs. 1-343.

- MALLADA, L. (1881): «Descripción física y geológica de la provincia de Huesca». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, Vol. 15, págs. 1-439.
- MARTÍ-BONO, C. E. (1973): «Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón». *Pirineos* núm. 107, págs. 39-46.
- MARTÍ BONO, C. E. (1978): «Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental». *Estudios geográficos* núm. 153, págs. 473-493.
- MENÉNDEZ AMOR, J., y MARTÍ-BONO, C. E. (1973): «Los sedimentos lacustres de Bubal (Alto Aragón)». *Pirineos*, núm. 7, págs. 47-54.
- MEY, P. H. W. (1967): «The Geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 41, págs. 153-220.
- MEY, P. H. W. (1968): «Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, págs. 229-292.
- MIROUSE, R. (1958): «Extension et relations des séries Permienne sur la feuille d'Urdos au 80.000^e». *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, núm. 257, págs. 209-218.
- MIROUSE, R. (1959): «Sur l'age des andésites de la haute vallée du gave d'Aspe (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Geol., Fr.*, 3, págs. 65-66.
- MIROUSE, R. (1959): «Sur le "Grès rouge" des hautes vallées du Gave d'Aspe et de l'Aragon Subordan». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 248, págs. 2361-2363.
- MIROUSE, R. (1966): «Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zona primaire axiale des Pyrénées». *These Doctoral Sc.*, Toulouse, págs. 1-672.
- MIROUSE, R. (1977): «Paléozoïque Supérieur et orogénèse varisque dans le domaine Pyrénées. In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale». *Coll. inter. CNRS*, núm. 243, Rennes, págs. 559-569.
- MIROUSE, R., y SOUQUET, P. (1967): «Presencia del Cenomanense en la cumbre del pico Balaitous». *Not. y Com. del IGME*, núm. 93, págs. 79-82.
- MULLER, J. (1973): «Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénéennes dans la partie occidentale de la haute chaîne des Pyrénées entre le Somport y le Pourtalet». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 276, págs. 2871-2874.
- MULLER, J. (1977): «Style tectonique et evolution de la chaîne varisque dans les Pyrénées centrales et occidentales». In la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale». *Coll. Inter. C.N.R.S.*, núm. 243, Rennes, pág. 646.
- MULLER, J., y ROGER, P. (1977): «L'Evolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine». *These Sc. Bordeaux. et Geol. Alp.*, t. 53, págs. 149-191.

- MUTTI, E. (1977): «Thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Paleogene. Hecho Group System (South-Central Pyrenés, Spain)». *Mem. Soc. Geol. Ital. Sedimentology*, Vol. 24, núm. 1, págs. 107-131.
- PERRET, M. F.; JOSEPH, J.; MIROUSE, R., y MOURAVIEF, A. (1972): «Un précieux jalon chronostratigraphique dans le Paléozoïque Pyrénéen: la datation des "calcaires rubanés" du Pic Larrue (Hautes Pyrénées)». *C. R. Acad. Sci., Fr.*, t. 274, págs. 2439-2442.
- RÍOS, J. M. (1955): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados con el Primer Campamento para Prácticas de Geología. Pueyo de Jaca 1955». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 40, págs. 113-131.
- RÍOS, J. M. (1957): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Segundo Campamento para Prácticas de Geología, "Panticosa 1956"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 45, págs. 273-298.
- RÍOS, J. M. (1958): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Tercer Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1957"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 49, págs. 125-134.
- RÍOS, J. M. (1958): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Cuarto Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1958"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 52, págs. 183-196.
- RÍOS, J. M. (1959): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Quinto Campamento para Prácticas de Geología "Canfranc 1959"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 56, págs. 269-288.
- RÍOS, J. M. (1960): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Sexto Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1960"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 60, págs. 259-282.
- RÍOS, L. M. (1983): «La terminación-amortización occidental del manto de Cotiella y puesta al día de su marco geológico. Pirineos, provincia de Huesca». *Libro Homenaje a Carlos Felgueroso, C.G.S.*, Madrid, págs. 217-227.
- RÍOS, L. M. (1984): «Reflexiones sobre las relaciones del encajante paleozoico con los granitos. Ejemplo de los Pirineos de Benasque, provincia de Huesca». *Actas del I. Congr. Español de Geología*, t. V., págs. 313-332.
- RÍOS, L. M.; BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M., y MARÍN, F. (1979): «Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca». *Libro Homenaje al profesor Solé Sabaris. Acta Geológica Hispánica*, t. 14, págs. 271-279.
- RÍOS, L. M.; BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M.; MARÍN, F. J., y BODEGA, F. (1979): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIV Campamento para Prácticas de Geología "Luis Solé Sabaris, Panticosa 1978"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 89-6, págs. 613-616.
- RÍOS, L. M.; FERNÁNDEZ DE CASTRO, F., y MARÍN, F. J. (1974): «Análisis estructural del área de Bonabé, Alto de Pallaresa Llérida». *VII Congr. Inst. de Estudios Pirenaicos Pirineos*, 116 págs. 37-50.

