



Instituto Geológico y
Minero de España

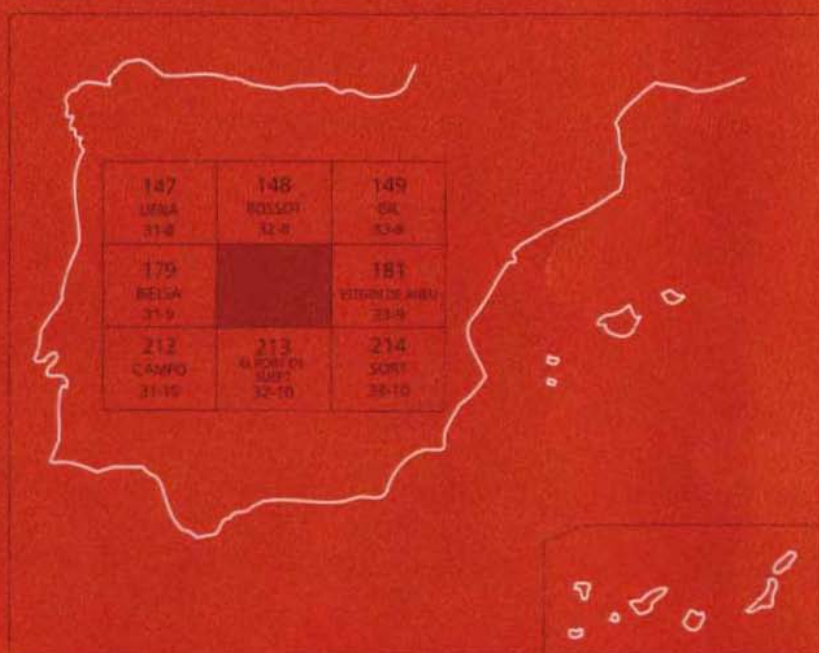
180

33-9

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie-Primera edición



BENASQUE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BENASQUE

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

Depósito Legal: M-7624-2002

ISBN: 84-7840-432-5

NIPO: 405-01-018-7

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, E.T.S.I.M.M., mediante contrato entre la Fundación General de la Universidad Politécnica de Madrid, y el Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE), en el marco de Programa del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, proyecto MAGNA. Las normas, dirección y supervisión han sido a cargo de D. Vicente Gabaldón de la División de Geología del ITGE.

Como jefe y responsable del Grupo de Trabajo ha actuado Luis M^a Ríos Aragüés.

Durante el tiempo de duración del contrato, 1 de Julio de 1989 a 1 de Octubre de 1991, los componentes de dicho Grupo que han colaborado en su realización, han sido: Jose Miguel Galera Fernández, Doctor Ingeniero de Minas, Daniel Barettino Fraile, Ingeniero de Minas y Francisco Javier Hernán Martínez alumno de la especialidad de Geología-Geofísica de dicha Escuela.

La parte referente a los macizos graníticos ha sido labor, tanto en cartografía como en memoria, de Jean Marie Charlet, Jefe del Departamento de Geología-Minas de la Facultad Politécnica de Mons, Bélgica.

Los estudios de geomorfología, y redacción del capítulo correspondiente de la Memoria, han sido confeccionados por David Cambray y Jordi Esgleas.

Los estudios de macropaleontología así como sedimentología en microfacies han sido realizados por el Grupo de Estratigrafía y Paleontología de la E.T.S.I.M. 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 el Grupo de Mineralogía y Petrología de la E.T.S.I.M. de Madrid, así como, las referentes a los macizos graníticos en particular, por Jean Marie Charlet.

Aunque fallido, un intento de datación de la roca del pico de Cerler, sobre cinco fracciones de tamizado tras molienda, por el método Rb/Sr ha sido realizado en el Scottish Universities Research and Reactor Centre.

El trabajo fue presentado en el ITGE en 1991.

INFORMACIÓN 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.
- Informe y Mapa geomorfológico 1/50.000.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	9
1. ESTRATIGRAFÍA	11
1.1. ORDOVICIANO	11
1.1.1. Alternancia (mms) de pizarra y cuarcita, CO (17)	11
1.2. SILURIANO	11
1.2.1. Pizarras ampelíticas, S (18)	12
1.3. DEVONIANO	15
1.3.1. Alternancia de calizas y pizarras D1 (19)	17
1.3.2. Caliza, "Dalle", D2 (23)	17
1.3.3. Formación Aneto, pizarras y pasadas de caliza D1A (21)	18
1.3.4. Formación Gelada, calizas limosas a pizarras calcáreas, DG1 (22)	19
1.3.5. Indiferenciado: pizarras y calizas subordinadas, D1A+G (19)	19
1.3.6. Formación Basibé; caliza, cuarcita y dolomia D2B. (24)	19
1.3.7. Pizarras, formación Fouchanina. D3 (26)	21
1.3.8. Calizas versicolores, formación Mañanet. D4 (27)	21
1.3.9. Alternancia de calizas y pizarras, D4cp (28)	22
1.3.10. Pizarras con microritmos arenosos, D4a (29)	23
1.3.11. Pizarras indiferenciadas D3-4 (25)	24
1.3.12. Alternancia (cms) de pizarra y arenisca calcárea, D5a (30)	24
1.3.13. Caliza con fauna arrecifal, D6 (31)	25
1.3.14. Pizarra con nódulos silíceos, D6P (32)	25
1.4. CARBONÍFERO	26
1.4.1. Caliza Hc (33)	26
1.4.2. Grauvacas y pizarras grises con restos de plantas, H (34)	27
1.4.3. Lutitas grises con pasadas conglomeráticas y tobáceas, St	27
1.4.4. Andesita, α (36)	28
1.5. PERMIANO	28
1.5.1. Lutitas y areniscas rojas, P (37)	28
1.6. TRIÁSICO	29
1.6.1. Areniscas y lutitas rojas, B (38)	29
1.6.2. Yeso, arcillas, areniscas, calizas, MK (40)	29
1.6.3. Facies brechificada-recristalizada, Mb (39)	30
1.7. CRETÁCEO	31

1.8. CUATERNARIO	31
1.8.1. Morrenas QM1 (44)	31
1.8.2. Depósitos de obturación glacial. QMO (42)	31
1.8.3. Complejo de morrenas coluvionadas, QMC (43)	31
1.8.4. Cordones morrénicos recientes. QM2 (45)	32
1.8.5. Derrubios de ladera. QL (47)	32
1.8.6. Coluvial. QC (48)	32
1.8.7. Terraza-glacis. QTG (46)	32
1.8.8. Conos de deyección. QCd (49)	32
1.8.9. Aluvial. QAI (50)	33
2. GEOMORFOLOGÍA	32
2.1. INTRODUCCIÓN	33
2.1.1. Antecedentes	33
2.1.2. Morfología regional	33
2.2. RASGOS MORFOLOGICOS	34
2.2.1. Formas de origen glacial	34
2.2.2. FORMAS DE ORIGEN NIVAL	35
2.2.3. Formas de origen fluvio-torrencial	36
2.2.4. Movimientos de ladera	37
2.2.5. Depósitos	37
2.3. HISTORIA GEOMORFOLOGICA	39
3. TECTÓNICA	40
3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA	40
3.1.1. Fase epirogénica	41
3.1.2. Fase principal de plegamiento	41
3.1.3. La fase 3 y otras ulteriores	45
–Pliegues alrededor de la granodiorita del Posets	45
–Pliegues rodeando el macizo de La Maladeta	46
–Pliegues de la unidad de Serie Baliera	46
–Movimientos tardíos en relación con el encaje definitivo de los granitos	47
3.1.4. Rasgos tectónicos peculiares	47
–La terminación perianticlinal de las calizas basales del Carbonífero en el extremo noroeste del macizo granodiorítico de Bohí	47
–La falla transversa de Cerler	48
3.2. TECTÓNICA ALPINA.	48
3.2.1. Fallas inversas y cabalgamientos	48
3.2.2. Deformación continua	49
3.2.3. Deformación frágil	49
4. PETROLOGÍA	50
4.1. EL MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA (por J.M. Charlet)	50
4.1.1. Introducción	50
4.1.2. Los granitoides	50

4.1.3. Los complejos filonianos	53
4.1.4. Las facies orientadas y la tectónica (códigos en esta Hoja: 13, 10 y 8)	55
4.1.5. Milonitas y cataclasitas	55
4.1.6. El metamorfismo de contacto de los Granitoides.	56
4.1.7. La edad del granito y la geoquímica isotópica	57
4.1.8. Conclusión	60
4.2. EL MACIZO GRANÍTICO DEL POSETS (15)	60
4.3. EL COMPLEJO CON ROCAS ÍGNEAS DE BONO (Y BARRUERA)	62
4.3.1. Granodiorita (16)	62
4.3.2. Metamórficas, skarn, pórfidos, no diferenciadas (5)	62
4.3.3. Zona de Barruera (6)	63
4.4. EL COMPLEJO DE RIODACITAS DE CERLER	63
4.4.1. Pórfido riolítico/dacítico (3)	63
4.4.2. $\phi\gamma$ lavas y vidrios (2)	64
4.4.3. λ facies desvitrificada arcillificada (1)	64
4.5. LOS DIQUES Y SILLS EN EL PALEOZOICO	64
5. HISTORIA GEOLÓGICA	65
5.1. CICLO HERCÍNICO	65
5.1.1. Etapa sedimentaria	65
5.1.2. Etapa de tectogénesis	67
5.1.3. Etapa de compensación postorogénica	68
5.2. CICLO ALPINO	68
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	69
6.1. MINERÍA Y CANTERAS	69
6.2. HIDROGEOLOGÍA	71
7. BIBLIOGRAFÍA	72

0. INTRODUCCIÓN

La hoja de Benasque está situada esencialmente en materiales hercínicos (Paleozoico y granitos), que constituyen el basamento de los sedimentos del ciclo alpino en el Pirineo. Dicho basamento aflora hoy día en la Alta Cadena, (denominada antiguamente Zona Axial), conjunto apilado tectónicamente mediante cabalgamientos de edad alpina vergentes hacia el Sur.

En la alta Cadena, dentro de la Hoja, se da la agrupación de más altas cumbres del Pirineo (picos de la Maladeta 3.308 m, Aneto 3.404 m, Rusell 3.205 m, Salenca 3.010 m) en el centro del macizo granítico de La Maladeta (L. MALLADA 1.878), prolongado por el macizo de Bohí hacia el Este, hasta entrar ampliamente en la vecina Hoja de Esterri de Aneu (pico Bizberri, 2.951 m, en el límite entre las dos Hojas).

Estos plutones graníticos, así como el del Posets a caballo con la vecina Hoja de Bielsa por el Oeste, intruyeron, sintectónicamente durante el Carbonífero, hasta los materiales del Paleozoico Superior, constituyentes de la mayor parte de la superficie de la Hoja.

Las cúspides más pronunciadas en el Paleozoico están en sus tramos más potentes de caliza: pico Vallibierna, 3.002 m, D₂ en el centro de la Hoja; pico de Ixeá, 2.840 m, D₄ al N de Benasque; pico Forcanada, 2.887 m, H^c en el centro norte de la Hoja.

Otros terrenos más recientes, post-hercínicos, se presentan únicamente en el borde sur de la Hoja: Estefaniense, Permiano y Triásico.

Los dos cursos fluviales más importantes, y valles respectivos, son el río Esera y el río Noguera Ribagorzana.

El río Esera nace en La Renciusa, al N del macizo de La Maladeta y después de rodearlo por el Oeste, toma, a partir del Hospital de Benasque, la dirección SSO, transversal a la Cadena, pasando por los pueblos de Benasque (1.130 m) y Eriste (1.080 m).

El río Noguera Ribagorzana nace, en pleno macizo de La Maladeta, al pie del pico Mulleres (3.010 m), discurre en dirección Este, pasando al N del pico de Fechau (2.970 m), y a partir del Hospital de Viella y ermita de Santa Rita (boca sur del túnel del puerto de Viella, divisoria entre la vertiente atlántica y mediterránea), toma la dirección N-S bordeando los pueblos de Senet (1.300 m), Aneto, Bono, Forcat, Vinal (1.000 m), y otros, ya fuera de la Hoja: Vilaller, Pont de Suert, etc.

Otros cursos fluviales de rango menor nacen al Sur del macizo de La Maladeta. El río Isábena tiene su cabecera al Sur de la crestería de los picos Gallinero (2.728 m) a Basibé (2.725 m) constituida por la F_m Basibé (D_B^2) (MEY, P.H.W., 1967, 1968). El río Baliera nace en el circo de Casanosa. Ambos desembocan, ya en territorio al Sur de la Hoja, en los ríos antes citados: el Isábena en el Esera y el Baliera en el Noguera Ribagorzana.

Principalmente, los antecedentes cartográficos, estratigráficos y petrológicos, de que se ha partido para la realización de esta Hoja, son los relativos a los macizos graníticos de J.M. CHARLET (1974, 1977, 1979, 1983), los trabajos de P.H.W. MEY (1967, 1968), A. ARCHE (1971) y los trabajos del Grupo de Geología de la escuela de Minas de Madrid: tesis doctoral de J.M. GALLERA (1987) sobre el Devoniano del Pirineo Central español, publicaciones de L. M^a RIOS (1977, 1984) y L. M^a RIOS *et al* (1979, a) entre otras, además de, como referencia estratigráfica y estructural, las hojas contiguas de Sallent (L. M^a RIOS *et al*, en prensa 1987b), Bujaruelo (L. M^a RIOS *et al*, en prensa 1987a), Liena (L. M^a RIOS *et al*, 1979b) y Bielsa (L. M^a RIOS *et al*, 1979c).

En 1955 D. José M^a Ríos García (J. M^a Ríos, 1955) crea los Campamentos para prácticas de Geología que se han venido desarrollando en el Pirineo Central todos los veranos hasta la actualidad. En 1972 el Grupo de Geología de la Escuela de Minas de Madrid organizó el XVIII Campamento con base por primera vez en Benasque.

En Enero de 1973 el Profesor José M^a Ríos organizó un equipo de investigación afecto a la Cátedra de Geología de la E.T.S.I.M.M. cuyos miembros eran titulados recientes o estudiantes de los últimos cursos y estaban acogidos en régimen de becarios a la ETSIMM. Se formaron Grupos de Trabajo según los proyectos o estudios a realizar y desde un principio estuvieron dirigidos técnicamente por Luis M^a Ríos Aragüés. Una de sus misiones era mantener una continuidad en las actividades del Pirineo tanto de Campamentos de Prácticas como del estudio y cartografía geológicos del Pirineo Central (Ríos, J.M. 1975).

Desde entonces se han realizado diversas campañas dentro de la Hoja de Benasque, durante o al margen de los Campamentos de Prácticas que en esta Hoja han tenido lugar. Queremos hacer mención de las personas, afines a los campamentos, que en mayor o menor grado y medida participaron activamente en esa labor: Francisco José Marín Blanco, Félix Fernández de Castro, Jose M^a Ríos García, Patrick Hill, Francisco José Beltrán Cabrera, Jose Miguel Ríos Mitchell, Pedro Lizaur Otero, Enrique Orche García, César Casquet Martín, Adriano García Loygorri, Fernando Bodega Barahona, Jose M^a García de Miguel, Jose María Lanaja del Busto, Jean Marie Dégardin, Pierre Blanquart, Roberto Cabanas Hurtado, e innumerables alumnos de diversos centros y procedencias. Todos ellos figuran en las Memorias que cada año se han editado como rendición de cuentas y actividades ante las Empresas y Organismos colaboradoras (J. M^a RIOS *et al*, 1990). Mención aparte merece un instructor del XXI Campamento, "Benasque 1975" Enrique ORCHE, a quien se le encomendó, y cumplió con extraordinaria minuciosidad, la cartografía del área entre Villanova y Liri con el fin de deslindar el verdadero Carbonífero, facies Culm del corte de referencia de Villanova (WATERLOT, M., 1967, 1969) del devoniano terrígeno-areniscoso marino que se extiende hacia el Este de esta localidad, erróneamente atribuido al Carbonífero en anteriores trabajos.

El método seguido en las campañas ha sido el de Cartografía y anotaciones (estaciones, muestras, contactos entre formaciones... etc.) sobre foto aérea en campo; primeramente sobre el primer juego 1/30.000 del vuelo de agosto de 1957. Posteriormente, en los últimos años, se ha venido utilizando el vuelo del Instituto Geográfico Nacional 1/25.000 de septiembre de 1981, de mejor calidad y definición que el anterior.

A lo largo de sucesivas campañas, separadas por lapsos de tiempo de maduración, reflexión y, eventualmente, modificación de las hipótesis de trabajo (cf. Memorias de los Campamentos con base en Benasque o en Pont de Suert), se ha completado con campañas adicionales específicas, la cartografía geológica sobre foto aérea 1/25.000 y posterior transcripción al mapa topográfico fotogramétrico.

1. ESTRATIGRAFÍA

1.1. ORDOVICIANO

Aparece solamente en un pequeño afloramiento del área próxima a Barruera en el rincón sureste de la Hoja prolongación del "domo" cambro-ordovícico de Esterri.

Los afloramientos del circo de Castanesca atribuidos en anteriores trabajos al Ordoviciano difieren grandemente, en su facies, del verdadero Ordoviciano de Esterri, bien visible por ejemplo en la ladera al N de Tahull debajo del Siluriano. Concretamente la serie de la margen derecha del río Baliera en las Bordas de Castanesa tiene una composición litológica como la del conjunto de las formaciones Aneto y Gelada (MEY, 1967) del Devoniano, y presenta un nivel de caliza con tallos de crinoides y otra fauna mal conservada atribuible al tránsito entre el Siluriano y el Devoniano.

1.1.1. Alternancia (mms) de pizarra y cuarcita, CO (17)

En los alrededores de Durro, así como al N de Tahull la centena de metros más alta de la serie atribuida tradicionalmente al Cambro-ordoviciano, se compone de una alternancia de milímetros de cuarcita y pizarra grises. Su atribución al Ordoviciano se hace por encontrarse debajo de las ampelitas silúricas.

1.2. SILURIANO

Los estudios más recientes sobre el Siluriano de la Hoja de Benasque se deben a J.M. Degardin (DEGARDIN J.M. y WATERLOT, M.; 1974) (DEGARDIN, J.M., 1977) (DEGARDIN, J.M. y PARIS, F., 1978) (DEGARDIN, J.M., 1979) (DEGARDIN, J.M. y LETHIERS, F., 1982). En ellos se integran los antecedentes anteriores y se establecen comparaciones bioestratigráficas con otras regiones del Pirineo.

1.2.1. Pizarras ampelíticas, S (18)

Son pizarras negras ricas en alúmina con Graptolites, carbonosas, con abundante pirita, fisibles y untuosas ricas en materia orgánica. Al ser fácilmente tectonizables es difícil atribuirles una potencia precisa, siendo ésta variable, por este motivo, o también por causas sedimentarias. La base de las pizarras ampelíticas sólo se observa en Barruera (rincón SE de la Hoja) donde se les puede calcular un espesor mínimo de algunas decenas de metros.

El mayor afloramiento constituye la, propiamente llamada, Sierra Negra, donde el Siluriano podría alcanzar unos 200 m de potencia en el extenso núcleo del anticlinorio de dicha sierra; Se prolonga por otras manchas de Siluriano en el borde sur del macizo granítico de La Maladeta hacia la comarca del Noguera Ribagorzana.

Hacia la parte superior, e intercaladas en las pizarras grafitosas pueden aparecer, según los sitios, uno o varios tramos de caliza negra con Ortoceras y Cardiola, caliza que constituye una buena referencia cartográfica. La importancia y edad de estos tramos con calizas han sido consideradas con especial atención por J.M. Degardin en los diversos cortes en los que la serie estratigráfica no está tectonizada.

La facies del Siluriano denota un ambiente sedimentario marino tranquilo, en condiciones de fondo no oxidantes (euxínicas).

En cuanto a las edades demostradas en dichas facies, y siguiendo a J.M. Degardín, la serie monótona de pizarras negras va desde el Llandoveryense medio (Zona 20 de graptolites de G.L. ELLES y E.M.R. WOOD) hasta el Ludlowiense inferior. Las primeras intercalaciones de caliza (dms-ms) con ortoceras pueden aparecer (p. ej. en puente de San Jaime) en el Wenlockiense inferior. El paso a la alternancia D₁ del Devoniano inferior se hace por algunos metros de pizarra y caliza (dms) negras con Ortoceras y tallos de Crinoideos que se sitúan todavía en el Pridoliense (techo del Siluriano) edad confirmada por conodontos (DEGARDIN, J.M. y WATERLOT, M., 1974) y por quitinozoarios (DEGARDIN, J.M. y PARIS, F. 1978).

Por nuestra parte, en el XXI Campamento, encontramos en niveles, de idéntica posición y descripción, cerca de Liri, la fauna:

Scyphocrinus elegans, ZENKER
Parallelodon sp,
Michelinoceras sp,
Merista? Herculea BARR del Siluriano.

Esto hace que la alternancia del Devoniano inferior fácilmente utilizable en cartografía, como tal unidad, sobre el terreno, pueda pertenecer todavía en su base al Siluriano si presenta como es frecuente (p. ej. en el circo de Castanesa) esa fauna de tallos de crinoideos u ortoceras.

En las cercanías de Liri hemos encontrado, en las pizarras ampelíticas tectonizadas:

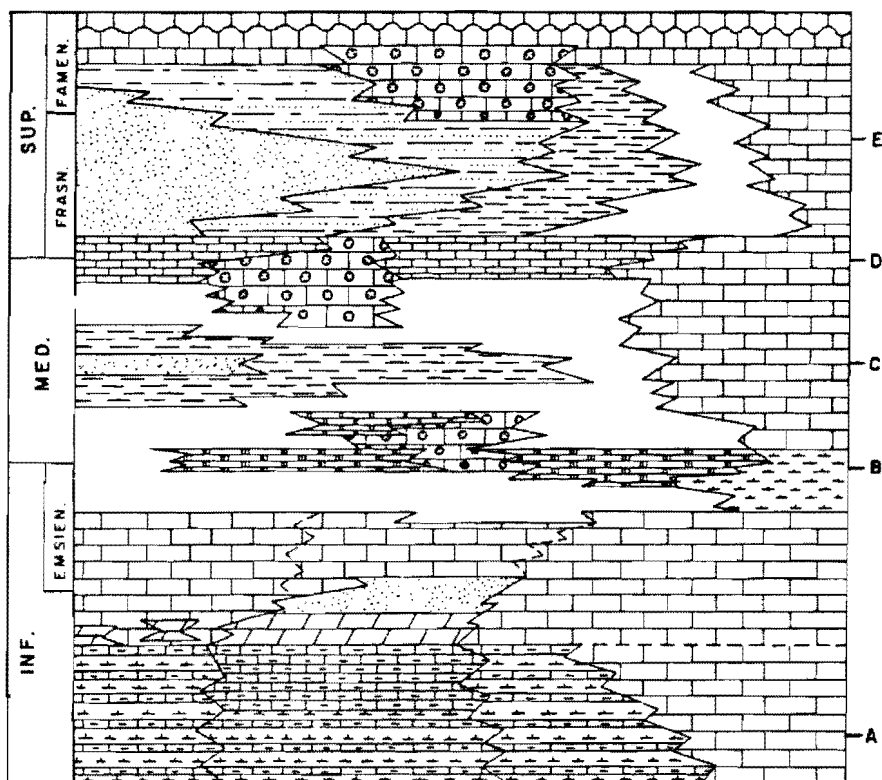


Figura. 1. Esquema litoestratigráfico

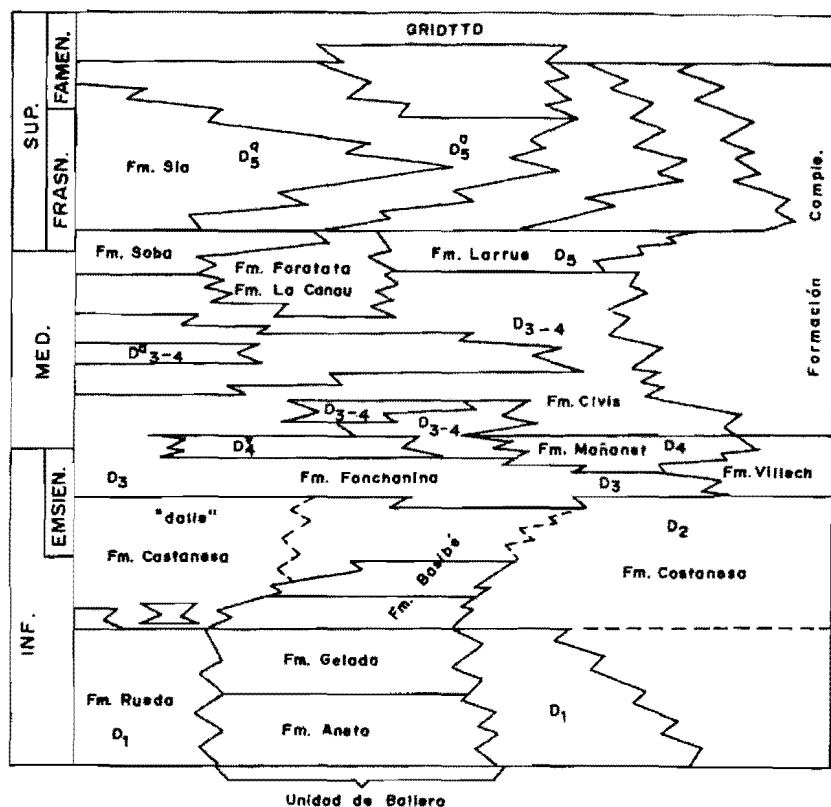


Figura. 2. Esquema litoestratigráfico con denominaciones y símbolos de formaciones del devoniano. Potencia máxima: 2.000 m. Potencia mínima 350 m. En facies calcarea oriental

1.3. DEVONIANO

La comprensión correcta de la estratigrafía del Devoniano de la Hoja de Benasque se puede hacer gracias al conocimiento del contexto geológico regional. En el Pirineo Central meridional hay tres megasecuencias que componen el Devoniano definidas en la tesis de J. M. Galera (GALERA, J.M., 1987) (GALERA, J.M. y RIOS, L. M^a, 1988a, 1988b).

En las figuras 1 y 2 se resume la composición de estas megasecuencias. La primera megasecuencia está comprendida entre las ampelitas del Siluriano y el techo de la caliza D₂ ("la dalle" de A. BRESSON, 1903) o su equivalente la formación Basibé (MEY, P.H.W, 1967, 1968). Tanto la segunda como la tercera megasecuencias admiten un desarrollo importante de facies terrígenas (serie de Sia, etc) y terminan, también como la primera, por una generalización de los carbonatos.

Nos ha parecido útil respetar y mantener para las unidades del Devoniano la simbología de los trabajos de los geólogos de Leiden: D₁, D₂, D₃, D₄, (el subíndice de la letra D indica un orden de antecendencia sin que se haya pretendido darle una equivalencia de piso), ampliándola hacia arriba. De hecho, la formación Mañanet (D₄), considerada en principio como la parte somital del Devoniano, está incluida todavía dentro de la segunda megasecuencia, así como los terrígenos (pizarras de Cerler, pizarras de Vilaller, etc) que prolongan la serie hacia arriba, atribuidos antiguamente erróneamente al carbonífero y repuestos en el Devoniano (RIOS, L.M., 1977), así como anteriormente lo había sido la formación Civis en regiones más orientales (GROSS-UFFENORDE, H., KRYLATOV, S., y STOPPEL, D., 1972).

El tramo calcáreo (D₅) que termina la segunda megasecuencia no aflora, pero está presente sin duda debajo de los terrígenos de la tercera megasecuencia. Como referencia próxima se presenta en el corte de Villanova (BOERSMA, K.T., 1973b), en donde las recientes obras de la carretera a Benasque han mejorado su afloramiento.

Por otra parte la tercera megasecuencia existe solo precariamente, de manera residual, debajo de la caliza basal del Carbonífero debido a la laguna estratigráfica, ya conocida en la base de esta caliza en regiones más occidentales (PERRET, M.F., 1976) (RIOS, L.M^a et al., 1987a y b) (GALERA, J.M. y BARETTINO, D., 1987) (PERRET, M.F., 1988).

Esta laguna puede llegar a hacer desaparecer los terrígenos de la tercera megasecuencia, los cuales corresponden en edad a la serie de Sia (D^q₅) y cuya atribución al Devoniano superior fue también indicada (KRYLATOV, S., y STOPPEL, D., 1971) anteriormente.

En particular, dicha laguna ocurre en la parte norte de la Hoja, desde Baños de Benasque, pasando por Plan d'Estant, hasta el rincón noreste de la Hoja (sinclinal colgado del promontorio de cota 2.354 m, en la caliza basal del Carbonífero sobre pizarras análogas a las de la unidad de Entecada (D^a₄) (KLEINSMIEDE, W.F.J., 1960; GARCIA SANSEGUNDO, J., 1986).

La caliza potente blanca marmórea que se identifica en continuidad en el paisaje, de dicha parte de la Hoja, debajo y concordante con la facies Culm, la atribuimos a la caliza basal del Carbonífero. De este modo, la laguna de base de esta caliza explica la carencia de un espesor importante del Devoniano (ARCHE, A., 1971) (BLANQUART, P., 1980), precisamente allí donde se espera el máximo de subsidencia según las isopacas (GALERA, J.M., 1987) de la 2ª y 3ª megasecuencias.

Esta explicación nos obliga a reconsiderar los antecedentes de dos jalones faunísticos.

Uno de ellos es el encontrado por M. Waterlot en los alrededores de Baños de Benasque (WATERLOT, M., 1969, pág. 106: "... le Devonien dans le voisinage du massif de La Maladetta, possède une épaisseur légèrement réduite. De plus, il prend un aspect marmoréen blanc des plus nets et peut se présenter, soit à l'état de plaquettes qui se débitent avec: une extrême facilité, soit à l'état de marbres massifs bien représentés, par exemple, dans les environs de Baños de Benasque. J'ai pu dans ces formations trouver un échantillon de *Favosites eifeliensis* Goldfuss", fotos. 7 y 8 de lámina 8, muestra cogida "en amont de Baños de Benasque"). La instalación hotelera de Baños de Benasque se encuentra (derrubios aparte) en las pizarras con microritmos (D₄) suprayacentes, inmediatamente al Sur, a la formación D₄ (formación Mañanet versicolor, aquí marmorizada por la proximidad del granitoide de La Maladeta, y de edad Emisense-Eifeliense en la leyenda de la cartografía de la presente Hoja). A unos 700 m, al NE de dicho edificio hotelero de Baños de Benasque, las pizarras con microritmos soportan a la caliza marmórea masiva de lagos de Alba, Plan d'Estan, Renclusa, ...etc.... antes mencionada, en la parte norte de la Hoja.

Vemos, pues, que en la localización del *Favosites* no se precisa si se trata de una u otra caliza. Además (RIOS, L.Mª, 1977, pág. 30): "De todos modos el valor estratigráfico del *Favosites* es discutible por tratarse de una fauna de afinidad de facies arrecifal, más que propia de un piso (comunicación verbal de I. Quintero)".

El otro antecedente (RIOS, L.Mª, 1977, fotografías 1 y 2) consiste en dos secciones de amonoides a la cota 2.010 m del sendero de subida al refugio de La Renclusa. La primera determinación de dichas secciones sobre diapositivas las atribuye a *Clymenia levigata* MÜNSTER del Famenienense, con lo cual la caliza masiva del Plan d'Estant-Renclusa correspondería a las calizas basales del Carbonífero incluyendo por lo menos un Famenienense. Para tratar de conciliar la edad de estas calizas en el marco estratigráfico general referido al comienzo de este epígrafe, se revisó de nuevo esta determinación de las secciones sobre fotografía: según conversación (18 oct. 89) de L. Mª Ríos con I. Quintero y H. Mansilla la *Clymenia levigata* MÜNSTER así determinada originalmente, teniendo en cuenta el estado de deformación importante de la roca, (estiramiento de la sección hacia forma de apariencia más evoluta), podría considerarse como admisible su atribución a un goniatítico, con lo cual el Devoniano no estaría necesariamente presente en dicha caliza.

Respetando y ampliando la simbología de los geólogos de Leiden. El subíndice de la letra D indica un orden de antecendencia sin pretender darle una equivalencia de piso. De este modo ha resultado para las tres megasecuencias, los subíndices 1 y 2; 3, 4 y 5; 5 y 6 respectivamente. 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.

En lo referente a la primera megasecuencia $D_1 + D_2$ hay que distinguir dos unidades, con series estratigráficas peculiares, separadas por un cabalgamiento complejo de edad alpina. Estas son las series y unidades de Sierra Negra y Baliera respectivamente (MEY, P.H.W., 1967, 1968). La unidad con serie Sierra Negra se extiende allende la Hoja, tanto hacia el Oeste (valle del Gállego), como hacia el Este (sinclinal de Llavorsí). La unidad con serie Baliera, situada al Sur de la anterior, apenas sobrepasa los confines de la Hoja por el Este. La diferencia más notable entre las dos series es la influencia terrígena mucho más importante en la serie Baliera que en la serie Sierra Negra, con mayor abundancia de componentes siliciclásticos (cuarcitas en la Fm. Basibé; pizarra y caliza arenosas en la parte inferior de la megasecuencia).

En las descripciones que vienen a continuación, los espesores de las diversas unidades litoestratigráficas distinguidas en el Devoniano, indican solamente un orden de magnitud, ya que por causas tectónicas (estiramiento de flancos... etc.) los espesores han podido variar considerablemente sobre todo en las zonas calientes, relacionadas con el plutonismo sintectónico, donde la deformación fue más dúctil.

1.3.1. Alternancia de calizas y pizarras D_1 (19)

Dentro de lo que se ha considerado como serie Sierra Negra, esta alternancia corresponde a la Fm. Rueda de los geólogos holandeses al comienzo de la sedimentación del Devoniano. Se compone de una alternancia decimétrica a métrica de caliza gris oscura y pizarras negras.

Su potencia se puede estimar de 175 m a 70 m disminuyendo hacia el Este. Se han encontrado artejos de crinoideos y restos de briozoos que permiten datarlos como Gedinense (A. ARCHE, 1971).

El ambiente sedimentario corresponde en general a depósitos finos de mar abierto con escasez de fauna. No existen laminaciones ni otras estructuras sedimentarias que indiquen influencia de corrientes.

Al Este del río Noguera Ribagorçana, hay, al techo de la alternancia, un tramo de una decena de metros de pizarras grises oscuras finamente arenosas y con un contenido apreciable de CO_3Ca . Tienen una pátina ligeramente herrumbrosa, sin duda por la alteración de cierto contenido en pirita, y huellas de bioturbación.

1.3.2. Caliza, "Dalle", D_2 (23)

Suprayacente a la unidad descrita en el epígrafe anterior, en el tipo de facies Sierra Negra, hay un tramo de caliza gris oscuro ("microsparita") en bancos decimétricos que ofrece en el paisaje un aspecto masivo, sobre todo en las proximidades de los macizos graníticos donde se mar-moriza. Desde antiguo (BRESSION, A., 1903) se le conoce con el apelativo de la "dalle", nivel característico bien distinguible en el paisaje.

La potencia varía de Oeste a Este del centenar a la cincuentena de metros.

Representa la persistencia del mismo ambiente sedimentario que anteriormente pero sin presencia de aportes arcillosos. En la parte nororiental de la Hoja, (área del Muñido al N del Coll de Gelada), tiene en la base unos metros de pátina amarilla que corresponde a una dolomitización en unos casos, y en otros o una recristalización a caliza de grano grueso lo que facilita la identificación de la polaridad estratigráfica en las estructuras volcadas de esa área.

Corresponde a la Fm. Castanesa (MEY, P.H.W., 1967, 1968) equivalente lateral de la formación Basibé que describiremos más adelante.

El conjunto de las formaciones D1 + D2 fue atribuido por A. ARCHE (1971) a una edad Gediense a Emsiense y constituye la primera megasecuencia de J.M. GALERA (1987).

1.3.3. Formación Aneto, pizarras y pasadas de caliza D₁^A (21)

Esta formación (MEY, P.H.W., 1967) representa el comienzo del Devoniano de la serie facies Baliera la cual tiene una participación de terrígenos mucho más importante que la serie de la facies Sierra Negra.

Allí, donde el tránsito al Siluriano no está tectonizado, se puede hallar (p.ej.: en los alrededores de las Bordas de Castanesa) una decena de metros de caliza y pizarra negras alternantes referida anteriormente en el techo del Siluriano.

La formación Aneto se compone principalmente de pizarras gris oscuras. De manera subordinada aparecen intercalaciones de caliza (dm) arenosa y areniscas calcáreas (cms) a veces con tramos con microritmos (mms) y pseudonódulos areniscosos, tramos que recuerdan las facies de la pizarra (D₄^a) con pasadas y microritmos areniscosos de la segunda megasecuencia que luego describiremos.

Hacia la parte norte de la unidad tectónica de serie Baliera, que corresponde al circo de Castanesa y Collado de Salinas, el carácter pizarreño se acentúa haciéndose casi exclusivo. Más al Norte, al pasar a la unidad tectónica Sierra Negra, encontramos la alternancia del tipo margo-caliza antes descrita: D₁. Tenemos pues, así, una evolución lateral que encontraremos, como organización macrosecuencial en diversos momentos del Devoniano: terrígenos arenosos, pizarras con microritmos (mms) arenosos que pueden hacerse esporádicos, pizarras puras, alternancia caliza/pizarra que puede evolucionar a predominio calcáreo.

Los cambios laterales de facies, al hacerse de modo oscilante ("en dientes de sierra"), pueden ocasionar que, p.ej., existan tramos de alternancia caliza/pizarra en el seno de la Formación Aneto, siendo el más conspicuo el que aparece en las laderas norte de la alineación de picos Gallinero a Basibé, y también en la salida hacia el Sur del circo de Castanesa donde el río Baliera se encaja en estas facies.

Dicho tramo, aunque no muy potente, (10-15 m), se destaca lo suficiente en el relieve para poder ser utilizado en cartografía. P.H.W. Mey lo sitúa ya dentro de la siguiente formación (la formación Gelada). Nosotros hemos preferido incluirlo en la formación Aneto, ya que por encima persisten todavía las facies eminentemente pizarreñas.

El espesor de la formación Aneto puede así sobrepasar los doscientos metros.

El ambiente corresponde al de una plataforma de mar abierto con aporte considerable de material siliciclástico.

1.3.4. Formación Gelada, calizas limosas a pizarras calcáreas, D_1^G (22)

Siguiendo en continuidad a la formación Aneto, la formación Gelada (MEY, P.H.W., 1967) se compone mayoritariamente por marga calcárea gris con un contenido importante de arcilla y arena fina o limo. La presencia de pirita le confiere una pátina herrumbrosa por alteración.

Aunque, de manera subordinada, puede haber pasadas de carácter más calcáreo o más arcilloso, el conjunto se presenta morfológicamente homogéneo con una resistencia, a la erosión, intermedia entre la formación Aneto y la formación Basibé; p. ej., en el corte en capas invertidas desde el Ampriú al pico Cibollés. La potencia es del orden de 40-50 m.

No hay, que sepamos, ningún elemento de datación directa de esta formación. Al S del collado Basibé, hemos hallado *Gomphoceras* sp sin más precisión que Devoniano inferior.

1.3.5. Indiferenciado: pizarras y calizas subordinadas, D_1^{A+G} (19)

La distinción entre las formaciones Aneto y Gelada no es posible en todos los casos, debido al cambio de facies con recurrencias de una en la otra o bien, debido a la pérdida de entidad de la formación Gelada como tal, como ocurre en el collado de Salinas y partes próximas del circo de Castanesa, donde los materiales son eminentemente pizarreños.

1.3.6. Formación Basibé; caliza, cuarcita y dolomía D_2^B . (24)

Es el equivalente lateral de la unidad litoestratigráfica D_2 propia de la serie facies Sierra Negra antes descrita.

Comienza, concordante con la formación Gelada, con una alternancia de calizas algo nodulares, calizas espáticas grises y dolomías. Los bancos suelen ser decimétricos, y entre bancos puede haber finas separaciones pelíticas. La pátina de este primer tramo es amarillenta, aunque las calizas nodulares pueden ser versicolores con tonos claros. También las dolomías son claras y pueden tener textura sucrosa. Los fósiles, como ocurre en las otras unidades que estamos describiendo, son escasos. En este tramo se encuentran algunos artejos de crinoideos y restos de braquiopodos, ortocerátidos y estromatopóridos (MEY, P.H.W., 1967). La potencia varía entre 20 y 55 m.

Encima de esta alternancia aparece un segundo tramo que es de carácter terrígeno, carácter que caracteriza también, como se ha descrito anteriormente, a las otras unidades de la serie Baliera. Se trata de un miembro que contiene pasadas de cuarcita con algunas intercalaciones de dolomía. Los bancos son decimétricos al principio. La pátina es amarillenta en conjunto, si bien las cuarcitas pueden ser de color marrón claro, su pátina más general es gris claro o gris verdoso. La secuencia de bancos de cuarcita tiene tendencia estratocreciente, desapareciendo hacia techo las pasadas de dolomía, y pudiendo observarse bancos de cuarcita de hasta 10 m de espesor. En general estas cuarcitas no presentan estratificación cruzada. Este apartado ha sido bien estudiado por P.H.W. MEY (1967) y por M.A. HABERMEHL (1970). Las cuarcitas, vistas al microscopio (MEY, P.H.W., 1967) muestran cuarzo bien clasificado, con intercrecimiento, entre granos. Como accesorios se observan feldespatos y minerales pesados.

Por último, encima de este tramo con cuarcitas, aparecen de 20 a 50 m de calizas negras tabeadas análogas a las del tramo D₂ de la serie Sierra Negra.

Las cuarcitas y carbonatos asociados de la formación Basibé han sido consideradas, como el resto de la formación, en lo que respecta al ambiente sedimentario por M.A. HABERMEHL (1970) con el levantamiento de numerosas columnas de detalle que completan las ya estudiadas por P.H.W. MEY.

Las cuarcitas corresponden a un complejo de barras litorales en evolución a islas barrera, con facies circundantes propias de *back bars* entre dichas barras, o entre barra y costa, en un ambiente de relativa tranquilidad con bioturbación ocasionalmente. Existen niveles que han sufrido una dolomitización posterior. Después de la deposición de estas facies, la subsidencia aumenta, hay una transgresión y se depositan calizas de mar abierto poco profundo.

El tramo cuarcítico disminuye hacia el E (de 54 a 1 m) hasta su total desaparición más al E del río Noguera de Tor.

La disminución del espesor acumulado de cuarcitas se observa, como tendencia, también hacia el Norte, estando ausentes en el D₂ de la serie Sierra Negra, salvo excepcional y exótica pasada (dm) de cuarcita en el flanco sur del anticlinal del pico Castanesa, y en otro punto más hacia la parte oriental de la Hoja, M. DALLONI (1910) señala la presencia de algunos fósiles en la Montaña de Denuy.

- Fovosites reticulata*, BLAIN
- Phacops occitanicus* TROM, GRASS
- Jovellania* sp.

Otros hallazgos de fauna (DALLONI, M., 1930; SCHMIDT, H., 1931; MEY, P.H.W., 1967, 1968) condujeron, así mismo, a atribuir una edad Devoniano medio a esta formación.

Sin embargo, esta atribución fue modificada por el hallazgo de Conodontos por K.T. BOERSMA en muestras recogidas por M.A. HABERMEHL (1970) en las calizas del tramo superior de

la formación Basibé, en el flanco norte del tercer anticlinal de los que se cortan remontando el curso del río Isabena desde el Triás, bien dibujados en el paisaje por esta formación:

–*Icriodus latericrescens bilatericrescens*
–*Spathoznathodus cf. steinhornensis*

y que indican una edad Emsiense.

1. 3.7. Pizarras, formación Fouchanina. D₃ (26)

Se trata de unos 50 a 130 m de pizarras puras de color negro. Puede haber algunas raras pasadas de caliza (m) oscura de difícil seguimiento lateral. Tan solo se han encontrado algunos artejos de Crinoideos.

Aparece con las mismas características tanto en las series facies Baliera como facies Sierra Negra. El tránsito desde la unidad infrayacente (D₂^B o D₂) es gradual sin que se observe ruptura sedimentaria.

La consideramos como el retomo a los terrígenos, en el comienzo de la segunda megasecuencia (GALERA, J.M., 1987) sin pretender que su base tenga un significado isocrono perfecto.

1.3.8. Calizas versicolores, formación Mañanet. D₄ (27)

Sobre las pizarras anteriores se desarrolla una serie calcárea de importancia y características muy variables según los sitios.

La litología más característica de la formación Mañanet es la que le confiere una semejanza con la facies “griotta”: calizas versicolores (rosa, gris claro, violáceo, verdoso) de aspecto a veces nodular, debido a la forma en que puede presentarse la esquistosidad de presión-disolución. Admite pasadas rítmicas pelíticas de algunos centímetros de espesor, alternantes con la caliza la cual es predominante.

Cerca de la aureola térmica de los granitos la formación mantiene este carácter de alternancia y pierde su aspecto versicolor; aunque mantiene en general un color claro y una pátina amarillenta.

Se puede presentar en uno o en dos tramos, separados en este último caso por pizarras como es el caso del corte por la pista al N de Cerler (ver columna en margen del mapa de la Hoja).

En este corte hay, en la mitad inferior del primer tramo calcáreo, facies intraclásticas en equivalente lateral de los biohermos descritos en las Tucas de Ixeá, (ARCHE, A. 1971) constituidos por corales y estromatopóridos. En niveles comparables en cuanto a posición litoestratigráfica y facies son numerosas las especies de macrofauna arrecifal hallada. Así M. DALLONI (1910) cita junto a la cabaña del Turmo (valle de Estós):

–*Favosites reticulata* GOLDF
–*Cyothocrinus primatus*, GOLDF

y en el pico Castanesa:

- Favosites* sp.
- Cyathocrinus* sp.

A.ARCHE (1971) les atribuye basándose en la fauna arrecifal una edad Eifeliense.

El residuo sólido insoluble en CIH de estas calizas está compuesto (ARCHE, A., 1971) por granos de cuarzo transparente, mates y aplanados, raros circones, fragmentos de rocas volcánicas muy oscuras y otras más claras, tal vez cenizas y, así mismo, abundante mica blanca detrítica.

Una muestra recolectada por nosotros (pista al N de Cerler) en la parte inferior de esta caliza ha dado los conodontos determinados por S. GARCIA LOPEZ:

- Polygnathus dehiscens* PHILIP y JANSON
- Ozarkodina cf. steinhornensis steinhornensis*, ZIEGLER
- Latericriodus* sp.

que atribuye al Emsiense inferior (subzona superior de *gronbergi*).

En la parte sur de la Hoja (unidad de facies Baliera) la formación Mañanet se presenta según un solo tramo diferenciable, aunque el tránsito a las pizarras suprayacentes (pizarras de Vilaller), es gradual mediante recurrencias a las facies calcáreas. P.H.W. MEY (1967) muestra como la potencia de esta formación disminuye de Este a Oeste desde unos 270 m (divisoria de aguas entre el Ribagorzana y el Baliera) hasta 120 m (divisoria de aguas entre el Baliera y el Isabena).

Cerca de este lugar, 1 km al NW del pueblo de Denuy, S. García-López ha determinado conodontos en un corte de 170 m de espesor en esta formación (GARCIA LOPEZ. S., *et al.* 1990), atribuyéndole desde la base una edad Emsiense. En las muestras pertenecientes a los niveles más altos del corte encuentran *Polygnathus cooperi cooperi* y *P. costatus* sp. que indican la parte superior del Emsiense o el Eifeliense basal.

1.3.9. Alternancia de calizas y pizarras, D₄^{CP} (28)

La zona del pico Muñido (divisoria de aguas entre los ríos Ribagorzana y Tor) próxima al granito presenta localmente un desarrollo importante de tramos calizos en contraposición a lo exiguo de la formación Mañanet en la zona del pico Sarronera, en el lado opuesto del valle del Ribagorzana, la cual soporta directamente las pizarras con microritmos arenosos (29) que describiremos más adelante.

En el Muñido el tránsito a estas pizarras se hace mediante la persistencia de las calizas en alternancia (dms-ms) con pizarras. La facies de las calizas está desfigurada por la aureola térmica del granito del macizo de Bohí. Su desarrollo es considerable (un centenar de metros mínimo) como para cartografiarlo, aparte. Esta particularidad de la serie estratigráfica dentro de la segunda megasecuencia es semejante a la que ocurre, más al Oeste, en las vecinas Hojas de Sa-

llent y Bujaruelo en tomo a los macizos de Vignemale y de Panticosa (GALERA, J.M., y RIOS, L.M^a., 1988 a).

1.3.10. Pizarras con microritmos arenosos, D₄^a (29)

El área donde estas pizarras aparecen mejor representadas es al Sur de la Hoja en continuidad estratigráfica con la formación Mañanet. Se las conoce con el nombre de pizarras de Vilaller y son asimilables a la formación Civís en regiones más orientales.