- RÍOS, L. M.; GALERA, J. M., y BODEGA, F. (1986): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología "Torla 1985"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 97, f. 1.
- RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M.; BELTRÁN, F. J.; RÍOS MITCHELL, J. M., y MARÍN, F. J. (1979): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-8 Liena». *IGME*.
- RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M., y RÍOS MITCHELL, J. M. (1979): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-9 Bielsa». *IGME*.
- RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M., y FERNÁNDEZ, C. (1983): «Contribución a la Geología del Paleozoico del valle de Tena, Alto Gállego, provincia de Huesca». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, t. III, págs. 45-60.
- RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M., y FRUTOS E. (1982): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-9 Broto». *IGME*.
- RÍOS, L. M.; NEILL, O., y BODEGA, F. (1984): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIX Campamento para Prácticas de Geología "Canfranc 1983"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 95, f1, págs. 93-95.
- SABATER, J., y ARAUS, M. (1960): «Estudio Geológico en el Pirineo Aragonés. Hoja de Sallent». *Memoria de Prácticas*. E.T.S.I.M.M.
- SCHMIDT, H. (1983): «Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math. Phys. Kl. 3, Folge*, H. 5, núm. 8, págs. 1-85.
- SCHWARZ, E. J. (1962): «Geology and paleomagnetism of the Rio Aragon Subordan, North and East of Oza. Spanish Pyrenees Province of Huesca». *Estudios Geológicos*. Vol. XVIII, págs. 193-240.
- SOLER, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970): «Líneas generales de la Geología del alto Aragón occidental». *Pirineos*, 96, págs. 2-20.
- SOULA, J. C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J.; GUCHEREAU, J. Y.; LAMORROUX, C.; POUGET, P., y ROUX, L. (1986): «Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoides dans les Pyrénées centrales». *B. Soc. Geol. France*, 1986 (8), t. II, núm. 1, págs. 79-93.
- SOUQUET, P. (1967): «Le Cretace Superieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *These Sciences Univ. Toulouse*, págs. 1-529.
- THOMPSON, R. N. (1968): «A calcic marginal facies of the Panticosa graniorite, Spanish Pyrenees». *Proc. Geol. Assoc. G-B.*, Vol. 79, núm. 2, págs. 219-226.
- VALERO, J. (1974): «Geologie Structurale du Pelozoique de la région de Panticosa, provincia de Huesca, España». *These Doct. Sciences Bordeaux III*, págs. 1-78.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILLAPLANA, J. M.; MARTÍ-BONO, C., y SERRAT, D. (1983): «Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre rocas graníticas de los Pirineos Españoles (Panticosa, Huesca y Cavaller, Lleide)». *Acta Geológica Hispánica*, t. 18, núm. 1, págs. 55-61.

- WATERLOT, M. (1967): «Contribution à l'étude géologique du Carbonifère ante-stephanien des Pyrénées Centrales espagnoles». *Thèse Doct. Lille*, págs. 1-380. *Mem. del I.G.M. de España*, t. 70, págs. 1-259 (1969).
- WENSINK, H. (1962): «Paleozoico of the Gállego and Arán valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees». *Estudios Geológicos*, 18, págs. 1-74.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España