También afloran ampliamente en el área de Cerler y su prolongación hacia el flanco sur y oriental del pico de Castanesa.

De manera más discontinua, entre los depósitos cuaternarios, ocupan la extensión de Anciles-Eriste-Cerro de Santa Margarita hasta Ramastué.

También se las reconoce por sus facies y su posición, encima de la formación Mañanet, en el área del Literola, pico de Estós y prolongación hasta Baños de Benasque. Igualmente, en los picos de la Sarronera y del Home, encima de los túneles de las obras de Llauset.

En la parte NE de la Hoja, una falla separa, de la inconfundible facies Culm de la Serra d'Hurno, las pizarras con microritmos arenosos de la serie del valle de Arán (pizarras de Entecada). Concretamente en el rincón NE de la hoja (pico de cota 2.345 m), estas pizarras soportan un *sinclinal* colgado de caliza masiva basal del Carbonífero y albergan una charnela de anticlinal rec-to en calizas rítmicas, aunque metamórficas, atribuibles a la facies D₄.

Incluso en condiciones de metamorfismo se pueden reconocer las pasadas arenosas en algunos tramos de la serie destacándose, por su color claro, del color oscuro de las pizarras. Son pasadas de grano fino, eventualmente algo carbonáticas en su matriz. El espesor de las pasadas es frecuentemente de solo unos pocos milímetros y de hasta algunos cms en algunos tramos de la serie.

Es característica la presencia de pseudonódulos arenosos de grosor comparable, explicables en la mayoría de los casos por remoción del fondo arenoso.

La mayoría de estas áreas mencionadas fueron atribuidas antiguamente al Carbonífero, como ya se ha explicado en la introducción al capítulo. Posteriormente, las formaciones Civís y equivalentes "pizarras de Vilaller", "pizarras de Cerler" etc, se vió que pertenecían al Devoniano (GROSSUFFENORDE, H., *et al.*, 1972; RIOS, L.M^a., 1977) y más exactamente a la segunda megasecuencia de las tres que se pueden considerar en este sistema (GALERA, J.M., 1987).

Todos los hallazgos o citas de fósiles corresponden a fauna marina: corales, trilobites, braquiópodos, no clasificables con certeza. A. ARCHE (1971) encuentra *Phacops fecundus*? BARRANDE y *Dalmanites* sp. en la serie del barranco de Literola.

Por su posición estratigráfica se le puede asignar una edad Devoniano medio, Eifeliense probable.

El medio sedimentario corresponde a una plataforma de mar abierto sublitoral.

1.3.11. Pizarras indiferenciadas D₃₋₄ (25)

El tramo o tramos de la caliza de la Fm. Mañanet suele ser un buen nivel morfológico para separar las pizarras de la formación Fonchanina D3 de las otras pizarras que hemos descrito en el epígrafe anterior.

Cuando este nivel pierde entidad, por adelgazamiento o desaparición mecánica, no es posible diferenciar unas pizarras de otras ya que en las pizarras con microritmos arenosos D₄^a hay también tramos recurrentes de pizarras semejantes a las de la formación Fonchanina.

Por ello, en la cartografía, nos hemos visto abocados a considerar una serie comprensiva D₃₋₄, de pizarras con o sin tramos de microritmos arenosos.

Señalemos que el cortejo ígneo de Cerler (pórfidos riódacíticos y rocas de textura más fina desvitrificadas) encaja en pizarras potentes suprayacentes a la formación calcárea Basibé del pico Cogulla. En este conjunto no hay ningún otro nivel de caliza. Existen, no obstante, nódulos (dm) silíceos como los que se señalan más adelante en la unidad D₆^P, (32), del Devoniano superior; y como los que cita P.H.W. MEY (1967, pág. 173) hacia la base de las pizarras de Vilaller y pertenecientes por lo tanto a niveles no más altos que el Devoniano medio. Estos nódulos de origen diagenético, en ambiente rico en sílice libre, contienen hematites, producto de alteración de piritas.

Las pizarras del entorno del complejo ígneo del pico Cerlez tienen un carácter vulcanosedimentario. En láminas transparentes al microscopio en estas pizarras pueden observarse clastos de astillas de cuarzo, de cuarzo piroclásticos con bordes a veces corroidos; de cristales de feldespato o arcillificados o silicificados (conservando a veces en este caso las maclas), incluso de clastos formados por la propia pizarra algo tobácea residementada y clastos microcristalinos del carácter riolítico o dacítico.

Este carácter sugiere la simultaneidad del depósito de estas pizarras con las manifestaciones ígneas del complejo de rocas ácidas de Cerler (desde pórfidos a lavas). No obstante los datos de geocronología Rb/Sr no confirman, aunque tampoco contradicen esta interpretación. A este respecto conviene señalar el dato adelantado ya por A. ARCHE (1971) al señalar clastos de probablemente tal origen en el residuo sólido insoluble al CIH en las calizas de la formación Mañanet (D₄).

1.3.12. Alternancia (cms) de pizarra y arenisca calcárea, D₅^a (30)

Se trata de una alternancia regular de areniscas de algunos cms a un dm de espesor con separaciones pizarreñas más finas. Esta serie aflora solamente en los arroyos y pistas carrozables de las laderas norte de los picos Labert, al Oeste del barranco Puigmastre. La potencia máxima

aflorante se puede estimar en una cincuentena de metros. Las muestras que hemos tomado en las calizas suprayacentes, que se describen en el siguiente epígrafe, tienen un nivel en el que se han determinado conodontos (S. GARCIA-LOPEZ) que pueden pertenecer al intervalo Frasnense a parte media del Fameniense.

Dentro de la Hoja no se observa la continuidad de esta serie estratigráfica hacia abajo. Hay que ir un poco más hacia el Oeste, al ya mencionado corte de Villanova, en la propia carretera del valle de Benasque, para encontrar debajo de esta alternancia un nivel de caliza D₅ del Frasnense (BOERSMA, K. T., 1973b).

Por lo tanto esta alternancia puede ser considerada como perteneciente a los terrígenos de la tercera megasecuencia del Devoniano (GALERA, J.M., 1987).

1.3.13. Caliza con fauna arrecifal, D₆ (31)

Aflora en diversos lugares de las laderas norte de los picos Labert. Se puede observar en el primero de los entrantes de la pista que desde las instalaciones de Cerler va por la cota 1.800 m hasta el pueblo de Eresué.

En dicho lugar, sobre la alternancia cuarcita/pizarra del epígrafe anterior, vienen unos 8 m de caliza gris en bancos de 1 o 2 dms con separaciones pelíticas. Hacia arriba la caliza pasa a 6m de caliza brechoide con elementos (cms) resedimentados de caliza y de fauna arrecifal (briozoarios, coralaris). En una de las muestras para conodontos S. GARCIA-LOPEZ ha determinado.

Polvgnathus webbi STAUFFER

del Frasnense a parte media del Fameniense (parte media de la Zona *falsiovalis* tardía, hasta la Zona de *trachytera*.

En el barranco de Puigmastre hallamos, en 1975, (RIOS. LM^a, 1977) *Pseudorthoceras senecum* FLOWER.

Esta caliza no existe, más hacia el Este, en el corte de Villanova, por laguna debajo de la caliza del Carbonífero.

1.3.14. Pizarra con nódulos silíceos, D₆^P (32)

Aflora entre la caliza descrita anteriormente (31) y la caliza de base del Carbonífero H^c. Tiene una potencia de 20-30 m. Es de color gris oscuro y se caracteriza por la presencia de concreciones en nódulos (cms a dm), a veces de forma discoidal, de componente silíceo y color oscuro como la pizarra.

Es el término más alto del Devoniano aflorante en la Hoja. No obstante, no queda excluido que exista laguna erosiva del griotto fameniense.

En la ladera superior occidental del pico Labert II este tramo de pizarra con nódulos se acuña, (por laguna erosiva), llegando a desaparecer, y dando lugar, según la calidad del afloramiento, a una aparente continuidad entre la caliza infrayacente (devónica) y suprayacente (carbonífera). (P.ej. cerca del paraje del rellano donde existe una extraña organización de bloques de piedras, según un corredor sin finalidad aparente; 800 m al N del Labert I).

1.4. CARBONÍFERO

Dentro de este sistema tendremos que distinguir aquel que está afectado por las fases de plegamiento y metamorfismo hercínicas y, por otra parte, el que se deposita posteriormente y no está afectado por tales fenómenos. Este último, por correlación con otras series del Pirineo (LUCAS, C., 1977; GISBERT, J., 1981, 1983) es de edad Estefaniense.

1.4.1. Caliza H^c (33)

Aflora en dos áreas. Una es la de los picos Llabert y corte de Villanova. Otra es la de Plan d'Estan y contrafuertes de las laderas norte de macizo Maladeta-Bohí donde se presenta adosada al macizo granítico, marmorizada y con zonas de skarn eventualmente; hacia el Sur, se prolonga entre los granitoides de La Maladeta y de Bohí a la manera de una lengua que rodea de forma periclinal el granitoide de Bohí.

En el área meridional, la primera de las dos consideradas, el corte tipo es el de Villanova (WATERLOT, M., 1967, 1969). La serie está invertida. La caliza tiene un aspecto masivo y una potencia de unos 70-90 m. Comienza con tonos claros gris-beige-rosa en bancos gruesos (dms) y pasa hacia arriba a caliza gris oscura haciéndose más finamente tableada.

En los sillares del pretil del antiguo puente sobre el río Esera todavía pueden observarse, en calizas beige-claro, secciones de amonoideos.

K. T. BOERSMA (1973b) data la caliza de corte de Villanova por conodontos que van de la biozona de *Scaliognathus anchoralis* a la biozona del *Gnathodus macer* es decir, desde el Tournaisiense superior hasta el Namuriense.

Esta misma secuencia se encuentra en los flancos estirados de los pliegues de los picos Labert y sus laderas norte. Hacia su base hallamos, en 1975, en el pico Labert II grandes tallos de crinóideos (*Poteriocrinites* sp.).

En la parte norte de la Hoja la caliza de base del Carbonífero es más potente (200-300 m) tiene un aspecto más masivo al estar marmonizada y se reconoce bien en el paisaje por su pátina blanca. Los hallazgos de fauna son excepcionales y a ellos hemos hecho referencia ya en la introducción del capítulo del Devoniano.

1.4.2. Grauvacas y pizarras grises con restos de plantas, H (34)

Esta formación que representa en el Pirineo la facies Culm viene en contacto estratigráfico normal. sobre las calizas descritas en el anterior epigrafe y aflora en las dos áreas en él consideradas.

Se la puede observar en unos 20-100 metros al Sur del corte de Villanova y en sinclinales colgados en los picos Labert I y II.

En la parte norte de la Hoja es donde presenta espesores de 600 m y hasta un millar de metros como máximo.

Se compone de una alternancia de areniscas feldespáticas o de grauvacas, con muscovita heredada, en bancos de algunos dms hasta 2-3 metros de potencia en alternancia con pizarras negras. M. WATERLOT (1967) indica la identidad de la respuesta termoluminiscente de las areniscas feldespáticas de Villanova y las del Plan d'Estan.

En estas series son frecuentes los restos de plantas, lo que es un hecho característico de esta formación, de los que se citan hallazgos desde antiguo en la parte de Plan d'Estan (MILLER, R., 1886; ROUSSEL, J., 1904).

En la serie de Plan d'Estan, a unos 30 m por encima de la base del Carbonífero detrítico, hay una recurrencia de caliza de 1-2 m de potencia con pasaditas pelíticas. Hacia este horizonte M. WATERLOT encontró Glyptoceratidos probablemente *Proshumardites karpinskyi* RAUSER TSCHERNOUSSOWA del Namuriense.

Es muy probable que parte del Westfaliense esté presente en esta serie como lo está en series comparables en regiones más occidentales, como el valle de Tena (WENSINK, H., 1962; WATERLOT, M., 1967).

1.4.3. Lutitas grises con pasadas conglomeráticas y tobáceas, St

Corresponde al Estefaniense "gris" de otras partes del Pirineo (LUCAS, C., 1977; GISBERT, J., 1981, 1983).

Dentro de lo que es la Hoja aparece en dos lugares. Uno es la ladera sur del pico Cogulla, discordante sobre el Devoniano y cabalgado por un conjunto constituido por el Devoniano del pico Cogulla y el Carbonífero de los picos Labert. Otro forma parte, en el límite sur-occidental de la Hoja, de la unidad alóctona que corresponde al anticlinal zambullente ("tete plongeante") de Las Paules, pueblo situado ya fuera de la Hoja.

En las dos series predominan las lutitas y aparecen andesitas ya sea en forma masiva o como elementos de tobas o conglomerados. En la serie de Cogulla hay además tramos con abundantes elementos de otras naturalezas, principalmente de calizas diversas. En este lugar hemos medido 280 m de serie. Las lutitas hacia la mitad inferior presentan una pizarrosidad incipiente poco penetrativa; pueden tener con frecuencia un carácter finamente tobáceo apreciable con

la lupa. Los elementos aparecen nadando en la matriz lutítica en tramos intercalados de hasta una decena de metros; son angulosos, poligénicos (calizas diversas, pizarras con esquistosidad de flujo, grauvacas, pizarras finamente tobáceas, andesitas, ocasionalmente fragmentos de nódulos silíceos oscuros y roca magmática blanca (toba o volcanita hidrotermalizada), y heterométricos (mms a 30 cms).

En la serie de la cabeza zambullente, en el Suroeste de la Hoja, la potencia se puede estimar en unos 800 m. Predomina el carácter tobáceo de las intercalaciones con abundantes elementos de andesita. Hay una intercalación de unos cincuenta metros de andesita en disposición estratiforme que lateralmente pasa a toba volcánica de gruesos elementos.

Tanto en una como en otra serie el paso a la facies roja que representa ya, aproximadamente, al Permiano se hace de forma gradual y recurrente.

Anotemos que, a semejanza con otras series estefanienses con carbón del Pirineo (campo de Troya en el valle de Tena, Malpás cerca de Erill-Castel, etc.), hubo un intento de explotación de una capa de carbón en el cerro situado inmediatamente al Oeste de Urmella (Los Estierres) (cf. Marcial Güerri, anciano del pueblo de Urmella).

1.4.4. Andesita, α (36)

Aparece de forma masiva en el seno de la formación descrita en el epígrafe anterior, tanto en el área de Cogulla como en el Sur de la Hoja.

1.5. PERMIANO

1.5.1. Lutitas y areniscas rojas, P (37)

Se trata de una serie roja predominantemente lutítica que sigue en continuidad al Estefaniense "gris" descrito anteriormente y está limitada hacia el techo por una leve discordancia angular, del Bunt, la cual suele venir remarcada por un conglomerado de base del Bunt con elementos rodados de cuarzo. A dicha serie se le atribuye una edad Permiano (VIRGILI, C., 1961).

El paso concordante y gradual desde el "Estefaniense gris" no obsta para que esta serie roja permiana pueda venir directamente discordante sobre el Paleozoico pre-hercinico intensamente plegado, lo cual sugiere un desbordamiento del ámbito de sedimentación, anteriormente confinado, a la manera de un dispositivo en *onlapping* a gran escala, ("translapamiento" en el sentido de O. RIBA (1973)); al mismo tiempo que ocurre una evolución vertical regresiva de facies de inundación a facies oxidante.

Esta serie tiene un buen desarrollo, fuera de la hoja, al Este de Erill-Castell donde se caracteriza por tener pasadas finamente tobáceas, areniscas feldespáticas con contenido volcánico, niveles calcáreos nodulosos de origen edáfico, y algunos niveles de brechas poligénicas de elementos poco rodados.

La presencia de éstos, así como de los niveles tobáceos, se hace más rara hacia arriba en la serie.

Dentro de la Hoja de Benasque, aparece, en la parte suroeste de la Hoja, de dos maneras. Donde tiene mayor desarrollo de espesor (350 m) es en la unidad alóctona de Las Paules, mencionada en el epígrafe anterior. Por otra parte, puede presentarse, adosada al límite meridional del Devoniano plegado del conjunto de la Hoja, con una potencia menor (una o varias decenas de metros), llegando a ser nula, cuando viene el Bunt directamente discordante sobre dicho Devoniano.

1.6. TRIÁSICO

1.6.1. Areniscas y lutitas rojas, B (38)

Corresponde a la formación Bunt con una potencia media de unos 200 m. Se presenta en una banda continua, discordante, que aparece en la parte suroeste de la Hoja, eventualmente por el intermedio de unas lutitas rojas de algunas pocas decenas de metros atribuibles al Permiano.

Casi siempre empieza por una arenisca conglomerática o conglomerado de elementos preferentemente de cuarzo y cuarcita bien rodados de algunos metros de potencia, variable según los sitios. Siguen lutitas rojas con mica heredada e intercalaciones de hasta 2 o 3 m de grosor de estratos arenosos con laminación cruzada según sets de disposición cambiante. La serie corresponde a una organización típica de un medio de llanura fluvial. La parte superior consiste en lutitas rojas o verdes a veces con venillas de yeso. Este tramo puede estar ausente por causas tectónicas.

El Bunt representa el final de la sedimentación molásica post hercínica o, si se prefiere, el comienzo de la sedimentación del ciclo alpino, sobre un país casi completamente peneplanizado donde los suaves relieves y la erosión moderada permitirían la remoción y alteración adecuadas para producir areniscas bien clasificadas ("maduras") y de grano bien rodado.

M. Dalloni (1930) encontró en el Bunt del Pirineo catalán huellas de *Equisetum arenaceum* del Triásico.

1.6.2. Yeso, arcillas, areniscas, calizas, MK (40)

Incluimos en esta unidad al conjunto de la serie del Trias que sigue a la facies roja de Bunt.

Debido a la presencia de materiales plásticos (arcillas, yesos...) este conjunto suele estar tectonizado. No obstante, en la región de Pont de Suert, se distinguen tres tramos (MEY, P.H.W., 1967; 1968) que subiendo en la serie son:

- Dolomía de grano fino (dolomicrita) tableado, que hacia arriba pasa a dolomía masiva de grano fino o caliza. En total 24 a 33 metros.
- Alternancia de margas o arcillas gris verdosas a rojas y dolomías tableadas de color gris claro o tramos de 1-2 m de facies recrystalizada carniolésca. El contenido en la componente arcillosa crece hacia arriba en el tramo. En total 106 a 124 m.

Estos dos tramos presentan, en los carbonatos, facies análogas o las del Muschelkalk.

—Yeso de color blanco, gris o crema con presencia de sal. Espesor estimado: más de 60 m.

En el interior de la Hoja (rincón suroeste) existen afloramientos correspondientes a las facies de estos tramos, presentándose de modo discontinuo a excepción del primer tramo, el carbonático, que suele seguir en continuidad a la serie roja del Bunt.

1.6.3. Facies brechificada-recristalizada, M_b (39)

Atrapada en los cabalgamientos alpinos que jalonan el límite entre las unidades de Baliera y de Sierra Negra referidas al describir el Devoniano, aparecen rocas de composición carbonática y de aspecto brechoide y ocelar como el de una carniola. Llama la atención que, formando parte de la facies brechoide hay elementos angulosos de cuarcita.

Se distinguen bien en el paisaje por su pátina amarilla bien contrastada con las de las rocas de su entorno. En general estos afloramientos en los que puede aparecer escapolita, aparecen trastornados, sin que sea posible reconstruir su composición estratigráfica. No obstante, a 2 km al Noroeste del pueblo de Aneto, se presenta una serie en un buen afloramiento que ya fue descrito por P.H.W. MEY (1967) y que está en el flanco sur volcado de un pequeño anticlinal cuyo núcleo está ocupado por calizas como las del primer tramo descrito en el epígrafe anterior. La serie medida por P.H.W. MEY (1967) tiene 45 m, y en ella se presenta una litología comparable a la del segundo tramo descrito en el epígrafe anterior. Aparecen, en las margas y dolomias, abundantes escapolitas. Hay algunas intercalaciones de arenisca de grano fino.

P.H.W. MEY atribuye esta serie al Triásico, comparable al tramo con presencia de facies Muschelkalk, aunque expone que le resulta extraño el hecho de la ausencia de la serie Bunt en este y en otros afloramientos equivalentes lateralmente, cobijados también por cabalgamientos.

El ensanche de la nueva carretera de Vilaller a Viella, a 1 km al Noreste del pueblo de Aneto, presenta un nuevo afloramiento que ayuda a comprender el problema. Aquí, y en equivalencia lateral del afloramiento anterior, debajo del cabalgamiento de la unidad de facies Sierra Negra con suela de unos metros de ampelitas del Siluriano, hay calizas tableadas (con escapolitas según los niveles), con una potencia equivalente a la del primer tramo descrito en el epígrafe anterior. Pero la particularidad más significativa, de este afloramiento es la presencia de intercalaciones (m) de cuarcita dentro del paquete calizo, lo que explica la presencia de materiales de esta litología cuando esta formación se encuentra brechificada y carniolizada.

Por otra parte, desde el punto de vista paleogeográfico, estas cuarcitas sugieren la existencia de un área fuente relativamente alta y emergida, más allá del borde de la cuenca, área en la que tampoco se sedimentaría el Bunt.

Hay que hacer notar que este área, si nos atenemos a los puntos de la Hoja en los que aparecen las facies brechoides amarillas sin Bunt contiguo, sería bastante extensa ya que tiene al menos la dimensión Este-Oeste de la Hoja, al Sur de la unidad de facies devónica Sierra Negra.

1.7. CRETÁCEO

El único afloramiento de Cretáceo se sitúa en el rincón suroeste de la Hoja. Se trata de Cretáceo Superior en serie calcárea de plataforma prolongación de la correspondiente de la Hoja de Bielsa (Rios, L. M^a, *et al*, 1982) perteneciente a la Unidad de Monte Perdido, formación comprensiva, de facies bio/intra-esparítica y microesparítica, y edades desde el Cenomanense al Campanense inferior.

En las proximidades se detecta la presencia de Cretáceo inferior y Jurásico (éste último en la base de la ladera al Norte del llano de Chía). Probablemente completen la serie en profundidad debajo de dicho afloramiento dentro de la Hoja.

1.8. CUATERNARIO

1.8.1. Morrenas QM₁ (44)

Se han cartografiado las morrenas laterales que se conservan en determinados lugares protegidos, como son las confluencias de determinados cauces con el valle principal o ciertas inflexiones del cauce principal, etc. La parte superior de estos depósitos forma una zona bien reconocible desde el punto de vista morfológico, al modo de una terraza colgada sobre el cauce actual del valle a una diferencia de cota de hasta 500 m en algunos casos.

1.8.2. Depósitos de obturación glaciar. QMO (42)

El hielo y/o los depósitos de morrena lateral pueden obturar la salida de los sedimentos acarreados por el agua al valle principal desde valles laterales de menos longitud y menores cotas que los del curso glacial principal. En este caso pueden represarse pequeños lagos donde los materiales adquieren una disposición estratiforme y con una cierta clasificación, al contrario del aspecto caótico del depósito de morrena.

Estos depósitos de obturación glaciar hacia las partes más proximales pueden pasar a depósitos aluviales con o sin intermedio de facies transicionales ("deltaicas").

Como ejemplos de este tipo de depósitos están los del circo del río Llauset, los de encima de Senet (en el lado opuesto de los anteriores, al otro lado del Noguera Ribagorzana), en ciertas partes internas de los materiales morrénicos de Castejón de Sos y del complejo de Cerler.

1.8.3. Complejo de morrenas coluvionadas, QMC (43)

Puede ocurrir que veamos la existencia de varios niveles de rasa en un complejo de morrenas. Tal es el caso del amplio valle de Cerler, lateral al del río Esera en Benasque. En el área de Cerler, sólo de manera local nos ha sido posible dibujar los bordes de rasa a diferentes cotas, correspondientes a diferentes etapas del glaciario. Esta limitación viene dada por los procesos de coluvionamiento, deslizamiento secular de los materiales, que desfiguran los rasgos antedichos.

1.8.4. Cordones morrénicos recientes. QM₂ (45)

En las partes altas del complejo de Cerler se pueden distinguir cordones de morrenas laterales con una morfología alargada bien expresada, correspondiente a lenguas de hielo de menor entidad que la principal del valle del Esera y cuyos circos de acumulación de hielo serían el del Ampriu-Collado de Basibé y el del barranco Peñascaro en el flanco sur de la Sierra Negra, así como el de las pistas de esquí de Cerler.

Dentro de este apartado se incluyen los cordones más recientes ligados a los glaciares del macizo de La Madaleta, en retroceso, o a las partes bajas frontales de los neveros más importantes actuales, en las faldas norte de los relieves más importantes.

1.8.5. Derrubios de ladera. QL (47)

Corresponden a la acumulación de cantos y bloques en la base de los flancos de los relieves de donde se desprenden. Su pendiente corresponde a lo previsible en este tipo de acumulación.

Se sitúan, o bien sirviendo de intermedio entre el relieve rocoso y el fondo del valle (normalmente aluvial), o bien, quedan colgados de las crestas o partes más altas de los circos.

1.8.6. Coluvial. QC (48)

De una manera más general que en el caso anterior, distinguimos en este apartado aquellos depósitos cuaternarios de ladera cubiertos por vegetación natural o cultivos y en los que puede tener lugar frecuentemente un proceso de formación de suelo.

Si el substrato lo favorece (pizarras alteradas, morrenas, ...) pueden ocurrir fenómenos de solifluxión a veces importantes.

1.8.7. Terraza-glacis. QTG (46)

Corresponde a los depósitos aluviales más antiguos que los actuales de los ríos principales. Conforman terrazas de cotas unos pocos metros por encima del cauce actual de los ríos.

En algunos casos, hacia los bordes de los valles las terrazas pasan en continuidad a tener una cierta pendiente por la influencia de la llegada de material lateral con cierto gradiente sedimentario (glacis de depósito).

1.8.8. Conos de deyección. QCd (49)

Son sedimentos, generalmente gruesos, en la salida de los barrancos esporádicamente más caudalosos, hacia el nivel del fondo del valle, según una configuración cónica.

Conectan generalmente con los depósitos aluviales actuales del llano correspondientes, o, eventualmente, con los niveles de terraza algo más antiguos descritos en el epígrafe anterior.



MAPA GEOMORFOLÓGICO BENASQUE 180

FORMAS DE ORIGEN GLACIAL

- Pared de circo glacial
- Linde rocoso
- Escarpe de pared de valle Glacial
- Cubeta de sobreexcavación
- Collado de transfluencia glacial
- Zona de alimentación glacial
- Cordon morrénico

FORMAS DE ORIGEN NIVAL

- Canales de aludes
- Conos de aludes
- Nicho de nivación
- Nicho de nivación con escarpe
- Canal de aludes consecuencia de recepción restringida

MOVIMIENTOS DE LADERA

- Ladera con fenómenos de gelifluxión
- Roturas circulares
- Roturas circulares con desarrollo del depósito en coladas o paquetes
- Roturas circulares con desarrollo en corrientes de derrubios

FORMAS FLUVIALES Y TORRENCIALES

- Zonas de deficiente drenaje
- Conos aluviales
- Conos aluviales no funcionales
- Cabezeras de torrenteras poco desarrolladas
- Cabezeras de torrenteras
- Torrenteras
- Zonas de acarreamiento
- Incisiones de sedimentos
- Cauces fluviales permanentes
- Cauces anastomazados
- Incisiones erosivas

MORFOMETRIA

- Lomas
- Crestas poco escarpadas
- Crestas muy escarpadas
- Escarpes de pequeñas dimensiones
- Escarpes de importantes dimensiones
- Zona de relieves escarpados
- Zona de relieves suaves (Prados alpinos)

DEPOSITOS

- Zona de bosque
- Depositos morrénicos
- Depositos morrénicos coluvionados
- Depositos morrénicos de obturación
- Acumulación de bloques, canchales y depósitos sub-actuales
- Acumulación de bloques, con restos morrénicos sub-actuales
- Coluviones
- Coluviones con depósito en ladera
- Depositos aluviales
- Depositos de terraza

1.8.9. Aluvial. QAI (50)

Son los depósitos de acarreo esparcidos por el fondo llano de los valles por los cauces actuales.

Hay dos llanadas aluviales, las más extensas dentro de la Hoja, que merecen especial atención a la luz de los trabajos de sondeos eléctricos efectuados recientemente (BORDONAU, J., *et al.*, 1989).

Una es la de Benasque que se extiende hasta el pueblo de Eriste. Otra es la de Bono, en el valle del Ribagorzana, que se extiende hasta Forcat. Ambas corresponden en realidad a cubetas glacio-lacustres limitadas, aguas abajo respectivamente, por las angosturas de Forcat y la de Villanueva (inmediatamente al Sur de Eriste). Al Norte de dichas angosturas en roca firme, se produjo una sobrecavación glaciaria que daría lugar posteriormente a una anormal acumulación de sedimentos tras el retroceso de los hielos, según una secuencia regresiva.

En las cubetas de Benasque hay hasta una acumulación de 300 m en profundidad según una serie formada en su mayor parte por arcilla glaciolacustre (120 a 180 Ω m) sobre las que vienen unas decenas de metros de depósitos fluvio deltáicos (500 a 1000 Ω .m) y, encima depósitos aluviales y conos de deyección subactuales.

En la cubeta de Bono hay unos 150 m de profundidad de terrenos conductores, con una secuencia análoga.

2. GEOMORFOLOGÍA (Cambray i Pla, d. & Esgleas i Giménez, J.)

2.1. INTRODUCCIÓN

2.1.1. Antecedentes

Las líneas principales en el estudio profundo de la geomorfología de distintos sectores de la presente Hoja fueron precisadas por VILAPLANA (1983). Con anterioridad existen numerosos trabajos como los de CHEVALIER, BOISSEVAIN, GARCIA SAINZ, GALIBERT, ALIMEN, SOLE SABARIS, MARTINEZ DE PISON, SERRAT, MARTI i RIBA, etc.

Posteriormente otros autores, además del propio VILAPLANA, han trabajado aspectos geomorfológicos puntuales en determinados sectores de la zona. Entre éstos cabe destacar los estudios de BORDONAU y SERRAT.

2.1.2. Morfología regional

El relieve del área de la hoja cartografiada viene controlado básicamente por dos factores, por una parte por la litología, y por otra por los procesos, fundamentalmente glaciales, que actuaron intensamente a lo largo de todo el periodo cuaternario, y que han esculpido formas que posteriormente han sido, y siguen siendo, modificadas y remodeladas por procesos periglacia-

les y fluvio-torrenciales actuales. La conjunción de los dos ha conformado una morfología típica de zonas de alta montaña.

En una primera aproximación regional se hacen evidentes dos dominios claramente marcados y que responden a un control de la litología en el moldeado.

Uno, correspondiente a toda una área ocupada por litologías graníticas, se encuentra limitada por un eje aproximado a lo largo del Valle de Vallibierna-Serra de Llauset y que ocupa la zona de los Montes Malditos, Serra de la Pleta Nova, Serra de Fontfreda y que se extiende hasta la zona noreste del valle de la Noguera Ribagorçana. Este dominio se caracteriza por presentar unos relieves muy marcados y abruptos, con fuertes escarpes y crestones, y con intensa acción de los fenómenos de gelifración, con poco o nulo desarrollo de formaciones superficiales y presencia de depósitos, en algunos casos importantes, de bloques y canchales. Es en esta zona donde el relieve de origen glacial y periglacial y los circos glaciales, entre otras formas, tienen más entidad, así como donde quedan los restos de neveros actuales y funcionales aunque en un franco retroceso. Es en este dominio, también, donde se identifican cumbres en forma de pirámides truncadas interpretadas como restos culminantes de superficies erosivas preglaciales, aristas delgadas producto del ensanchamiento de circos glaciales vecinos y disimetrías entre las vertientes N y S en las que predominan corredores de gelifración (Galivert 1956).

El otro gran dominio corresponde, aproximadamente, a la mitad inferior de la Hoja. Se trata de una zona de materiales de menor competencia, con lo que se genera una morfología de formas suaves, poco abruptas, con desarrollo de formaciones superficiales poco potentes ocupadas principalmente por prados alpinos y donde dominan las incisiones fluvio-torrenciales con algunos rasgos de acarcamiento, las roturas circulares y los movimientos de ladera debidos a fenómenos de solifluxión, gelifluxión y deslizamientos.

2.2. RASGOS MORFOLOGICOS

Los rasgos morfológicos que dominan el ámbito de la hoja tienen su origen en los relieves preglaciales, en la acción, de los hielos cuaternarios y de las nivaciones y procesos fluvio-torrenciales actuales.

2.2.1. Formas de origen glacial

Como rasgos morfológicos resultantes de la acción glacial cuaternaria se han establecido:

- **Pared de circo glacial.** Reconocibles por formas de geometría, en general, de anfiteatro con paredes rocosas verticalizadas con acumulaciones de bloques en los pies de las mismas. Son áreas que funcionaban en su momento como cuencas de alimentación de los glaciares cuaternarios. La mayoría están moldeados sobre sustratos granodioríticos aunque en las zonas más meridionales lo están sobre materiales esquistosos, pizarrosos y calcáreos. En la mayoría de los circos se aprecia un linde rocoso que configura una rotura brusca de la pendiente del valle produciéndose frecuentemente una contra pendiente que ha favorecido en gran medida la sobreexcavación.

- **Cubeta de sobreexcavación.** Se encuentran actualmente en su mayoría ocupadas por lagos o zonas de drenaje deficiente. Ocupan muchos de los fondos de los circos glaciales siendo mucho más abundantes en las zonas de litología granítica. Estas cubetas están ligadas a la génesis de los circos glaciales y configuran un perfil longitudinal cóncavo limitado por linderos rocosos que cierran la boca de los circos.

Estas formas pueden encuadrarse en dos grupos diferenciados. Uno que engloba las cubetas situadas en los sectores más elevados de los valles entre las cotas 1.700 y 2.100 m y otro que incluye las grandes cubetas de valle, entre las que cabe destacar la de Bono y las de Benasque-Eriste entre las cotas 1.000 y 1.100 m aproximadamente. Estas se encuentran actualmente colmatadas de sedimentos glaciolacustres y fluvio-torrenciales.

- **Linderos rocosos.** Se hallan limitando frecuentemente las cubetas de sobreexcavación y cerrando la boca de muchos circos glaciales favoreciendo precisamente la generación de las cubetas de sobreexcavación.
- **Collado de transfluencia glacial.** Estos collados están ligados a las cabeceras de los valles altos y especialmente a las zonas ocupadas por los circos glaciales. Conforman una comunicación entre dos cuencas de alimentación de hielos y moldea collados que rompen la continuidad de las crestas que rodean a los circos. Presentan perfiles en 'U' sobre los que se observan, en general, rasgos de abrasión glacial.
- **Zona de pulimentación glacial.** Superficies lisas y pulimentadas situadas en escarpes y en paredes de valles glaciales. Tienen su origen en la acción abrasiva de los hielos de los glaciares.
- **Valle glacial.** Son reconocibles por la típica forma en "U" y se caracterizan por presentar paredes rocosas verticales formando escarpes y fondos de valle ligeramente cóncavos, formas que se evidencian, entre otros, en los valles de Llauset, Mulleras y Salenques. Por otra parte cabe indicar que en los valles principales este perfil no es continuo si no que se presenta en tramos separados (en la confluencia del valle de Salenques con el del Noguera Ribagorçana, en la cubeta de Bono). Si bien estas formas tienen su origen en el proceso erosivo de fondo y lateral provocado por los hielos de los antiguos glaciares, este perfil y su continuidad presenta discusiones y controversias (Vilapalana 1983) y depende básicamente del sustrato, de la dinámica glacial y de las modificaciones posteriores. En algunos casos es observable una rotura de pendiente acusada en algunas laderas de estos valles que marcan la altura máxima conseguida por los hielos de los antiguos glaciares.
- **Cordón morrénico.** Se identifican sobre el terreno por las formas características a modo de lomas suaves alargadas instaladas sobre algunas laderas y fondos de valles. Están íntimamente ligadas a los depósitos morrénicos, de hecho se trata de depósitos morrénicos laterales u originados en la confluencia de dos lenguas glaciales. Pueden localizarse también en los límites distales de las lenguas glaciales como es el caso del cordón existente en las inmediaciones del Seminario de Vilaller en el Valle del Noguera Ribagorçana, fuera ya del ámbito de la presente hoja.

2.2.2. Formas de origen nival

Como, rasgos morfológicos resultantes de la actual acción nival se han establecido:

- **Neveros Actuales.** Se han identificado así las zonas ocupadas por neveros y glaciares actuales y funcionales de dimensiones evidentemente variables en su extensión y sujetas a variaciones estacionales. Estas zonas corresponden a las áreas de mayor altimetría como son los sectores de los Montes Malditos en los Picos de la Maladeta, Aneto en el circo de Coronas y Tempestades, encontrándose todas ellos actualmente en franco retroceso.
- **Canales y Conos de Aludes.** Los canales de aludes se identifican como incisiones en forma de canales estrechas y de fuertes pendientes que suelen coincidir con zonas de debilidad estructural (fallas y diaclasas), concentrándose básicamente en las paredes rocosas que circundan los circos glaciares, aunque también son evidentes y abundantes en las laderas de las zonas altas de los valles donde hay una importante precipitación nival. Estos canales están sujetos a intensos procesos de gelifracción con lo que al producirse el alud el arrastre de materiales rocosos origina acumulaciones en forma de conos de deyección en el pie del canal que tienden a reducir y homogeneizar la pendiente de la pared o vertiente.
- **Nichos de nivación.** Se trata de cabeceras más o menos restringidas con geometrías semi-circulares de perfil ligeramente cóncavo que actúan como cuencas de recepción y acumulación de nieves y que suelen estar conectadas a canales de aludes.

2.2.3. Formas de origen fluvio-torrencial

A grandes rasgos las redes fluvio-torrenciales principales se originan, tal y como se ha indicado a partir de los procesos de modelado del relieve pre-glacial estando este moldeado profundamente controlado por la estructura. En la presente Hoja cabe destacar dos valles principales uno al Este, el del río Noguera Ribagorçana, y otro al Oeste, el del río Esera. Cabe destacar también otro valle, de menor entidad, que se encuentra en el sector central (valle del río Baliera). Todos ellos presentan un sistema de valles tributarios, sensiblemente perpendiculares a los principales, que dan lugar a valles estrechos, profundos y fuertemente retocados por la acción glacial (valles de Vallibierna, Salenques, Llauset, etc.)

Como rasgos morfológicos resultantes de la acción fluvio-torrencial se han establecido:

- **Zonas de deficiente drenaje.** Se han identificado así aquellas zonas sensiblemente llanas que se encuentran normalmente ocupadas por cursos de agua no concentrados en un lecho, que en algunos casos coinciden con pequeñas cubetas de sobre excavación. En estas zonas se verifica un encharcamiento del agua y la presencia de formaciones superficiales intensamente edafizadas ocupadas, en la mayoría de los casos, por prados.
- **Conos aluviales.** Esta es una de las formas más espectaculares de origen fluvio-torrencial. Se trata de abanicos aluviales instalados en los fondos de los valles que cobran especial importancia en los valles principales siendo en muchos casos funcionales en periodos de grandes avenidas. En otros casos la funcionalidad del cono es restringida a la franja ocupada por la acción del torrente actual que en algunos casos lo secciona. Estos conos normalmente están alimentados por materiales provenientes de los depósitos de ladera y/o coluviones instalados en las cabeceras de los torrentes y en su curso, aunque también se verifican aportes de materiales morrénicos y materiales producidos por la intensa meteorización por gelifracción.
- **Torrenteras y cabeceras de torrenteras.** Estas formas, que pueden considerarse como genuinas de procesos fluvio-torrenciales, son abundantes en todo el dominio de la hoja y se identifican como áreas con morfologías que pueden llegar a ser semicirculares, con perfiles

cóncavos que actúan como cuencas de recepción de aguas pluviales y como origen de torrenteras. Estas se caracterizan por presentarse como incisiones en sedimentos o directamente sobre el sustrato con secciones en "V", de pendientes variables y regímenes, en su mayor parte, torrenciales, sujetos en muchos casos a las variaciones climáticas estacionales. Normalmente estas torrenteras actúan de canales tributarios de otros principales, pudiendo generar, eventualmente, conos de deyección, dependiendo este extremo de la identidad de la propia torrentera.

- **Zonas de acarcavamiento e incisiones erosivas.** Estas formas se verifican en sectores ocupados por depósitos morrénicos y/o coluvionados dando lugar a áreas de intensa erosión y suministro de materiales movilizados por los cursos de alta energía de las torrenteras. Suelen estar asociadas a las cabeceras de torrenteras.
- **Cauces anastomosados.** En algunos tramos de los cauces de los ríos Esera y Noguera Ribagorçana el curso de estiaje se bifurca en multitud de canales, ocupando gran parte de la llanura de inundación, coincidiendo normalmente con los ensanchamientos de valle en las cubetas de sobre excavación de dichos valles. Estas formas son efímeras y desaparecen en periodos de crecidas de los ríos pero indudablemente contribuyen a la deposición y modelado de los lechos fluviales.

2.2.4. Movimientos de ladera

Como rasgos morfológicos genéticamente ligados a movimientos de ladera se han establecido:

- **Fenómenos de gelifluxión y gelifracción.** Los fenómenos de gelifluxión tienen su origen en los procesos de hielo-deshielo frecuente y afectan básicamente a zonas de formaciones superficiales poco potentes ocupadas por prados alpinos. Son fenómenos que se concentran en las zonas altas de las lomas y en laderas de relativa poca pendiente (sectores de Pico Gallinero, Estibafreda, Bordas de Castanesa y Barranco de Menara), dando lugar a formas lobuladas aplanadas más o menos continuas a modo de guirnalda de escala métrica. Por otra parte, en los circos y sectores de los valles altos, principalmente en dominios litológicos de naturaleza granítica, se verifican procesos de gelifracción que dan lugar a una fracturación de la roca por la acción del hielo y que se traduce en acumulaciones gelifractadas (canchales) al pie de formas abruptas que tienden a regularizar las vertientes. Muchas de estas acumulaciones son actuales y funcionales y en su mayoría están asistidos por acciones nivales (aludes).
- **Movimientos rotacionales.** Bajo este epígrafe se han identificado todas aquellas roturas que afectan normalmente a formaciones superficiales y coluviones en laderas de pendientes medias. Sus morfologías típicas se caracterizan por presentar cicatrices semicirculares con nulo o muy escaso desarrollo del depósito en unos casos, con desarrollo en paquete o colada en otros y con corrientes de derrubios asociadas en un tercer caso. En cada uno de los tres casos la morfología varía en cuanto al depósito se refiere.

2.2.5. Depósitos

La relación y caracterización de los depósitos cartografiados en la presente Hoja es la siguiente:

- **Zona de bosque.** Zonas sobre las que se ha instalado una cobertura vegetal que corresponden, salvo excepciones, a formaciones superficiales más o menos edafizadas y relativamente

potentes. Hay que constatar que en algunos sectores, normalmente situados en las partes altas de los valles, estas masas boscosas se instalan directamente sobre el sustrato rocoso, disminuyendo considerablemente la importancia de la formación superficial. Son muy evidentes a lo largo de los valles Noguera Ribagorçana, del Esera, de la zona de Urmella y, en menor medida, a lo largo del Valle de Vallibierna.

- **Depósitos morrénicos.** Depósitos que se concretan en acumulaciones caóticas de bloques heterométricos largamente transportados, con estrías y restos de la acción glacial, englobados en una matriz arenosa con cierta fracción de finos y con ciertas estructuras de flujo. Tienen su origen en la deposición de los materiales arrastrados por la acción de los hielos de los antiguos glaciares. Pueden distinguirse depósitos morrénicos, entre otras, en las zonas de Cerler (al Oeste de la Hoja) y en las vertientes este del Valle del Noguera Ribagorçana (sectores de Senet, Aneto y Estet) que, como en el caso de Senet, han dado lugar a importantes roturas generando corrientes de derrubios y formación de importantes conos de deyección como ya se ha indicado anteriormente. Estos depósitos se localizan también en la zona sur de Llauset y en el valle del Ballera (Sector de las Bordas de Castanesa).

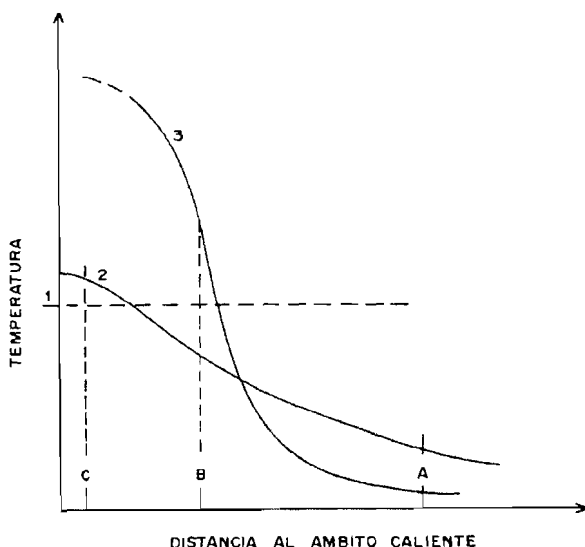
Igualmente en las zonas bajas de los valles, principalmente en el valle del río Noguera Ribagorçana, aparecen también restos de morrenas correspondientes a las pulsaciones máximas de los climas glaciales que alcanzaron hasta las inmediaciones de la zona del seminario de Vilaller en el valle del Noguera Ribagorçana, fuera del ámbito de la presente Hoja.

Los depósitos morrénicos más importantes, en número y en valor sedimentario, corresponden a las acumulaciones laterales que se extienden diseminados en distintos sectores de la Hoja, principalmente en ensanches de los valles que facilitan su deposición y conservación (sectores de Llesui, Llauset', Senet, etc.).

Es importante destacar la presencia de una serie de Depósitos morrénicos coluvionados en las laderas de la vertiente este del Valle del río Esera.

- **Depósitos morrénicos de obturación glacial.** Depósitos morrénicos caracterizados por una organización y laminación del sedimento. Esta viene dada por la circulación laminada de flujos de agua por el depósito correspondiendo en general a ambientes glaciolacustres. Los depósitos de obturación glacial más importantes se localizan en la carretera de Ampriu y en las inmediaciones de las Bordas de Puyol (Zona sur de Llauset).
- **Depósitos aluviales.** Depósitos de granulometrías gruesas a finas propios de regímenes torrenciales de alta energía, localizados a lo largo de los principales cursos fluviales y en las cubetas generadas por sobreexcavación glacial y colmatadas por sedimentos glaciolacustres en los procesos de retroceso de los aparatos glaciares cuaternarios. Cabe destacar por su importancia las de Benasque y Bono con espesores máximos, según Vilaplana *et al.* (1989), de 290 m y 200 m respectivamente.

Finalmente hay que destacar todos los depósitos de pie de ladera, acumulación de bloques y canchales localizados, principalmente, en los pies de los escarpes y crestones, así como depósitos de coluviones en el sector de Benasque y en la zona de Castejón de Sos donde, además, se distinguen algunos retazos correspondientes a terrazas fluviales.



1. UMBRAL DE LA MAYOR COMPETENCIA DE LA METAPELITA RESPECTO DE LA CALIZA.

2 y 3 CURVAS DE CONDICIONES DE TEMPERATURA DURANTE LAS RESPECTIVAS FASES DE DEFORMACION.

Fig. 3

2.3. HISTORIA GEOMORFOLOGICA

A modo de síntesis, y según los estudios efectuados entre otros por Vilaplana (1983), se establecen tres periodos fundamentales para conformar el modelado de la zona.

- **Periodo pre glacial.** Es difícil encontrar restos de una morfología antigua, que se genera en el periodo que abarcaría entre el fin del plegamiento pirenaico y el inicio de las glaciaciones cuaternarias. Aún así es aceptado que durante este periodo se conformaron penillanuras e incisiones fluviales a favor de la estructura.
- **Periodo de glaciario cuaternario.** Durante este periodo, que se extiende durante el pleistoceno, se instalan los grandes complejos glaciales, que experimentan frecuentes pulsaciones, formando valles glaciales a partir de los preexistentes, ensanchándolos y modelándolos con fondos de valle en "U", se generan los circos glaciares, las cubetas de sobre excavación y se generan y depositan los sedimentos morrénicos, glaciolacustres y glaciofluviales.
- **Periodo post-glacial.** Este periodo comporta la retirada de los aparatos glaciales, que se inicia hace aproximadamente unos 15.000 a 20.000 años, la acumulación de materiales glaciolacustres y fluvio-torrenciales en las cubetas esculpidas por la acción glacial y la actuación

primordial de los procesos fluvio-torrenciales y nivales que remodelan, preservando en gran medida, el relieve generado en la etapa anterior.

3. TECTÓNICA

Los materiales mesozoicos en lo que se refiere a las capas del Bunt bien representados en la Hoja, han sufrido deformación durante la orogénesis alpina resultando pliegues no muy apretados pero, que pueden llegar a tener una esquistosidad (MEY, P.H.W., 1967; 1968) incipiente.

Los materiales paleozoicos que son objeto de estudio en la Hoja de Benasque han sufrido dos etapas de deformación: las correspondientes respectivamente a los ciclos hercínico y alpino.

En el hercínico se trata sobre todo de plegamientos acompañados de esquistosidad, de metamorfismo, así como de intrusión de grandes masas calientes graníticas. En el alpino reinan condiciones mas frías y la deformación es, en general, del tipo más frágil: cabalgamientos, etc.

No obstante, las ondulaciones que presenta la base plegada de la serie Bunt, de algún modo deben propagarse a los materiales del Paleozoico, lo que sugiere cierta deformación continua en ellos durante la etapa alpina. Sobre esta cuestión, volveremos más adelante.

3.1. TECTÓNICA HERCÍNICA

Según sean las condiciones de presión, temperatura, velocidad de deformación, así como el grado de transformación de los materiales, estos tendrán en cada caso un comportamiento diferente. El contraste entre los comportamientos de las capas calcárea y las pelíticas se aprecia claramente en el caso de alternancia de éstas.

En ámbitos de condiciones moderadas de temperatura, el comportamiento de la caliza es más competente que el de la pelita y la caliza controla la componente de "flexural slip" de los pliegues. La esquistosidad es de presión-disolución en la caliza (representada por el residuo arcilloso bien visible), y en la pelita la esquistosidad puede llegar a ser de flujo.

En ámbitos de influencia del "doming" térmico de los granitoides, el comportamiento se invierte (Rios, L. M^a, 1984). La parcial o total recristalización de las capas pelíticas, que puede llegar eventualmente a transformarse en una corneana, y el aumento en las condiciones de temperatura que favorece la ductilidad de las calizas o mármoles, hacen que éstas sean menos competentes que las metapelitas.

Estas consideraciones son aplicables a cualquiera de las fases de plegamiento más importantes observables en la región.

Es frecuente, a la escala del afloramiento observar señales de dos fases de formación (fig. 3). Puede ocurrir que ambas se manifiesten por sendos sistemas de superficies de presión-disolución (por ejemplo posición A en la fig. 3) o bien que las calizas fluyan deformando en su seno

las antiguas superficies arcillosas, endurecidas por el metamorfismo, correspondientes a la esquistosidad de presión-disolución previa (por ejemplo posición B en la figura 3).

A veces solo se observa una sola fase de deformación y ésta puede corresponder a unas condiciones por debajo del umbral de la figura, eventualmente con un metamorfismo superpuesto de contacto puramente térmico y estático, o puede ocurrir que las condiciones de deformación de esta sola fase hagan que la caliza se comporte más dúctilmente que la metapelita (parte superior del umbral representado por la recta 1 en la figura 3; por ejemplo posición C).

La figura 3 pretende expresar de qué modo las isotermas en sucesivos estadios (2 y 3) se aprietan alrededor del foco térmico, que finalmente estará constituido por el propio plutón granítico ya prácticamente estabilizado tras su ascenso intrusivo, produciéndose finalmente el metamorfismo puramente de contacto que podríamos calificar de estático.

3.1.1. Fase epirogénica

Antes del depósito del Carbonífero se produce una erosión general del área de la Hoja, como ocurre en otras partes de la Hoja de Ansó (GALERA, J.M. y BARETTINO, D., 1987) y localmente en las Hojas de Bujaruelo y Sallent (RIOS, L. M^a, *et al.*; 1987a 1987b), así como en regiones al otro lado de la frontera oscense occidental (PERRET, M.F., 1988).

La consecuencia de esta erosión es la importante laguna estratigráfica que se observa en la megasecuencia media y superior del Devoniano de la Hoja, como ya se ha hecho mención en el capítulo de estratigrafía. El control de estos movimientos verticales diferenciales se hacía probablemente mediante el movimiento de grandes bloques de corteza cuyos límites y movimientos relativos, quizás con basculamiento, no es posible reconstruir en conjunto.

3.1.2. Fase principal de plegamiento

Por razones de coherencia con la nomenclatura de anteriores trabajos propios y de otros autores, denominamos a esta fase compresiva: la fase 2. La existencia de una fase 1 hercínica de importantes pliegues de dirección transversa a la principal, ha sido indicada por varios autores. Indicios de ondulaciones transversas previas han sido citados por diversos autores y por nosotros en las Hojas de Sallent y Bujaruelo. En la Hoja de Benasque, unidad de Baliera, P.H.W. MEY (1968) describe grandes pliegues volcados hacia el SE, que considera de una primera fase transversa, interpretación que, como más adelante explicamos, intentaremos encuadrar dentro de un contexto más sencillo.

La fase principal del plegamiento hercínico, como en general en la Alta Cadena Pirenaica, tiene unas directrices de dirección N120E a N90E y vergencia hacia el Sur. En el interior de la hoja ha constituido pliegues de amplitud hectométrica o kilométrica muy apretados en general. El mecanismo que mejor los explica es el de flexión solapada y seguida por aplastamiento.

Lejos de los granitos la caliza se comporta de modo más competente, desarrollándose eventualmente una esquistosidad de presión-disolución mientras que en la pizarra se produce una esquistosidad más penetrativa: de flujo.

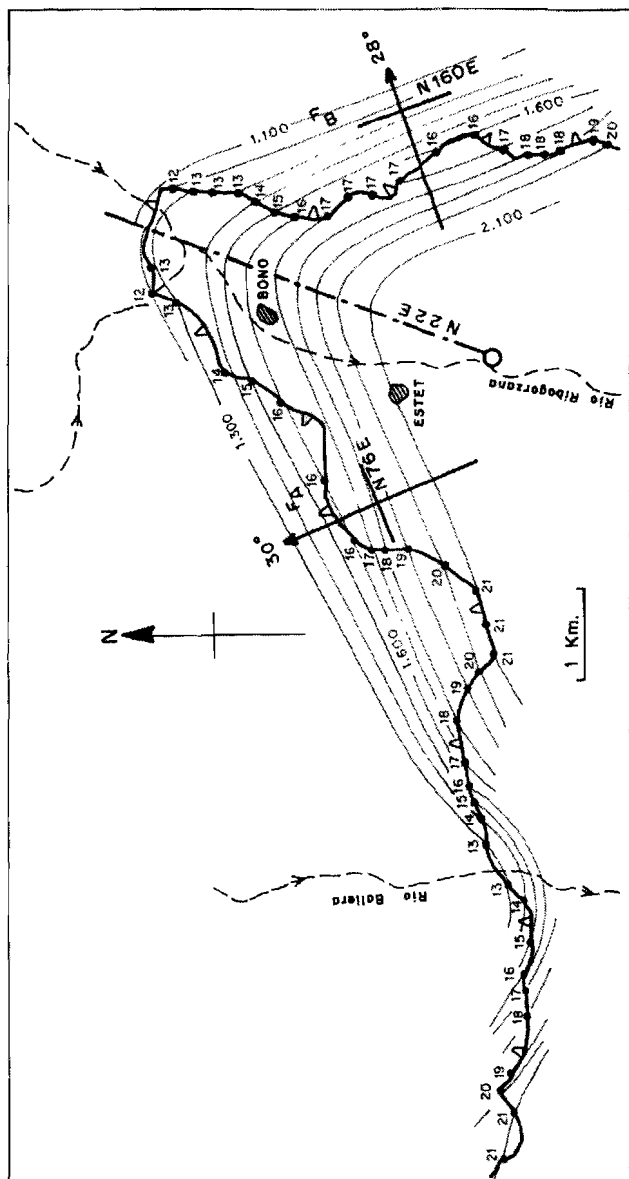


Figura. 4

Más cerca de los granitos, por ejemplo al N del collado de Gelada, las pizarras, en un estado ulterior en la evolución del plegamiento, en condiciones de transformación metamórfica crecientes, comienzan a agrietarse de manera no dúctil (eje X según la máxima pendiente de la esquistosidad de plano axial), mientras que la caliza fluye.

Este diferente comportamiento observable en la alternancia D_1 , se expresa igualmente en el tipo de pliegue que resulta en la formación D_2 , calcárea, cuando ocupa posición de núcleo de sinclinal entre series más competentes en conjunto. La formación D_2 Basibé en sus estructuras más septentrionales y, más aún, la formación D_2 Castanesa, en los pliegues al N del col de Gelada y hasta la abrupta ladera que mira a Erill-Aval, forman pliegues de clase 3 de Ramsay.

De un modo u otro los pliegues de fase principal se caracterizan por sus grandes dimensiones y grado pronunciado de aplastamiento (ángulo apical pequeño) y vergencia neta al Sur. Los pliegues en la unidad de Baliera (P.H.W.MEY, 1968), previos a una fase de directrices NW-SE, tienen estas características. Aunque aparentemente en cartografía sus trazas llevan una dirección en muchos casos hacia el NE, el análisis geométrico de las formas megaestructurales permite calcular que la dirección más frecuente es la E-W conforme con la de la fase principal.

En efecto, si dibujamos el mapa de isoipsas de la superficie de cabalgamiento alpino de Bono (Devoniano sobre Bunt) resulta un pronunciado abombamiento de eje N22E (coincidiendo con el curso del río Ribagorzana). El grado de precisión de la moderna cartografía sobre el mapa fotogramétrico del I.G.N. permite estimar que el flanco oeste de ese abombamiento (fig. 4) se puede asimilar a un plano N76E/30° N y el flanco oriental del mismo a un plano N160E/28° S. Este abombamiento, correspondiente a los movimientos alpinos, está confirmado por las diferencias en los vectores de paleomagnetismo de uno y otro lado (McLELLAND, E., y McCaig, A.M., 1988) medidos en los diques perigraníticos tardihercínicos.

Por otra parte, la cartografía precisa de las trazas axiales de las grandes estructuras de sinclinales hercínicos, a uno y otro lado del valle del Ribagorzana, y los valores de sus cotas permiten estimar para los correspondientes planos axiales los valores de dirección y buzamiento indicados en la figura 5. Al deshacer el giro de uno y otro lado del abombamiento antes referido (estereograma de la fig. 6) resultan direcciones E-W para dichas estructuras hercínicas.

Ahora bien, hay otro factor que contribuye, en el caso de planos axiales de estructuras muy tendidas, a que sus trazas axiales tengan aparentemente una dirección u otra. Este factor es la pendiente general topográfica cuando ésta corta sesgadamente a las estructuras. Ello explica la aparente tendencia de ciertas trazas axiales del mapa en la dirección NE, cuando la pendiente topográfica es hacia el E, o, en el caso de pendiente topográfica en la dirección N-S, el que la dirección de la traza axial sea E-W.

En relación con el metamorfismo, y en las proximidades del macizo de La Maladeta, las andalucitas (y quistolitas) son syn y tardi-cinemáticas con la esquistosidad de flujo que se desarrolla en esta fase. Esto se observa particularmente bien en las ampelitas del Silúriano del flanco norte del anticlinorio de la Sierra Negra. Ello es análogo al metamorfismo que rodea por el Norte al macizo de Lys-Caillaouas (RIOS, L. M^a., 1984) en Francia.

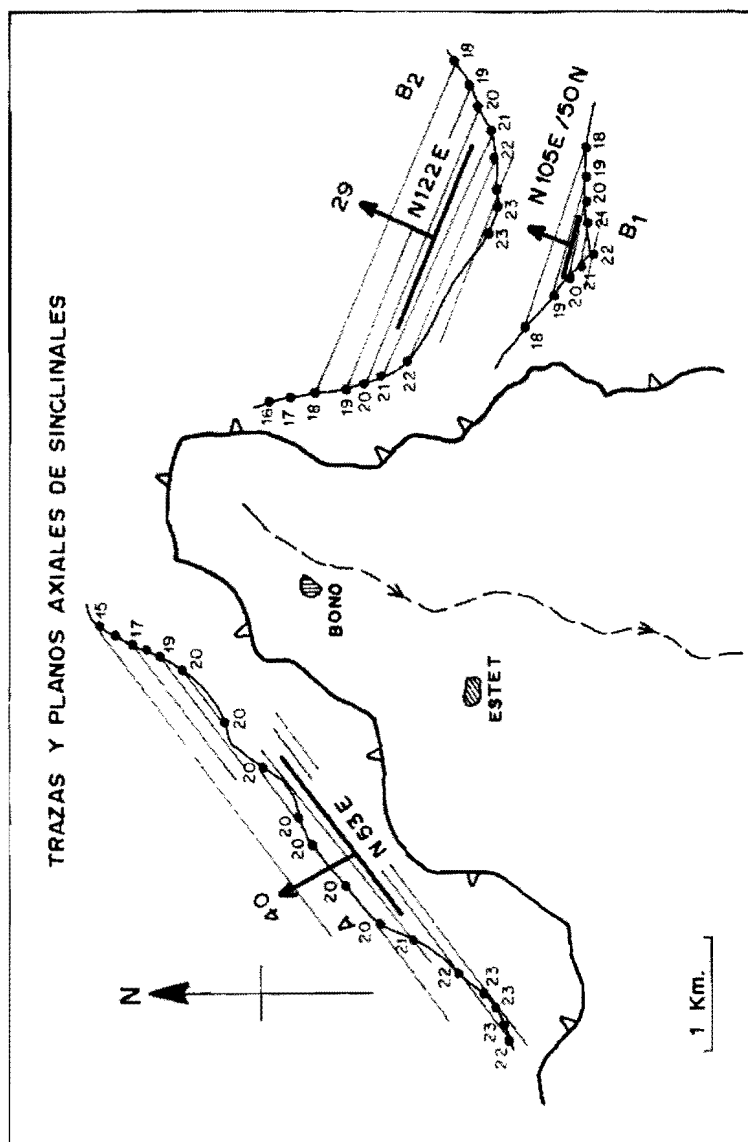


Figura. 5

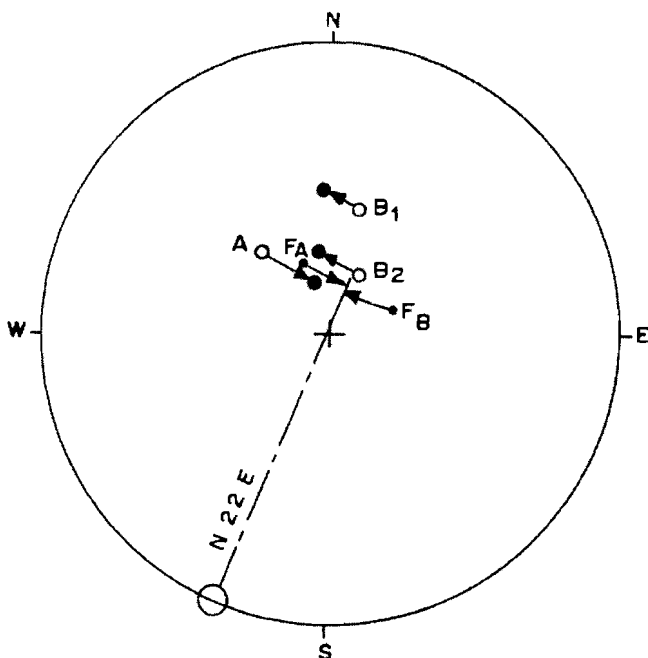


Figura. 6

3.1.3. La fase 3 y otras ulteriores

–Pliegues alrededor de la granodiorita del Posets

La denominación de fase 3 (RIOS, L.Mª., 1984) se atribuyó a los pliegues posteriores a los de la fase principal que rodean a la granodiorita del Posets apretándose con superficies axiales verticales entre dicha intrusión y la falla que limita por el Sur al macizo de Lys (figura 10, tomada de RIOS, L. Mª, 1984. cf. *Infra* epígrafe 5.1.2).

Estos pliegues son contemporáneos de la intrusión del plutón del Posets y están afectados por el metamorfismo de contacto del mismo. Según que el frente térmico haya precedido a la intrusión o ésta haya sido más rápida (convección) que la propagación del calor por conducción, habrán podido desarrollarse los minerales índices correspondientes (andalucita) singenéticamente con el proceso tectónico de filogénesis o habrán sido posteriores a éste (metamorfismo “estático”).

Dentro de la Hoja de Benasque, al Este del macizo de Posets se produce interferencia entre estos pliegues (ya de dirección norteada) y los de la fase principal prolongación del anticlinorio de la Sierra Negra. Ello ocasiona que en el Devoniano invertido del flanco sur de dicho anticli-

norio (al Oeste del río Esera, enfrente del desvío a Cerler) exista un repliegue hectométrico de dimensiones cartografiables que no es congruente con la posición de flanco sur de dicho anticlinorio. En este mismo contexto, en el lado izquierdo del río Esera y, admirablemente, en la pista al N de la mina abandonada de Cerler se observa en la serie del Devoniano, en particular en la alternancia basal, una esquistosidad más enderezada ($50^\circ / 60^\circ$ al NE) que la estratificación, lo cual como criterio de polaridad estructural no concuerda con el criterio estratigráfico que indica: serie estratigráfica invertida. Dicha esquistosidad S_3 , en la pista al N de Cerler es oblicua (N140E a N150E) a la dirección general de las capas (N120E) y produce lineaciones de intersección muy cruzadas. Presenta un carácter de crenulación en la prolongación más meridional de las directrices de fase 3 o de presión-disolución en los niveles más altos de la formación Mañanet (D_4) donde, interfiriendo con los planos de S_2 , confiere un aspecto “pseudo-griotto” a la roca.

La crenulación que se observa en las pizarras silurianas de la margen izquierda del Esera junto a la presa de Prado Nuevo, es también transversa a la S_2 y se observan criterios petrográficos para poder afirmar que es posterior a las andalucitas syn/tardi-cinemáticas con la fase 2 de filogénesis.

–Pliegues rodeando el macizo de La Maladeta

Al N del macizo de La Maladeta-Bohí, los pliegues, de superficie axial también bastante vertical, rodean ordenadamente a dicho macizo, sugiriendo unas condiciones de formación análogas a los pliegues que rodean a la granodiorita del Posets. En el extremo oeste de dicho macizo las directrices de la caliza D_4 vertical marcan una dirección local de plegamiento de direcciones transversas (N175E a N30E). Más hacia el Sur, ya en el borde SW de dicho macizo, la geometría de la caliza D_4 , cerca del macizo, se presenta mal organizada hasta que se pone adyacente a la granodiorita del macizo según una corrida de dirección, N130E, paralela al borde del mismo, hasta la salida del circo de Coronas.

–Pliegues de la unidad de Serie Baliera

En la unidad de la Serie Baliera los contornos de las estructuras de fase principal, y la de otros pliegues interferentes ulteriormente de dirección NW-SE, se pueden seguir bien gracias a la formación Basibé, cuyas cuarcitas sobresalen en el paisaje. Hay que señalar, no obstante, que la formación Mañanet, no participa en uno y otro plegamiento. Sin duda las pizarras de la formación Fonchanina sirven de disarmonía entre la Basibé y la Mañanet. Toda el área de pliegues complejos a la que nos referimos, está comprendida entre una corrida en conjunto E-W de la formación Mañanet en la parte sur de la Hoja y la zona de cabalgamientos alpinos en su límite norte con abundantes pizarras en el Devoniano inferior (D_1^{A+G}) que facilitarían la disarmonía respecto a un eventual rasgo estructural de control hercínico actualmente desfigurado por la tectónica alpina.

Al Norte de dicho accidente, en la unidad Sierra Negra, aparte de los pliegues que contornean los macizos graníticos ya referidos, apenas hay figuras que indiquen la presencia de una fase 3 generalizada.

En el pico Castanesa P.H.W. MEY (1967; fig. 7, salvando las diferencias de nomenclatura), señala una de estas estructuras y a un dique plegado por ellas, si bien no precisa la naturaleza de este dique.

A este respecto es preciso señalar que para P.H. MEY todos los diques del área están de uno y otro modo ligados al magmatismo sinorogénico hercínico.

Los pliegues de la fase posterior a la fase principal, en el área de la Serie Baliera, son de estilo menos apretado que los de la fase principal, tienen unas directrices NW-SE según una esquistosidad (de disolución en las calizas) de buzamiento 35° a 45° al N. En algunos casos (río Isabena) no se observa la esquistosidad anterior de fase principal. En otros casos, y tratándose de pizarras, la esquistosidad es de crenulación y puede observarse la esquistosidad de la fase principal la cual es de flujo.

En el área de la Serie de Baliera el metamorfismo es epizonal no apareciendo cristales de minerales índice de mayor grado, en relación con las fases de deformación.

–Movimientos tardíos en relación con el encaje definitivo de los granitos

Estos se observan localmente en ciertos lugares donde el metamorfismo de contacto de los granitos ha hecho ya sentir sus efectos mediante el endurecimiento de las metapelitas a comeanas s.str., cuyas propiedades mecánicas son resistentes en comparación con las calizas/mármoles que pueden seguir fluyendo.

En las comeanas pueden producirse grietas, torcidas o no, que en algunos casos están rellenas por fibras de Actinolita (ver capítulo de petrología metamórfica: paragénesis última con Actinolita II).

3.1.4. Rasgos tectónicos peculiares

–La terminación perianticlinal de las calizas basales del Carbonífero en el extremo noroeste del macizo granodiorítico de Bohí

Estas calizas están adosadas a dichas granodioritas en su borde N y las rodean perianticlinalmente prolongándose por la banda de metasedimentos que separan los macizos de Bohí y de Aneto. Ello dibuja (corte II-II') un anticlinal de dimensiones mayores que cualquiera de los conocidos en estas u otras calizas del Paleozoico.

Esta disposición sugiere en esta parte un control de las calizas como pantalla ante la intrusión de la granodiorita la cual ocasionaría su abombamiento. ¿Hasta qué punto este fenómeno condicionaría la evolución normal de la secuencia de intrusiones magmáticas, confinando las fases más leucocráticas (γ_3) que, a diferencia con el macizo de La Maladeta, aquí solo se encuentran finalmente de forma forzada en fisuras (diques de leucogranito γ_3 en el macizo de Bohí)? ¿Ciertos vectores de llegada de estas fases más diferenciadas habrían propiciado la apa-

rición, en ciertos lugares de las calizas encajantes, de skarns eventualmente fértiles en metales preciosos?

—La falla transversa de Cerler

En el conjunto del mapa hay fallas cuya disposición permite asegurar que son anteriores a los cabalgamientos alpinos y que decalan estructuras hercínicas, que tienen idéntica o parecida geometría a uno y otro lado de la falla. Estas fallas serían posthercínicas y anteriores a la orogénia alpina.

La falla de Cerler (N30E) y otras satélites constituye un accidente transverso a la marcha general de las estructuras. Esta falla parece tener una historia más precoz. Si hacemos abstracción de los cabalgamientos alpinos, se prolonga, al N del Cuaternario de Cerler, por el arroyo de Mascarrado, y, aunque solo de manera probable hacia el Sur, por la banda fallada y hundida que enfila en dirección a Arasán.

En el arroyo de Mascarrado separa dos comportamientos tectónicos hercínicos de naturaleza diferente en el Devoniano del flanco sur de la Sierra Negra. Al Oeste la serie es más potente y completa (facies Mañanet compleja con recurrencias; pliegues de grandes dimensiones y amplitud; corte I-I'). Al Este la serie es más reducida (D_3 y D_4 exiguos) y los pliegues en D_2 son apretados e isoclinales que se dibujan en el promontorio del pico Castanesa.

Esta falla de Cerler separa, en el flanco sur de la Sierra Negra, dos compartimentos que habrían de tener un comportamiento tectónico diferente. Además, parece haber controlado en la etapa sedimentaria la diferencia en las series de uno y otro lado.

Por extensión, en el área de Cerler, separa dos compartimentos de composición y estructura también diferentes y, si la hipótesis de la edad devónica del magnetismo de Cerler es cierta (ver capítulo de petrología), hubiera sido el dispositivo fisural de la emisión de dicho magma.

3.2. TECTÓNICA ALPINA

3.2.1. Fallas inversas y cabalgamientos

La tectónica alpina se manifiesta principalmente por fallas inversas y cabalgamientos como se muestra en la cartografía de la Hoja. Estos cabalgamientos, vergentes al Sur, cobijan en muchos casos a materiales posthercínicos.

El cabalgamiento del pico Cogulla tiene debajo a una importante serie estefaniense. El cabalgamiento sobre la unidad de Bono, en el Noguera Ribagorzana, y otros cabalgamientos con el asociados, vienen sobre la serie roja del Bunt.

Mención aparte merece el conjunto de fallas cabalgantes, trenzadas en una banda, de dirección N120E, que separa las unidades de series Baliera y Sierra Negra. Debajo de algunas de estas fallas, como se muestra en la cartografía, se encuentra la formación que ha recibido en esta Hoja el código numérico 39 y que corresponde a la que hemos denominado "facies bre-

chificada-recristalizada M^b" (epígrafe 1.6.3.), correspondiente estratigráficamente al Muschelkalk aproximadamente. La litología de esta formación y las condiciones de presión, temperatura y probablemente hidrotermalismo, a favor de estas superficies de fricción han producido un metamorfismo con escapolita en algunos de estos afloramientos.

Las fallas inversas y cabalgamientos a las que se refiere este epígrafe pueden tener un trazado en cierta medida ondulante como se deduce al calcular el trazado de las isoipsas mediante extrapolación de las cotas topográficas correspondientes. Esto es particularmente cierto en el caso del cabalgamiento sobre las facies cristalinas de Bono (corte II-II'; barranco de Estet; morro de Ventolá). Este hecho coincide con las variaciones (McLELLAND, E., y McCAIG, A.M., 1988) de la inclinación del paleomagnetismo de los diques de pórfido granodiorítico que sería uniforme inmediatamente después de su consolidación al final de las intrusiones del ciclo hercínico. Este estudio de paleomagnetismo se ha realizado en la transversal del valle del Noguera Ribagorzana. En esta transversal las fallas inversas son más buzantes en la parte norte y más tendidas hacia el Sur. Ello ocasiona que durante el juego cabalgante se efectúe una rotación y cabeceo de los elementos hacia el Sur.

No obstante, a este respecto, hay que tener en cuenta que rotaciones en el seno de una unidad cabalgante, pueden tener efecto sin otra consideración que el juego interno en dicha unidad. Así, como ejemplo, más espectacular en la Hoja de Bielsa, (RIOS, L. M^a., *et al.*, 1979c) el volumen inferior de la serie que compone el manto del Cotiella se deforma y gira en el sentido que ocasiona el rozamiento del contacto basal cabalgante, hasta devenir un gran anticlinal sinforme, bien visible y cartografiable en el circo de Armeña (GARRIDO, A. 1973). En este caso el contacto basal es plano pero la rotación sufrida por dicha estructura es de unos 180°.

3.2.2. Deformación continua

Como ya fue señalado por P.H.W. MEY (1968) la deformación continua que se observa en los pliegues del Bunt de algún modo debe pasar al Paleozoico debajo de la discordancia plegada. Cuando la esquistosidad hercínica no se aparta mucho de la disposición de plano axial de los pliegues del Bunt, la interpretación más plausible es que esos planos de anisotropía hayan sido utilizados de manera discreta en la etapa alpina adaptando los materiales del Paleozoico a las formas de la discordancia del Bunt.

Este fenómeno ha podido realizarse igualmente en lugares lejanos a dicha discordancia. La anisotropía hercínica puede ser reutilizada según los sitios por los esfuerzos alpinos. Ello es constatable en algunas láminas delgadas en el microscopio: algunos planos de esquistosidad funcionan de nuevo como planos de deslizamiento cortando o desplazando referencias hercínicas como por ejemplo andalucitas o quistolitas.

3.2.3. Deformación frágil

Además de los grandes accidentes cabalgantes hay otros menores que no llegan a afectar al dibujo de la cartografía 1/50.000. Se trata de planos de cizalla que se observan frecuentemente. A veces son paralelos a una esquistosidad de crenulación (40°/50° N) probablemente hercínica y representan la reutilización de estos planos en el alpino. Otras veces son planos de ci-

zalla más horizontales y de mayor entidad, cortando cualquier textura anterior y produciendo incurvaciones de arrastre en sus bordes con indicación de vergencia al Sur.

4. PETROLOGÍA

4.1. EL MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA (POR J.M. CHARLET)

4.1.1. Introducción

La Maladeta es un macizo complejo (Charlet J.M., 1974-1979 y 1983) constituido por numerosos tipos petrográficos. Se pueden definir dos grandes unidades:

- la unidad central y oriental de Bohí donde los granitos y granodioritas de grano grueso con biotita y anfíbol. afloran ampliamente (tipos γ_2);
- la unidad occidental de Aneto donde aflora principalmente un granito con biotita, moscovita y cordierita (tipo γ_3) y donde las granodioritas tipo γ_2 están principalmente representadas por facies de grano medio.

Además hay rocas básicas (tipos γ_2) cuyo mayor exponente es el macizo de unos 5 km² en la zona de Tahull (con gabronoritas, gabros o dioritas cuarcíferas). En la unidad de Aneto los verdaderos gabros son bastante raros; los tipos γ_1 están representados por gabros o dioritas cuarcíferas de grano medio.

El contacto entre las unidades de Bohí y de Aneto está fallado y corresponde en el valle de la Noguera Ribagorzana, a una profunda cicatriz en el macizo granítico.

Dentro de la hoja de Benasque aflora la unidad de Aneto, la zona fallada de la Ribagorzana y un fragmento de la parte occidental de la unidad de Bohí.

4.1.2. Los granitoides

Las facies básicas γ_1 (código en esta Hoja: 16) afloran esporádicamente. Forman, o bien algunos pequeños macizos hectométricos aislados en el encajante metamórfico de los valles del Esera y de Vallibierna o bien la parte más externa de la unidad con estructura concéntrica de Aneto.

Los granitoides γ_2 muestran tipos petrográficos variados. Sin embargo están todos caracterizados por la abundancia de enclaves esencialmente representados por rocas básicas de grano fino (enclaves microgranudos) que forman a veces una verdadera facies heterogénea sobre algunos m² pudiendo ser los enclaves más abundantes que la matriz (campo de enclaves). Un típico campo de enclaves se puede observar en el barranco del río Salenques en los alrededores de la carretera de Vilaller al túnel de Viella.

En la unidad de Aneto, la granodiorita γ_2 (tipo γ_{2a}) (código en esta Hoja: 14) tiene grano medio, con biotita y anfíbol; aflora en la periferia del macizo. El contacto γ_1 con γ_2 es muy progresivo. Viene marcado hacia el interior del macizo, por una disminución del porcentaje en ferromagnesianos (anfíbol y biotita), una importancia creciente de la fase granítica y la aparición de los enclaves microgranudos.

La unidad de Bohí está constituida, en su mayor parte, por una granodiorita de tipo γ_{2b} (código en esta Hoja: 11) de grano grueso, con biotita y anfíbol, que pasa progresivamente hacia la parte central a granitos γ_{2c} (código en esta Hoja: 9) porfíroides, con biotita o con biotita y anfíbol a partir del lago de Beciberri.

Los granitos γ_3 forman la mayor parte de la unidad de Aneto. He llamado a este granito, el "granito de cumbres" γ_{3c} (código en esta Hoja: 12) porque aflora en la parte más alta del macizo con los picos de Aneto y de la Maladeta. Es un granito de grano medio, porfíroide con biotita, moscovita, cordierita y megacrístales de feldespato alcalino maclado frecuentemente según Carlsbad. Está recortado por una red de juntas tapizadas por agujas de turmalina negra.

Además, los enclaves son menos frecuentes pero más variadas que en los granitoides γ_2 . La presencia de enclaves de esquistos cristalinos y de lentejones ricos en micas constituye un rasgo característico de los granitos γ_3 . Esencialmente diferenciados de los enclaves de corneanas que afloran principalmente en el extremo occidental del macizo (corte del Esera) son enclaves de rocas con una textura neta constituidas por una alternancia de lechos cuarzo-feldespáticos y de lechos con biotita, moscovita, granate, cordierita y sillimanita.

En la unidad de Aneto, el contacto entre las facies de grano medio γ_2 - γ_3 es generalmente progresivo, verificándose el paso en unos pocos metros o pocas decenas de metros.

Este paso viene dado por

- la desaparición del anfíbol;
- la aparición de la moscovita, de la cordierita, de los megacrístales de feldespatos alcalinos y de las juntas turmalíferas;
- la aparición de los enclaves de esquistos cristalinos.

Además en los alrededores del contacto γ_2 - γ_3 , la densidad de enclaves en las facies γ_2 aumenta (de 1 a 2 enclaves por m^2 en el borde externo de la unidad a una densidad de 10 a 20 enclaves por m^2).

De todos modos, existen, acerca de este contacto, ciertas modalidades de variaciones, siendo en algunos casos franco y sinuoso (itinerario de Aneto, Portillon superior o Cregüena) a veces marcado por una alternancia de bandas de granito con cordierita y de facies de grano fino.

En la unidad de Bohí, hay otros cuerpos de granitos γ_3 de tipos variados y que son intrusivos en los granitoides γ_2 . En la hoja de Benasque se puede observar este tipo de relación solamente en la parte baja del barranco de Beciberri, γ_{3b} , (código en esta Hoja: 7). Se trata de un gra-

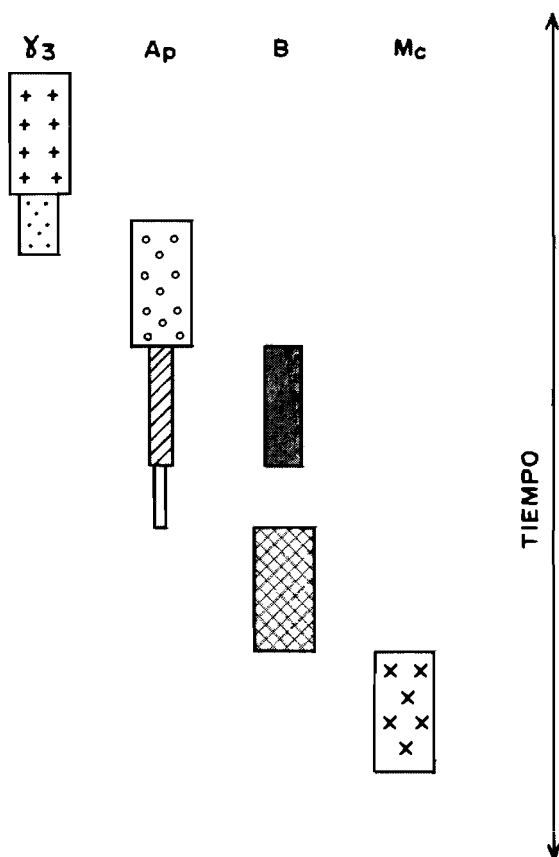


Fig. 7. Orden cronológico de aparición de los diques.

	Granitos de cumbres γ_3		
	Cuerpos de leucogranito		
	Complejo aplitopegmático con manchas de turmalina		Diabasa heteroténea (cf.4)
	Fase heteroténea "Diabasa-aplita"		Lamprofiro
	Aplitas sin turmalina		Microgranito

nito de grano medio, a menudo porfiroide, rico en biotita y que está en contacto franco con la granodiorita γ_2 . Además, el granito γ_3 contiene enclaves de la granodiorita con grano grueso γ_2 .

4.1.3. Los complejos filonianos

Aunque no cartografiados aparte en esta Hoja se pueden distinguir (fig. 7):

- leucogranitos que se individualizan en el borde de la unidad de Aneto;
- complejos aplitopegmatíticos con nódulos o manchas de turmalina y con cordierita;
- aplitas comunes a veces con agujas de turmalina;
- unas facies heterogéneas constituidas por bloques, enclaves o xenolitos de rocas básicas aisladas en una matriz de naturaleza aplítica;
- filones de rocas básicas;

un microgranito potásico que hemos denominado “microgranito de las cumbre”.

Los granitos leucocráticos de grano fino, con láminas de biotita o nódulos centimétricos de cordierita afloran en el borde meridional o septentrional de la unidad de Aneto. Intruyen en las corneanas de contacto o en las granodioritas γ_2 en forma filoniana o en pequeñas masas de algunas decenas de m². Se los puede observar subiendo por el collado de la Rencusa o en el valle de Valibierna, a la izquierda del río, cerca de la salida del circo de Llosas.

En el área de la unidad de Aneto, las aplitopegmatitas adoptan una disposición groseramente zonal concéntrica con las facies graníticas. En el centro, hay filones de aplita con manchas o agrupamientos de turmalina y con potencias de a veces varios metros. En una zona intermedia, se pasa a filoncillos de turmalina que tapizan las juntas de los granitos γ_3 y, por último, en las facies granodioríticas, a pegmatitas aplíticas no turmaliníferas o con agujas de turmalina.

En la zona alta de Coronas (lagos superiores) y de Llosas (zona de la brecha alta y de la cresta de Tempestades), se pueden observar bien los complejos de aplitopegmatitas con manchas de turmalina.

Hay filones de rocas básicas que recortan el complejo aplitopegmatítico. Son rocas heterogéneas (enclaves de rocas básicas en una matriz aplítica), en filones de a veces varios metros de potencia, o bien rocas emparentadas con los anchybasaltos de la unidad de Bohí.

Un filón de la fase heterogénea de gran potencia aflora en la zona de Vallibiern-Llosas pasando por la pleta de Llosas y un poco al Oeste del lago de Llosas.

Por último, una de las características típicas de la unidad de Aneto es la abundancia de filones de microgranito potásico con bellos fenocristales de cuarzo automorfo y de feldespatos alcalinos blancuzcos en diques subverticales de varios metros a varias docenas de metros de potencia y generalmente con un borde afanítico de varios decímetros. Afloran, generalmente con dirección submeridiana, desde el borde septentrional al borde meridional de la

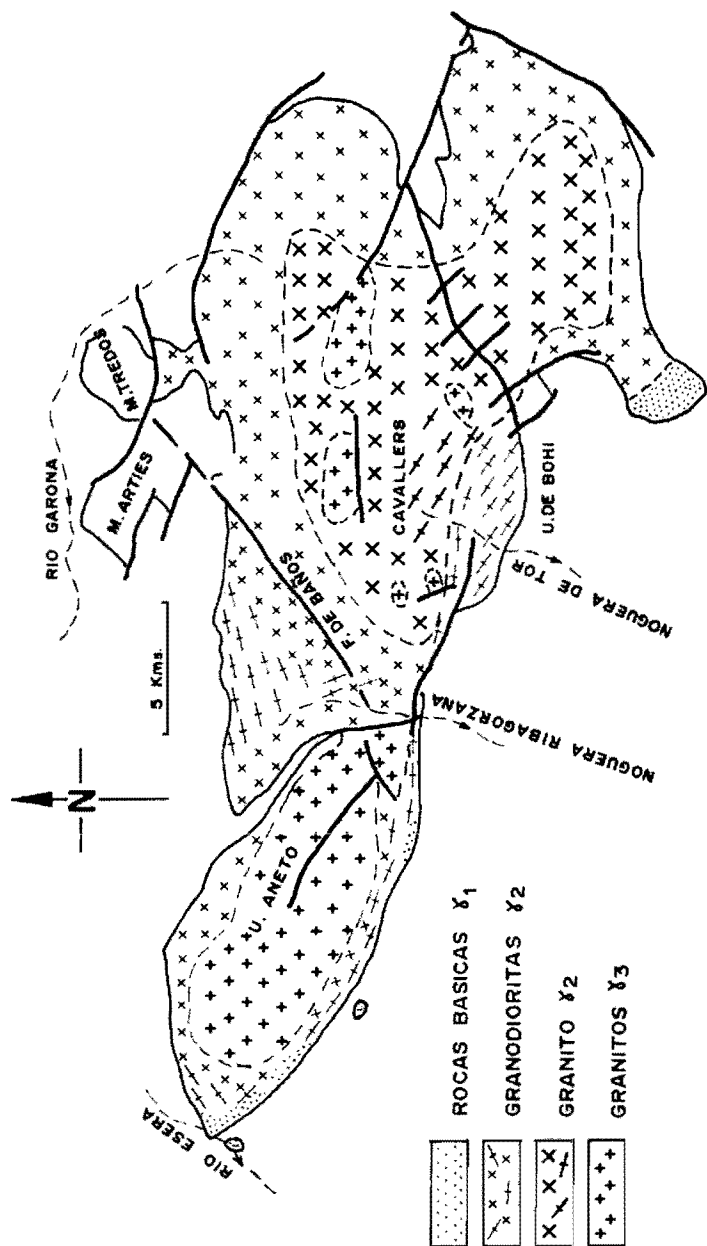


Figura. 8

unidad, pasando por la zona de picos de Aneto-Maladeta. Los hemos denominado “microgranitos de las Cumbres”. Recortan el complejo aplitopegmatítico del Aneto y parecen ser igualmente posteriores a las rocas filonianas básicas. Del mismo modo que en los granitos γ_3 , los enclaves de esquitos cristalinos son, a veces, abundantes en los microgranitos de las cumbres (región de Llosas, por ejemplo).

En resumen, las relaciones geométricas entre los filones permiten establecer para la unidad de Aneto un orden cronológico de las intrusiones que se representa en la figura 7.

En la unidad de Bohí el mayor complejo aplitopegmatítico, el de Cavallers, no aflora en la hoja de Benasque. Sin embargo se puede hacer observaciones interesantes en la parte de Beciberri donde las relaciones entre los filones de rocas aplítica y básica se ven alrededor del lago. Un filón de roca básica corta un filón de aplita con cordierita y manchas de turmalina de unos metros de potencia.

4.1.4. Las facies orientadas y la tectónica (códigos en esta Hoja: 13, 10 y 8)

Los granitos adoptan a veces una textura orientada subrayada por la disposición de las láminas de biotita, de las agujas de anfíbol, de los megacristales de feldespatos alcalinos y por el alargamiento de los enclaves básicos.

En la unidad de Aneto, así como en la de Bohí, las facies orientadas forman un anillo más o menos continuo alrededor de la unidad respectiva.

En la unidad de Aneto, la orientación es, en el borde meridional del macizo, groseramente paralela al contacto del granito con el encajante y a la dirección de los pliegues principales. Sin embargo es N-S o N 20° E en el norte de Cregüeña, hacia la parte del río Esera.

4.1.5. Milonitas y cataclasitas

El macizo de la Maladeta ha sido sometido a acciones cataclásticas que se tradujeron por una milonitización más o menos completa a lo largo de las grandes zonas falladas. Se encuentran generalmente todos los estados de deformación: milonitas nodulosas con bloques graníticos, granitos esquistosados que pasan a filonitas verdosas, como en el valle de la Noguera-Ribagorzana, granitos más o menos aplastados con numerosas juntas cloritosas.

La recrystalización es generalmente muy débil de manera que las milonitas constituyen las zonas de mínima resistencia a la erosión (valles, collados, regiones lacustres).

La zona fallada de la Noguera-Ribagorzana aparece como una profunda cicatriz entre las unidades de Aneto y de Bohí. Las milonitas se pueden observar bien a lo largo de la carretera de Viella desde K 146 hasta K 148.

En la unidad de Aneto se pueden citar, entre los accidente mayores la falla de Llosas que se alarga sobre una decena de kilómetros desde Cregüeña hasta Llauset y la falla paralela del valle de Salenques.

En la unidad de Bohí la mayor parte de las zonas falladas que dividen a la unidad en varios bloques tectónicos no aparecen en la hoja de Benasque (ver fig. 8). Solamente una parte de la falla de Baños que se alarga sobre una decena de kilómetros desde el Valarties hasta el barranco de Beciberri aparece en la hoja de Benasque.

De una manera general, jugaron en varias ocasiones, dos familias de zonas fracturadas conjuntas (NS y O-E por un lado y NO-SE y NE-SO por otro).

Por ejemplo, el barranco de Beciberri hasta el lago Estanyet, muestra un corte interesante que permite reconocer la sucesión siguiente:

- reorientación de la granodiorita y de los enclaves durante la cristalización del magma (N-S hasta N 20° O);
- una fracturación N-S y N160° E así como una fracturación N 60-70° E (dirección de la falla de Baños y del complejo aplitopegmatítico de Cavallers);
- cristalización en estas fracturas de aplitas con turmalina y cordierita;
- una fracturación N 30-40° E que afecta a veces a las aplitas;
- cristalización en estas fracturas de rocas básicas;
- fracturación final N-S hasta N 150° E que afecta la granodiorita y los filones.

4.1.6. El metamorfismo de contacto de los Granitoides.

Un buen corte para estudiar el metamorfismo, de contacto es el valle del río Esera desde el puente de S. Jaime tomando la pista de la izquierda o la nueva carretera a la derecha.

En la distribución de los minerales de metamorfismo, hay que distinguir las paragénesis pertenecientes a la secuencia calcareo-pelítica del Devónico, las secuencias pelíticas del Devónico y del Carbonífero, y la secuencia ampelítica del Silúrico.

En la secuencia calcareo-pelítica, a partir del borde del macizo aparecen:

- una asociación con idocrasa-diopsido-wollastonita-grosularia, siempre estrechamente ligada al contacto de los granitoides y que hemos podido localizar en todos los cortes estudiados;
- una paragénesis con grosularia que desborda a la de las asociaciones con idocrasa-granate y que a veces viene acompañada de un anfíbol de tipo homblenda;
- una paragénesis con actinolita 1-epidota-calcita distribuida en la parte externa de la aureola; la actinolita adopta una orientación paralela a la esquistosidad S_2 ligada genéticamente a la aparición del granito.

Además, una paragénesis con actinolita 2-calcita-epidota-cuarzo se superpone a veces a las asociaciones precedentes. Aparece ligada a una fase tardía de deformación; la actinolita se presenta con una facies asbestiforme muy desarrollada que hemos descrito en el valle del Esera (Charlet J.M., 1977).

Por último, minerales del grupo de la werrieritas ("dipiros") son muy frecuentes aunque aleatorios en el borde de la unidad de Aneto. Aparecen como posteriores a la paragénesis con actinolita 1. Su presencia en la parte externa de la aureola de metamorfismo de los granitoides hercínicos merece ser subrayada, teniendo en cuenta que el "dipiro" ha estado siempre considerado como tipomorfo del metamorfismo pirenaico.

Las secuencias pelíticas, menos favorables a la aparición de una gran variedad de paragénesis, presentan principalmente un desarrollo de andalucita y de cordierita en los esquistos y corneanas, como en el Devónico de la región del Esera. La desestabilización del granate almandino en relación con la fase de hibridación de las rocas básicas es un elemento importante que demuestra la existencia de un polimetamorfismo en el contacto de los granitoides.

La hibridación por los fluidos del magma básico conduce a menudo a la cristalización de turmalina y moscovita en las dioritas y en las corneanas del Devónico. Son probablemente estos fluidos los que han condicionado el desarrollo de las pegmatitas de la zona de Paderma, en el borde del granito (cerca de la Renclusa).

Por otra parte, la paragénesis de baja temperatura con cuarzo-clorita-epidota-albita o tapizado de zeolitas corresponde en la secuencia pelítica a la fase con actinolita 2 de las facies carbonatadas.

En la secuencia ampelítica del Silúrico se identifica una fase caracterizada por la andalucita (quiaztolita) muy frecuente en la Sierra Negra y que pasa a silimanita en el contacto de los granitoides (carretera 230, K 146).

En resumen, en las formaciones del Silúrico y del Devonico-Carbonífero se ha desarrollado, en relación con la aparición de los granitoides, toda una serie de paragénesis:

- una fase precoz con granate almandino en relación estrecha con facies básicas;
- una sucesión más o menos compleja de fases: en el borde de los macizos, fase de alta temperatura generalmente seguida por una fase de retromorfosis y que aparecen ligadas a la aparición de las granodioritas y la deformación de su borde y de sus sedimentos encajantes;
- una paragénesis de baja temperatura (epidota-actinolita-clorita) en relación con una fase tardía de deformación.

4.1.7. La edad del granito y la geoquímica isotópica

El macizo de la Maladeta pertenece a los granitos variscos de la zona primaria axial pirenaica. El metamorfismo de contacto de la Maladeta afecta las formaciones detríticas de "Plan de Etangs" cuya edad está comprendida entre el Namuriense y el Westfaliense. Además, las pelitas y areniscas rojas del Saxoniense-Thuringiense, no metamórficas, reposan sobre las granodioritas de la unidad de Bohí (región de Tredos).

Por otra parte, se ha efectuado un estudio de geoquímica isotópica con la colaboración del laboratorio de geoquímica de la Universidad de París, esencialmente hacia la parte oriental del

macizo (unidad de Bohí) allí donde las tres facies ($\gamma 1$ - $\gamma 2$ - $\gamma 3$) están en contacto franco. Sin embargo los resultados pueden ser transferidos al granito de la unidad del Aneto que muestra los mismos tipos petrográficos.

El estudio de geoquímica isotópica da una edad para los granitoides de la Maladeta, pero permite precisar un modelo que se desprende también de los estudios geológicos y petrográficos.

Se han utilizado isótopos de origen radiogénico (estroncio y plomo) e isótopos estables (oxígeno).

Se han obtenido los resultados siguientes:

—solamente las granodioritas (facies $\gamma 2$) suministran una isocrona por el método Rb/Sr correspondiente a una edad 277 ± 6 M.A. con una relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial de $0,7117 \pm 3$. Las gabronoritas (facies $\gamma 1$) parcialmente contaminadas por la granodiorita tienen relaciones iniciales más bajas (0,708-0,711) mientras que los granitos $\gamma 3$ las tienen más elevadas por término medio (0,712-0,715);

- estas tres grandes series petrográficas se distinguen por la composición isotópica del oxígeno $\delta O^{18} = 8,7$ -9,7 para las facies $\gamma 1$; $\delta O^{18} = 9,4$ -10,4 para las facies $\gamma 2$ y $\delta O^{18} = 10,3$ -11,3 para las facies $\gamma 3$;
- la composición isotópica del plomo de los feldespatos es homogénea de una facies a otra y con un carácter netamente radiogénico lo que sugiere que el plomo de origen cortical es el componente dominante. La edad "modelo" de este plomo es de unos 280 M.A, con una composición dentro del rango producto del ciclo hercínico.

El fraccionamiento isotópico referente al estroncio y al oxígeno demuestra que los diferentes tipos petrográficos no pueden provenir de una diferenciación de un magma único, conclusión que corrobora la que se desprende de los datos petrográficos.

El diagrama de la relación Sr^{87}/Sr^{86} en función de los valores δO^{18} muestra una correlación lineal que puede extrapolarse hasta los valores obtenidos en el manto. Traduce la relación genética entre los tres tipos petrográficos en un proceso donde la intervención de las dos componentes es manifiesta pero donde la componente cortical resulta isotopicamente preponderante. En este estado, se barajan varias hipótesis:

- mezcla de dos magmas;
- hibridación de un material cortical con un magma de origen intermedio o del manto;
- fusión de diferentes términos de una serie vulcano-sedimentaria caracterizada por la presencia de un componente básico (enclaves de dioritas) y otro pelítico (enclaves de esquitos cristalinos).

Para los autores (Michard-Vitrac A., Albareda F., Dupuis Ch., Taylor H.P., 1980), la última de las hipótesis aparece como la más plausible. Puede conducir a imaginar varios orígenes para esta serie vulcano-sedimentaria.

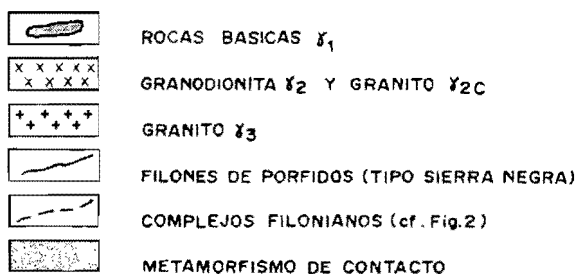
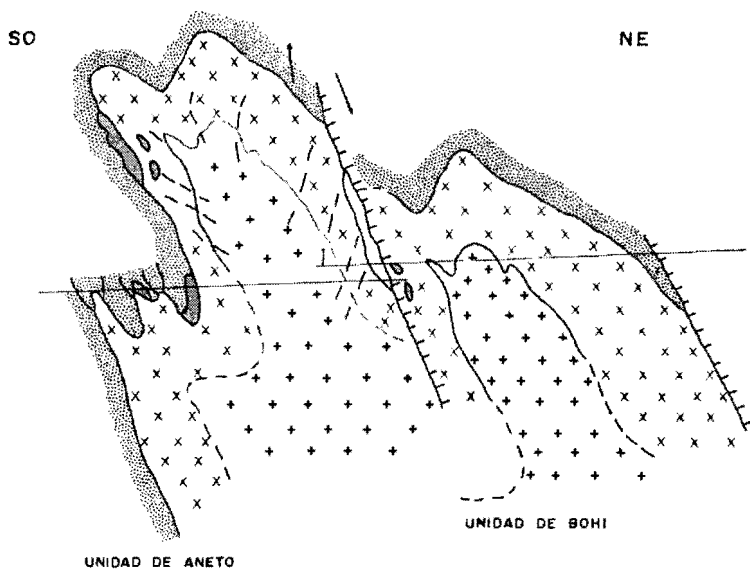


Figura. 9

- una zona de subducción con un término basáltico oceánico y otro sedimentario pelágico;
- series metamórficas pertenecientes a una corteza continental.

El primer origen, no parece poder admitirse teniendo en cuenta la vasta distribución espacial de los granitos variscos de composición petrográfica análoga, y con ausencia de los principales caracteres de zonas de subducción (cinturón ofiolítico, metamorfismo de alta presión).

4.1.8. Conclusión

Los estudios geoquímicos vienen a completar y precisar los rasgos esenciales que se desprenden de los estudios geológicos y petrográficos:

- la existencia en todos los estadios de la evolución del macizo, de dos componentes de naturaleza diferente: una de origen básico, la otra de origen pelítico y que aparecen: en la individualización de tres facies petrográficas principales (gabronoritas, granodioritas, granito con cordierita), en la naturaleza de los enclaves (dioritas o esquitos cristalinos) y su distribución preferente en las diferentes facies petrográficas y en la dualidad o asociación básica-ácida en lo referente a los filones y complejos filonianos;
- un origen de la filiación básica-ácida que debe buscarse probablemente en la fusión de una serie vulcano-sedimentaria cuya presencia, a través de los granitoides, aclarará, quizás, con una nueva luz, la paleogeografía de este dominio hercínico;
- un metamorfismo en el contacto de los granitos, netamente polifásico y que traduce una serie de reactivación térmica responsable de la aparición sucesiva de las diferentes facies petrográficas. Debe hacerse una mención muy particular a propósito de la idocrasa, mineral típico del metamorfismo de contacto de los granitoides variscos de la zona primaria axial.

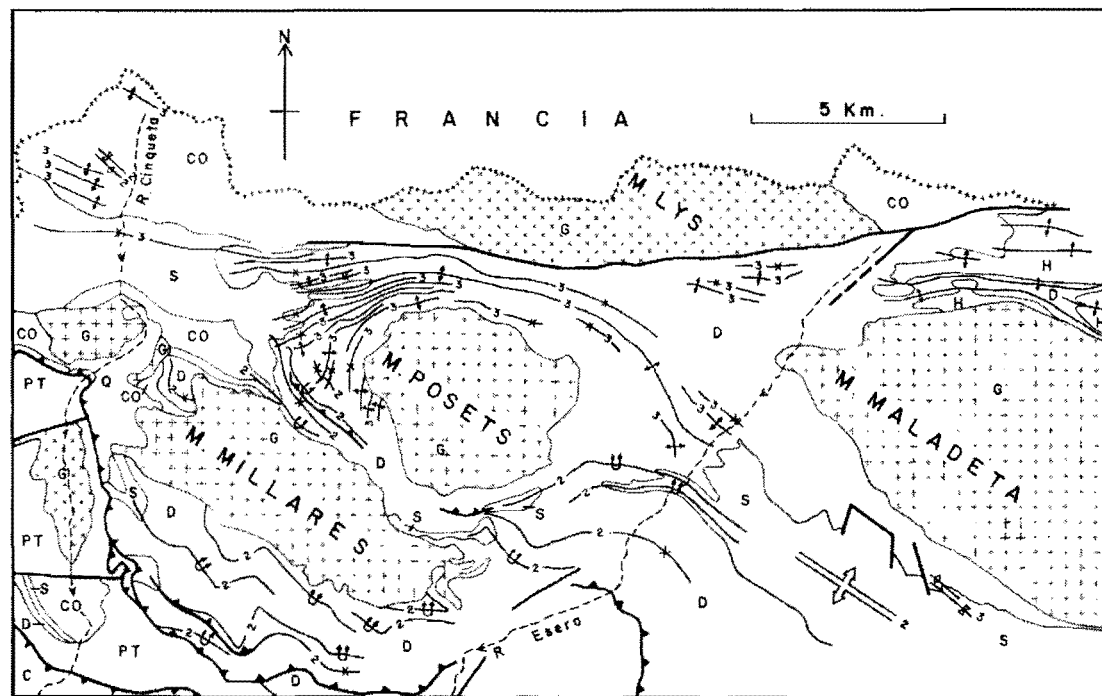
Además, la cartografía general del macizo sugiere que la unidad de Aneto corresponde a un nivel erosivo más profundo en el sistema magnético que la unidad de Bohí (fig. 9). En la parte más alta del sistema magmático, los granitos γ_3 forman una serie de cuerpos intrusivos en el seno de la facies γ_2 . Al contrario al nivel de la unidad de Aneto, los contactos son más progresivos con una asimilación γ_2 - γ_3 . Es el juego de la zona fallada de la Ribagorzana que conduce al contacto entre las dos unidades bastante diferentes por la distribución de las facies petrográficas.

4.2. EL MACIZO GRANITICO DEL POSETS (15)

Este macizo de forma circular, de unos 4 km de diámetro, se encuentra a caballo con la vecina Hoja de Bielsa en el rincón noroeste de la Hoja de Benasque.

Se compone de una granodiorita con anfíbol análoga a la periférica del macizo de La Maladeta: abundancia de enclaves básicos de grano fino, frecuencia de cortejo de filones básicos y rareza de filones ácidos (microgranitos, aplitopegmatitas).

Figura. 10



3-+ Traza de anticlinal de fase 3
2-+ Traza de sinclinal de fase 2

~+~ Sinclinal antiforme
~+~ Anticlinal sinforme

C: Cretácico. PT: Permotrias. H: Grauwacas del Carbonífero. D: Devónico y caliza del Carbonífero. S: Silúrico. CO: Combaordovícico. G: Granitoide.

No obstante, la etapa de intrusión de la Granodiorita del Posets es simultánea con la fase de deformación 3 (fig. 10) (RIOS, L. M^a. 1984) y por lo tanto es más tardía que la intrusión del macizo de La Maladeta cuya aureola metamórfica (andalucitas, quistolitas) es syn/tardi-tectónica con la filogénesis de la esquistosidad de flujo ligada a la fase principal 2. Las biotitas de esta misma aureola de La Maladeta son menos determinantes en relación con la tectónica: se pueden presentar ordenadas paralelamente a la esquistosidad de flujo, o bien como inclusiones de orientación diversa dentro de las andalucitas, o bien como minerales de retromorfosis de las andalucitas hacia sus colas de sombra de presión.

4.3. EL COMPLEJO CON ROCAS ÍGNEAS DE BONO (Y BARRUERA)

Debajo del cabalgamiento alpino, aparecen en el área de Bono un complejo de diversas rocas ígneas masivas o en diques, y en su proximidad rocas metamórficas del Devoniano que han sufrido las transformaciones correspondientes.

4.3.1. Granodiorita (16)

Se ha cartografiado dentro de este apartado, la correspondiente a la parte más septentrional del área de Bono, donde no existen rocas metamórficas, salvo quizá algún enclave, y sí en cambio granodioritas pasando a pórfidos granodioríticos o cuarzo monzoníticos eventualmente anfibólicos. De N a S los tipos porfídicos se hacen más patentes diversificándose diques de disposición en general tendida y subparalelos, a la manera de flecos procedentes de la masa cristalina principal. En función de la distancia al área de la alimentación del magma, y del grosor del dique, éste puede presentar una textura de grano más fino.

4.3.2. Metamórficas, skarn, pórfidos, no diferenciadas (5)

En esta parte, así cartografiada, el detalle de los límites entre unas y otras litologías no es fácil establecerlo minuciosamente, ni trasladarlo a una escala 1/50.000 del conjunto.

Los pórfidos corresponden a los tipos descritos en el apartado anterior.

Las rocas del metamorfismo de contacto que se extiende en unos 400 m alrededor del límite con la formación del epígrafe anterior son o corneanas (metapelitas) o mármoles con granatitas y zonas de skarn de influencia metasomática. Las metapelitas (P.H.W. REY, 1967) contienen como minerales significativos: andalucita, cordierita, feldespato potásico y biotita. En rocas calcáreas se puede encontrar idocrasa, wolastonita y dióxido. Estas paragénesis corresponden a las descritas por J.M. CHARLET (1977) en los bordes del macizo de La Maladeta.

Posteriormente, hay una retromorfosis inducida en parte por un hidrotermalismo que parece afectar a ciertos minerales de todas las rocas (propilitización, sausrutización, sericitización).

Fuera de esta mancha cartográfica y como prolongación de los diques que contiene se han diferenciado en cartografía, con un trazo singular, algunos de los más aparentes (código en esta Hoja: 4).

4.3.3. Zona de Barruera (6)

En el rincón sureste de la Hoja se encuentra el apuntamiento de granodiorita (P.H.W. MEY; 1988) de Barruera. Tiene una composición parecida a la parte más interna de Bono, también con la emisión de diques de pórfidos numerosos de la misma composición. La aureola de metamorfismo de contacto tiene también una anchura comparable (de unos centenares de metros).

4.4. EL COMPLEJO DE RIODACITAS DE CERLER

La montaña de Cerler en antiguos trabajos se la consideró formada por una granodiorita similar a las otras descritas anteriormente del magmatismo sinorogénico hercínico.

Una primera revisión de dicha área (RIOS, L. M^a. *et al*, 1978; RIOS, L. M^a, *et al*, 1979a) condujo a considerar su composición como la de un pórfido riolítico y, en el entorno del área, a detectar la existencia de rocas de carácter riolítico o dacítico, como material tobáceo o como posibles efusiones de lavas.

En la cartografía de la Hoja hemos considerado, aún con los problemas que plantean los cambios graduales, tres grandes conjuntos cartográficos que estimamos corresponden a diferentes condiciones de consolidación y alteración del mismo magma, cuya edad no se puede precisar con exactitud pero que por consideraciones circunstanciales se puede considerar como Devónico. Estas consideraciones son:

- Presencia de material tobáceo de origen volcánico ácido en las pizarras devonianas del entorno.
- Ausencia de metamorfismo de contacto (solamente 1 dm de corneana), y fenómenos conexos, en las pizarras junto a la principal masa de la roca del pico Cerler.
- Ausencia de otros tipos petrológicos similares con los de carácter granodiorítico de La Maladeta o incluso de Bono.
- Ausencia o escasez, de manifestaciones o elementos de riolita en la serie vulcano-sedimentaria del Estefaniense, la cual no obstante tiene abundantemente andesitas en masa o como elementos (anderitas estefanienses).

No obstante el argumento definitivo, cual hubiera sido una datación por isótopos no ha podido ser realizada. Una tentativa por el método Rb/Sr, en el Royal Scottish University Research an Reactor Center, sobre seis fracciones tras molienda y tamizado de la roca, ha resultado fallida.

4.4.1. Pórfido riolítico/dacítico (3)

Constituye la masa de mayor extensión y relieve del área de Cerler ("stock" del pico de Cerler: 2.409 m).

Tiene una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa muy alterados a productos sericiticos. Otros constituyentes son feldespato potásico a veces, biotita, con inclusiones de pequeños circones, retromorfoseada en muchos casos a clorita. Abundante matriz compuesta por

los mismos minerales que los fenocristales, con presencia de zonas de cuarzo de textura granoblástica y abundantes productos clorítico-arcillosos.

4.4.2. Lavas y vidrios (2)

Los fenocristales se hacen más pequeños que en el caso anterior. La roca sigue siendo dura y compacta por su contenido en sílice, pero su tamaño de grano es fino.

La composición mineralógica sigue siendo la misma: cuarzo, plagiocasa, feldespato potásico y accesoriamente: sericita, biotita, moscovita y opacos. Se puede clasificar como un vidrio volcánico porfiroide de tipo riolítico/dacítico.

Este tipo de roca rodea por el Sur a la roca más gruesamente porfídica del “stock” del pico Cerler.

4.4.3. Facies desvitrificada arcillificada (1)

Hacia las partes más externas e incluso más desconectadas del aparato central del pico de Cerler, se pasa gradualmente a tener rocas de tonos blancos, poco compactas, de aspecto pulverulento y untuosas al tacto.

Este tipo de roca está muy alterada. Se compone de cuarzo, sericita (caolín) y algo de calcita. Representa el resultado de una acusada alteración de una roca probablemente volcánica ácida, tras un proceso de desvitrificación; con producción y eventualmente migración y merma de sílice libre. La sericitización-arcillificación es extrema. Todo el hierro de los eventuales minerales originales (biotita) ha quedado libre y se forman frecuentemente unas manchas de alteración ferruginosa de disposición concéntrica que le confieren un aspecto característico a la roca.

4.5. LOS DIQUES Y SILLS EN EL PALEOZOICO

Aparte de aquellos que se han diferenciado en la cartografía, en relación con el magmatismo de Bono y Barruera o en relación con el área de Cerler, existe, dentro del Paleozoico, infinidad de diques no representables en la cartografía 1/50.000 cuyo origen puede ser diverso:

- sills o coladas en relación con manifestaciones contemporáneas de la sedimentación;
- diques pertenecientes al cortejo perigranítico hercínico, cuya naturaleza y momento de instalación puede ser variado (cf. J.M. CHARLET, supra epígrafe 4.1.3).

Es frecuente petrográficamente percibir su carácter porfídico de diferentes tamaños de grano, generalmente con una alteración intensa superpuesta (sausuritización, cloritización, etc.), lo que hace difícil su clasificación. Esta como más frecuente, va desde pórfidos granodioríticos a pórfidos dioríticos o tonalíticos. Corresponden a los diques más frecuentemente encontrados en el campo, de tonos gris-verde.

Desde el punto de vista de su estado de deformación, los diques pueden encontrarse en el campo diaclasados, o sin señales aparentes de deformación o con una cierta apariencia de orientación textural debida simplemente a fenómenos de cataclasis, no necesariamente muy

pronunciada, con producción de superficies de discontinuidad o a la manera de una esquistosidad de fractura. Este fenómeno puede ser localmente atribuido a la tectónica alpina o también a la actuación de las fases hercínicas tardías (fase 3, etc. cf. epígrafes 3.1.3. y 4.1.5. A veces el sill se encuentra plegado o abudinado.

Otras veces la apariencia de la orientación textural macroscópica de la roca se corresponde con una cataclasis mas intensa y penetrativa con neoformación de minerales micáceos (clorita) según una textura milonítica orientada. Este caso se da en rocas cuya composición original era más ácida (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, ...etc.), por ejemplo en la Sierra Negra junto a diques, y en el mismo contexto tectónico, de pórfidos no deformados. Recuerdan los "sills" de "microgranito" esquistosado del área de Bonabé en el alto Pallars (RIOS, L.M^a. 1982).

En el caso de rocas, por su aspecto emparentadas con las del tipo Cerler, se puede observar a veces en el campo una o dos esquistosidades (flujo y crenulación) y al microscopio, una textura blastoporfídica con matriz félsica orientada; (por ejemplo a 500 m al E del collado de Salinas; por ejemplo en el inicio de la subida del barranco de Anciles).

Otras rocas de pátina blanca pertenecen al tipo de aplitas comunes del cortejo perigranítico. Tal es el caso de la presente en la carretera del túnel del lago de Llauset (textura microgranuda; cuarzo y albita, esta última con intercrecimientos peritéticos con feldespato potásico, moscovita, ciertos agregados de minerales arcillosos de tipo intersticial).

Dentro de este tipo se puede incluir, como ejemplo, ya citado en la literatura, (MEY, P.H.W., 1967; RIOS, L.M^a, 1984) el de la ladera sur de Vallibierna posterior a los pliegues del Devoniano más tardíos flujo en calizas, ... etc.), puesto que los corta recto. Es un dique muy rico en cuarzo con algo de moscovita y feldespato principalmente.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

5.1. CICLO HERCÍNICO

5.1.1. Etapa sedimentaria

En lo referente a la historia hercínica, las series estratigráficas y acontecimientos observables en el basamento, bien representados dentro de la Hoja, deben insertarse dentro de la reconstrucción del conjunto de las piezas que constituyen la Cadena Hercínica del Oeste europeo.

Tras la sedimentación en mar abierto de plataforma, preminentemente siliciclástica, del Cámbr-Ordoviciano, se instala una sedimentación tranquila arcillosa fina en fondos marinos de ambiente reductor mal comunicados con el océano abierto. La abundante materia orgánica de origen marino es de tipo pelágico. Las condiciones del fondo favorecen la fijación de hierro, principalmente, y otros metales, en forma de sulfuros, así como del uranio en complejos orgánicos, los cuales confieren a la serie del Siluriano unos contenidos geoquímicos de fondo considerables.

La facies es muy uniforme aunque de espesores variables lo que sugiere la compartimentación de los fondos dentro de este marco mencionado, mal comunicado con el océano abierto.

Al final del Siluriano ocurren unos episodios calcáreos, en un ambiente igualmente rico en materia orgánica, que anuncian la sedimentación del Devoniano durante el cual estarán presentes de modo variable, los tramos y componente calcárea.

La historia del Devoniano se manifiesta por series variables en su evolución y en sus características o distribución regional (figs. 1 y 2; cf. supra epígrafe 1.3).

En la parte oriental del pirineo español toda la serie del Devoniano, de espesor modesto (≈ 500 m), es eminentemente calcárea de facies pelágica, a veces o en general, de grano fino en un medio sedimentario poco energético, no necesariamente profundo, pero sí protegido o alejado de la influencia de los aportes terrígenos o bioclásticos.

Por el contrario, la Hoja de Benasque se encuentra en la parte central del Pirineo donde las potencias y la diversidad de las series indican una mayor complejidad de la historia geológica. No obstante, se pueden considerar tres etapas correspondientes a tres grandes megasecuencias según las cuales se pueden subdividir y correlacionar las series desde el punto de vista litoestratigráfico. Se puede decir que cada una de estas tres megasecuencias tienen de común una evolución general desde un carácter predominantemente terrígeno en la base a calcáreo hacia el techo. Ahora bien, la importancia y desarrollo de los terrígenos es cada vez mayor en la primera, segunda y tercera megasecuencias sucesivamente.

La primera megasecuencia es la más regular. Corresponde a un fondo de medio marino franco de lodos calcáreos sin marcas de oleaje o corrientes y relativamente pobre en fauna bentónica ("praderas de Crinoides"). En la mitad inferior (D_1) hay una cierta influencia de llegadas de material lutítico de modo rítmico. En la mitad superior (D_2) esta influencia apenas se hace sentir, si no es en las tenues separaciones entre estratos.

Hay que señalar que la cuenca correspondiente a la unidad "Serie Baliera" en la parte sur de la Hoja de Benasque, no cumple esta regularidad en lo que se refiere a la primera megasecuencia. El desarrollo de los tramos siliciclásticos (D_1^A principalmente) es mucho más importante, y sugiere cierto parentesco con el Devoniano Inferior pelítico/arenoso de los macizos vascos (Cinco Villas). La influencia terrígena se hace sentir también en la parte superior de la megasecuencia (D_2^B , formación Basibé) intercalándose episodios de barras arenosas entre el ambiente carbonático propio de la formación homóloga D_2 ("La dalle").

En la segunda megasecuencia se inicia una mayor inestabilidad de los fondos, detectable sobre todo en la parte inferior de la secuencia por las variaciones laterales rápidas en el espesor y constitución de las series de esta parte de la megasecuencia (pizarras, calcarenitas de origen biostrófico, calizas versicolores de la formación Mañanet (D_4) y sus posibles recurrencias). Después se instaura una sedimentación definitivamente terrígena (D_4^a) (pizarras de Cerler, pizarras de Vilaller...) que en la Hoja de Benasque contiene tramos importantes con influencia arenosa (pizarras con microritmos) en forma de finas (mms a 1 cm) pasaditas arenosas. Esta

facies correspondería al límite u orla de alcance de los derrames arenosos en una plataforma sublitoral. Más hacia al Este este tramo será más finamente pizarroso (formación Cívís) antes de pasar a las facies calcáreas finas del Pirineo oriental.

La segunda megasecuencia termina por calizas de edad a caballo entre el Devoniano Medio y el Superior omnipresentes en las series no erosionadas del Pirineo surcentral (calizas del pico Moncalvos, del collado La Soba en la Hoja de Sallent, calizas del pico Larrue, calizas del pico Gabiedu en la Hoja de Bujaruelo, ... etc.). En el interior de la Hoja de Benasque no afloran, pero sí un poco más al Oeste en el corte de Villanova.

La tercera megasecuencia del Devoniano solo aflora de modo puntual en la Hoja de Benasque (laderas septentrionales de los picos de Labert). Su estudio y consideración proviene de regiones más occidentales (Hojas de Bujaruelo y de Sallent; "serie de Chía" etc.) lo que permite extrapolar a la Hoja de Benasque, desde el punto de vista paleogeográfico un desarrollo considerable de esta tercera megasecuencia).

La creciente importancia durante del Devoniano de las series terrígenas en las sucesivas megasecuencias, parece preconizar el potente desarrollo de la serie terrígena del Carbonífero de tipo Culm como tectofacies sinorogénica, al igual que en otros segmentos europeos de la Cadena Hercílica.

Esta aceleración del diastrofismo está, no obstante, interrumpida por una discontinuidad de primer orden a comienzos del Carbonífero expresada por una laguna estratigráfica (probablemente del tipo erosivo) de parte de la serie alta del Devoniano y de importancia desigual, según los puntos, en función de los movimientos verticales de la corteza.

El comienzo del Carbonífero marca un retorno a las condiciones tranquilas y regulares del fondo marino expresadas por la facies griotta de fauna pelágica (Turnaisiense a parte del Viseiense). Después viene un desarrollo de calizas tableadas oscuras con señales de laminación por corrientes y que, en la Hoja, perduran hasta un horizonte dentro del Namuriense, pasándose posteriormente de manera continua o gradual a la tectofacies Culm; del orden, podemos aventurar, del millar de metros de desarrollo.

En otras áreas que se encuentran en el Pirineo Central, la sustitución de la facies calcárea por la facies Culm se hace más precozmente, por ejemplo, antes del Namuriense; y ello en las zonas más internas, es decir, más septentrionales. (La vergencia de las estructuras de la fase principal es hacia el Sur).

5.1.2. Etapa de tectogénesis

La fase comprensiva principal de plegamiento de directrices N20°1E a N90°E presenta una clara vergencia hacia el Sur. Estos rasgos tienen que ser convenientemente unidos con los homólogos del arco astórico, vergentes también hacia el interior de la Península Ibérica.

El plegamiento y producción de esquistosidad de flujo se solapa con un metamorfismo de alto gradiente geotérmico cuyo máximo se encuentra hacia las áreas del plutonismo.

En una fase de plegamiento ulterior menos generalizada, hay además una mayor dependencia de las directrices tectónicas alrededor de ciertos macizos plutónicos más tardíos, de tipo circunscrito (por ejemplo el del Posets). (Fig. 10)

5.1.3. Etapa de compensación postorogénica

Corresponde en edad al Estefaniense y Permiano. La sedimentación acaece en áreas limitadas (cuencas intramontañas) con abundancia de terrígenos y puede ir acompañada de un vulcanismo subsecuente de tipo andesítico. De ello tenemos alguna representación en la parte suroccidental de la Hoja.

La estabilización de la corteza y consiguiente peneplanización de su superficie se puede considerar completada cuando se inicia la sedimentación del Mesozoico o Secundario.

5.2. CICLO ALPINO

Durante el Triásico se inicia la sedimentación del ciclo alpino según una secuencia considerada análoga a la de etapa de rifting seguida de la de tipo "mar Rojo" sedimentos continentales (en este caso la serie roja del Bunt), ingresión o ingresiones marinas (Muschelkalk y afines) y evaporitas (caso del Keuper).

Sin embargo el sistema de cuencas o surcos, que configuraban la sedimentación del Triásico en el Oeste europeo, no era simple y su extensión y particularidades sobrepasa la relativa sencillez del modelo del actual mar Rojo.

Una de estas particularidades se presenta en la Hoja de Benasque.

La serie alpina, atrapada debajo de las fallas cabalgantes que sirven de límite, de un extremo a otro de la Hoja, a las respectivas unidades de "serie Sierra Negra" y de "serie Baliera" esta carente del tramo rojo del Bunt. Ello indica una área emergida durante el Bunt y "alto fondo" durante el Muschelkalk que presenta además intercalaciones de areniscas entre los típicos carbonatos de esta facies, subrayando así la proximidad de un borde continental.

Las facies rojas del Bunt, así como los otros tramos del Triásico aparecen en la parte suroccidental de la Hoja.

Más al Sur, se encuentra actualmente la Unidad Surpirenaica Central, vasta región con series potentes y completas del Jurásico, Cretáceo Inferior y Cretáceo Superior. Su reconstitución paleogeográfica no se entiende, en el estado actual de los conocimientos, si no es, en su posición original, conectada a la cuenca norpirenaica. Su corrimiento hacia el Sur, inicialmente utilizando su propia suela plástica triásica, estimado en unos 50 km sobre el dominio cenozoico prolongación de la actual cuenca del Ebro, se produjo al mismo tiempo que las fallas inversas del basamento. Estas, hacia el Sur, tenderían a permanecer intracutáneas en el nivel del Triásico, al menos en un cierto segmento de su recorrido.

El apilamiento tectónico originado por estas fallas, y por otras más profundas (perfil ECORS), produjo el mayor relieve pirenaico: la elevación de la Alta Cadena y el hundimiento correspondiente del nivel de la discontinuidad del Moho (perfil ECORS). Los mayores valores de la anomalía negativa de Bouguer en el Pirineo se encuentran precisamente debajo del macizo de La Maladeta. Esta raíz continental, todavía no compensada, típica de una cadena joven, hace que sus relieves sean importantes y su erosión todavía activa, lo que produce desniveles entre cumbrones y fondos de valle importantes (≈ 2.000 m) modelados por los procesos glaciares y por los agentes actuales.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA Y CANTERAS

Son bastante numerosas las referencias existentes sobre mineralizaciones dentro de la Hoja. Se pueden considerar los siguientes tipos principales:

- de sulfuros, a veces sulfoarseniuros, de hierro y cobre con, eventualmente otros metales
- de plomo con cinc

De entre los segundos hay que destacar, por su importancia, la mina de El Cierco, ya explotada (1940/1983), en las proximidades de Bono.

En los del primer tipo se han hecho algunas pequeñas explotaciones o labores de investigación (Cerler, las del río Isábena, la de Artiga en el Ribagorzana).

Para la localización exacta por coordenadas, de las labores e indicios remitimos al lector al "Mapa metalogenético de España, E 1/200.000, HUESCA" 1ª edición (Instituto Geológico y Minero de España, Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, 1974).

Los del primer tipo son:

- La mina de Cerler (a unos cientos de metros por la pista que parte de Cerler hacia el Norte).
- Los indicios de superficie asociados a la roca de pórfido dacítico, unas decenas de metros al N y encima de Eriste. Según muestras de mano recogidas por nosotros y estudiadas en 1984 en el IGME, en probeta pulida, contienen sulfoarseniuros.
- En el área del río Isábena, al Oeste del río (949, 5; 889, 9) con Ni y Co.
- En el cauce del río Isabena, "mina Famosa", en un filón de 1 m de potencia que corta el río a 1 km, aguas arriba de la confluencia con el barranco de la Montañeta, 20 m al S de la cascada de 20 m de altura.
- En el barranco de la Montañeta antes citado: "mina San José", a 500 m aguas arriba de la confluencia con el río Isabena, en la ladera norte del mismo, 50 m más alto que el cauce del barranco (bordas del Ramonet).
- En la entrada al circo de Castanesa.

En estos tres últimos indicios se trata de sulfuros de Fe y Cu, quizá con Ag en éste último. Los minerales más aparentes son calcopirita, siderita, calcita y cuarzo, aparte de los correspondientes supergénicos. Existe, entre la documentación recopilada al realizar el mapa metalogenético, un antiguo informe técnico anónimo ("Informe sobre yacimientos de cobre, situados en las cabeceras de las cuencas de los ríos Noguera Ribagorzana en Lérida y Baliera e Isabena en Huesca"; informe tan antiguo como el precio de un martillo picador: 1.500 pesetas/unidad, dentro del presupuesto del material para las labores del proyecto), proponiendo un vasto plan de labores por socavones y realces para explotación con selección a mano de las muestras más ricas en calcopirita que proporcionarían una ley en cobre de hasta un 10 %

- En el barranco de Estet al pie del pico del Cornadello
- Junto a la cabaña Artiga en el barranco del Forcat, enfrente de Estet, al otro lado del río Noguera Ribagorzana.
- Mención aparte merece el indicio de Cu en la banda de caliza marmórea de algunas centenas de metros, que separa a los macizos de Aneto y Bohí. Se encuentra en la cabecera del río Ribagorzana donde dichas calizas son cristalinas marmóreas. Se trata de calcopirita, malaquita, azurita y cuarzo.

Su posición es análoga a las mineralizaciones del tipo skarn pero su origen probablemente es hidrotermal como los indicios anteriores.

Las mineralizaciones con Pb de Neril, de Estet, y de Barruera están en el mismo contexto geológico de la mina de El Cierco (Bono): filones en el cortejo de pórfidos ganodioríticos o dioríticos.

La mina El Cierco tuvo sus primeras labores al final del siglo XIX, pero la explotación intensa comienza en 1940 y dura hasta principios de los ochenta. Consta de dos filones E-O y un filón N-S, de potencia de hasta 2 m (potencia reducida de hasta 12/14 cm de mineral galena+blenda). La explotación se hizo por realces hasta una altura de unos 600 m sobre el fondo de el valle. El concentrado por flotación diferencial se hizo en bocamina. En todos los casos la roca encajante son los pórfidos. La asociación de minerales que se encuentra en los filones es: galena, blenda, pirita, calcita, silicatos con sílice, calcita y barita.

A partir de los datos de la ficha del PNIM (20-2-70) (programa nacional de investigación minera), se infiere una importancia del yacimiento de El Cierco (en la zona de realces ya prácticamente explotada) de aproximadamente unas 800 t con leyes de 5-6 % en Pb y 2-3 % en Zn, con algo de barita. La mina se cerró por no resultar rentable su investigación para una eventual explotación en niveles más profundos.

Aparte de estos tipos ya considerados hay que citar el indicio de fluorita en Baños de Benasque, junto con sulfuros de Pb (Ag).

Finalmente citemos el llacimiento de lignito de Los Estierres, cerca de Urmella (cf. epígrafe de estratigrafía referente al Estefaniense-Pérmico).

En lo referente a las canteras de roca, existen numerosas aunque pequeñas, en las calizas del Paleozoico. La de la margen izquierda de la presa de Eriste ha provisto de material para la presa del embalse de Eriste. La de Villanova en las calizas de la base del Carbonífero ha proporcionado sillería para la construcción, en particular la del puente de la, ya casi, antigua carretera a Benasque.

Las calizas de la formación Mañanet en su facies "pseudogriotta" pueden constituir un motivo como roca ornamental.

La típica arquitectura popular de las poblaciones de la Hoja ha utilizado sillares de caliza, en general gris-oscuro, para la construcción de muros, en general de carga, y tabiques. El techado se ha hecho, en general, de pizarra. Las modernas edificaciones siguen utilizando este material para techar aunque, hoy día, traído de fuera.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

La mayoría de los terrenos de Paleozoico que constituyen la casi totalidad de la Hoja son impermeables y su morfología controla el sistema hidrológico que es en su mayor parte de escorrentía.

No obstante, en el borde norte del macizo de La Maladeta-Bohí las calizas marmóreas de la base del Carbonífero, con varios cientos de metros de potencia, flanqueando a dicho macizo con buzamiento, en general, fuerte hacia el Norte, reciben el agua de los circos del flanco norte de dicho macizo existiendo en diversos lugares sumideros y surgencias (sumidero, cueva y fuentes de Alba, sumideros de Peña Blanca, forau de la Renclusa, sistema del valle de La Escaleta). En particular, es famoso el sumidero del Forau de Aiguallut que recibe las aguas de fusión del glaciar y circo del Aneto y surgen en las fuentes llamadas Güells del Joeu en el valle de Artiga de Lin, ya al Norte de la Hoja, y en vertiente atlántica: cuenca del río Garona en su cabecera, comarca del Arán.

En cuanto a la pluviometría de la región de la Hoja se puede dar como referencia del Servicio Meteorológico la del propio pueblo de Benasque. En el período 1917 a 1988 la media anual fue de 1.239 mm. Por meses, los más secos son enero y febrero, con otro mínimo en julio.

El macizo de La Maladeta es el que presenta el conjunto y extensión de circos de altas cotas, mayor de los Pirineos. Presenta glaciares que han seguido en retroceso desde la mitad del siglo XIX según datos históricos precisos (MARTINEZ DE PISON, E. y ARENILLAS PARRA, M., 1988). Se pueden considerar unas 9 masas de hielo, cuya cota inferior se sitúa entre 2.720 m y 3.020 m, de las cuales las más importantes son el glaciar del Aneto (136 ha y 34 hm³) y el glaciar de La Maladeta (75 ha y 18,75 hm³) (MARTINEZ DE PISON, E. y ARENILLAS PARRA, M., 1988). Solo estos dos glaciares representan la mitad del total de volumen de hielo del Pirineo Español.

Mucha más importancia tiene, en el Pirineo Central, la nieve como almacén regulador de recursos hídricos. Considerando realmente unos 5.000 km² de innivación, resulta una aportación hídrica al año del orden de los 2.200 hm³ que es aproximadamente la mitad del total anual de

esa zona y el 10 % o 20 % de los recursos totales de la cuenca del Ebro (PEDRERO GONZALEZ, A., 1988).

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALASTRUE, E., ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1957).- "Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca". (E: 1/200.000). *I.G.M.E.* Madrid, 1-253
- ALIMEN, M. & SOLE SABARIS, L. & VIRGILI, C. (1957): "Comparaison des formations glaciaires des versants N et S des Pyrénées" *Res. Com. V Congres INCUA*, Madrid-Barcelona.
- ARCHE, A. (1971).- "Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Pique (Pirineos Centrales)". *Acta Geol. Hisp.*, t. VI (1971), nº 2, 42-45.
- ARCHE, A. (1971). "Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique. Pirineos Centrales. España-Francia". *Tesis doctoral*. Universidad Complutense de Madrid, 1-197.
- AUTRAN, A., M. FONTEILLES y G. GUITARD (1970).- "Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexis 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, nº4, 673-731.
- BOERSMA, K.T. (1973) (b).- "Devonian and Lower Carboniferous conodont Biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees". *Leidsche Geol. Meded.* 49, 303-377.
- BOISSEVAL, H. (1934): "Etude géologique et geomorphologique d'une partie de la haute vallée du Segre". *Bull. Soc. Ist. Nat. Toulouse*. T. LXVI pp. 32-170. Toulouse.
- BORDONAU, J. (1985): "Estudi geomorfològic del sector sud-occidental de la Vall d'Arán. L'evolució quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nera". *Tesis de Licenciatura Universidad de Barcelona*, 141 pág. Inédita.
- BORDONAU, J. (1989): "Variedades genéticas de tills en el ice lateral till complex de Cerler (Vall del Esera, Pirineos centrales)". *Abstracts de la II Reunió del Cuaternario Ibérico AEQUA-GTPEO*, Madrid.
- BORDONAU J., POUS J., VILAPLANA J.M. (1989).- "Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo". *Estudios Geológicos* (45), 71-79.
- CHARLET J.M. (1977).- "Le métamorphisme au contact des granitoïdes entre les vallées de l'Esera et de la Noguera Ribagorçana (Pyrénées centrales espagnoles)". *Ann. Soc. Geol. Nord.* t. XCVII, 165-177.

- CHARLET J.M. (1979).- "Le massif granitique de La Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Synthèse des données géologiques". *Ann. Soc. Geol. Belgique* t. 202, 313-323.
- CHARLET J.M., (1979).- "Le Massif granitique de la Maladeta (Pyrenees Centrales Espagnoles), synthese des donnees geologiques". Inédito, 20 folios. Un mapa geológico escala 1/50.000.
- CHARLET J.M. y DUPUIS CH. (1982).- "Observations nouvelles dans le massif de la Maladeta". Actas del VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos, Seo de Urgel, 1974. *Pirineos* 116: 69-78, JACA 1982.
- CHARLET J.M. (1983).- "Un ejemplo de Macizo granítico complejo varisco-La Maladeta (Pirineos Centrales Españoles)". In MARTINEZ DIAZ C. 1983 *Carbonífero y Pérmico de España*. Actas del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. Madrid 1983.
- CHEVALIER, G. (1956): "Sur les glaciers pléistocènes dans les vallées d'Andorre et dans les hautes vallées espagnoles environnantes". *C.R. Acad. Sciences* t. 142, pp. 662-910. Paris.
- DALLONI M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille* t. 19, 1-444.
- DALLONI (1930), "Etude géologique des Pyrénées Catalanes". *Ann. Fac. Se. Marseille* 26-3, 1-373.
- DEGARDIN J.M. (1977). "Contribution a l'etude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)". *Thèse 3^{me} cycle Univ. Sc. Tecn. Lille*, 1-355.
- DEGARDIN J.M. (1978). "Etude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la region de Benasque (Pyrénées Centrales Espagnoles)". *Extr. des Ann. de la Soc. Geol. du Nord* t. 98, 51-58, Lille.
- 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, 335-358.
- DEGARDIN J.M. et PARIS F. (1978), "Presence de Chitinozoaires dans les calcaires siluro-devoniens de la Sierra Negra (Pyrénées Centrales Espagnoles)" *Géobios*, Lyon, n° 11, fasc 5, 769-777.
- DEGARDIN J.M. y WATERLOT M. (1974). "Découverte, de Conodontes du Dévonien inférieure dans les schistes carburés de la vallée de Benasque, province de Huesca, Espagne". *C.R. Acad. Sc. Paris* t. 278, ser D., 705-707.

- ELLES, G.L. y WOOD, E.M.R. (1901-1918).- "A Monograph of British Graptolites". *Paleont. Soc. Lond.*, 526 págs., 359 fig., 52 láminas.
- GALERA J.M. (1987).- "Estudio del Devoniano del Pirineo Central Español". *Tesis doctoral Universidad Politécnica de Madrid*. Escuela T.S. de Ing. de Minas, Junio 1987, 1-278.
- GALERA J.M. y BARETTINO D. (1987), "Estudio del Paleozoico prehercínico de la cabecera del río Aragón-Subordán (provincia de Huesca)". *Bol. Geol. y Minero* t. 100-1, 3-12.
- GALERA J.M. y RIOS, L.Mª. (1988) (a). "El Devoniano del Pirineo Central Español". 8 folios, 2 figuras, inédito.
- GALERA J.M. y RIOS L.Mª. (1988) (b). "Aplicaciones económicas sobre el mejor conocimiento del Devoniano del Pirineo Español". *Actas del VIII Cong. Internacional de Minería y Metalurgia* 16/22-oct.-1988. Oviedo, Tomo 6, Area V, Geología aplicada, 515-526.
- GALIBERT, G. (1956): "Le relief de haute montagne dans les massifs de Luchon et des Monts Maudits". *Rev. Geo. Pyr. S. O.*
- GARCIA-LOPEZ S., GARCIA-SANSEGUNDO J. y ARBIZU M. (1990). "Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera" (Zona Axial, Pirineos Centrales Españoles). *Geogaceta* 7 (1990), 33-35.
- GARCIA SAINZ (1945): "Morfología glaciaria y pre-glaciaria de la región de la Noguera (Cinca y Segre)". *Bull. Soc. Geo. Nac.* Nº 54, Tomo LXXV, pp. 64-110. Madrid.
- GARCIA SANSEGUNDO, J. (1986). "Estratigrafía del Devónico y Carbonífero prehercínico de los Pirineos". 136 folios, 92 fig., inédito.
- GARRIDO A., (1968), "Cuenca de Grans Tremps. Album de fotografías desde helicóptero". *In-forme interno ENPASA*, nº 157.
- GARRIDO A. (1973). "Estudio geológico y relación entre Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central". *Tesis doctoral*. Granada, 1-395.
- GISBERT J. (1981), "Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadi (Pirineo Leridano) Diagénesis y Sedimentología". *Tesis doctoral*. Univ. de Zaragoza, 1-313.
- GISBERT J. (1983), "El Pérmico de los Pirineos españoles". X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. *In Carbonífero y Pérmico de España* 403-420, I.G.M.E., 502.

- GROOS-UFFENORDE H., KRYLATOV S., y STOPPEL D. (1972). "Sur quelques synclinaliums à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 274, ser. D. 1885-1888.
- HABERMEHL M.A. (1970). "Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation (Central Pyrenees, Spain)". *Leidse Geol. Meded* 46, 1-55.
- KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960).- "Geology of the Valle de Aran, Central Pyrénées". *Leid Geol. Med*, 25, 129-245.
- KRYLATOV, S. y STOPPEL, D. (1971). "Atribución al Frasnien de la serie de Sia, (Zone primaire axial de las Pyrénées). Sus relaciones con la de Agudes-Cap de Pales. Consecuencias paleogeográficas". *Zeit. deutsch. geol. Gessell*, Hannover, 122, 213-230.
- LUCAS C. (1977). "Permian and Trias of the Pyrénées. Stratigraphy, elements of paleogeography". In "Triásico y Pérmico de España" *Cuadernos de Geología Ibérica* Universidad Complutense de Madrid, nº 4, 111-122.
- MALLADA L. (1881), "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, Madrid, vol. 15, 1-439.
- MARTI BONO, C., SERRAT D. y GONZALEZ, M.C. (1978): "Los fenómenos glaciares de la vertiente meridional de los Pirineos". Medio Físico, Desarrollo regional y geográfico. V. Col. Geo. Granada 1877 p. 67-73. Universidad de Granada.
- MARTI I RIBA, J. (1981): "Estudio del glaciario cuaternario de un sector del Alt Ribagorça". *Notes de Geografia física* 5. pp. 33-47. Departament de Geografia. Barcelona.
- MARTINEZ DE PISON, E. y ANTON BURGOS, J. (1981): "Repertorio bibliográfico sobre la morfología glacial de la Península Ibérica". *Cuadernos de Investigación Geográfica* fasc. 1 y 2, Tomo VII, pp. 3-49, mayo-diciembre.
- MARTINEZ DE PISON, E. y ARENILLAS, M. (1976): "El problema de la sobreexcavación glacial. Arrancamiento, abrasión y estructura" *Estudios geográficos* pp. 407-434.
- MARTINEZ DE PISON E. y ARENILLAS PARRA M. (1988). "Los glaciares actuales del Pirineo Español". In. "La nieve en el Pirineo Español" Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo, 29-98.
- MEY, P.H.W. (1967). "The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded* 41, 153-220.
- MEY, P.H.W. (1968). "Geology of the Upper Ribagorzana and tor valleys, Central Pyrénées, Spain". *Leidse Geol. Med*. 41, 229-292.

- McLELLAND, E. y McCAIG, A.M. (1988). "Paleomagnetic estimates of rotations in compressional regimes and potencial discrimination between thin-skinned and deep crustal deformation". In Kissel, L. y Caig, C. (Ed.) *"Paleomagnetic: rotacion and continental deformation"*. Naho ASI series, vol. C 254, Klawer, 1988.
- MICHARD-VITRAC, A., ALBAREDE, F., DEPUIS, Ch., y TAYLOR, H.P. Jr. (1980), "The Genesis of Variscan (Hercynian) Plutonic Rocks: Inferences from Sr, Pb, and O Studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenes (Spain)" *Contributions to Mineralogy and Petrology* Springer-Verlag, 1980, 72, 57-72.
- PEDRERO GONZALEZ, A. (1988). El programa ERHIN". In. *"La nieve en el Pirineo Español"*. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid. 9-27.
- PERRET, M.F. (1976). "Une transgression dinarienne dans les Pyrénées occidentales: datation micropaleontologique et analogies". *CR. Som. Soc. Geol. du Nord* 97, 77-88.
- PERRET, M.F. (1988). "Le passage du Dévonien au Carbonifère dans les Pyrénées Zonation par conodontes". *Cour Forsch.-Inst. Senckenberg* 100. 39-52.
- RIOS, J.M.^a (1955). Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Primer Campamento para Prácticas de geología. notas y Comunicaciones del Inst.Geol. y Minero de España, N° 40, 115-131.
- RIOS, J.M.^a (1975). "Actividades extraescolares de la Cátedra de Geología en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid". *Industria minera* n° 154, 7 págs.
- RIOS, L.M. (1977). "El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca". *Bol Geol. y Min* t. 88-4, 1977, 300-305.
- RIOS, L.M. (1984). "Reflexiones sobre las relaciones del encajante paleozoico con los granitos. Ejemplo de los Pirineos de Benasque, provincia de Huesca". *Actas del 1 Congr. Español de Geología* Segovia 9/13 de Abril de 1984, t. V, 313-332.
- RIOS, L.M. (1988). "Interpretación en profundidad del perfil ECORS-Pirineos". ETSIMM, inédito, 5 folios. 5 fotografías, 1 figura.
- RIOS L.M., BELTRAN F.J., LANAJA J.M. y MARIN F.J. (1979) (a). "Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca". *Libro homenaje al Prof. Solé Sabaris*, Acta Geológica Hispánica t. 14, 271-279
- RIOS L.M., FERNANDEZ DE CASTRO F. y MARIN F. (1982). "Análisis estructural del área de Bonabé, alto Pallaresa, Lérida". Actas del VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos, Seo de Urgel 1974. Revista *Pirineos* 116, Jaca 1982. 37-50.

- RIOS L.M., GALERA J.M., BARETTINO D. y LANAJA J.M. (1987) (a). "Mapa geológico de España 1/50.000". Segunda serie. Hoja 145-Sallent. *ITGE* Madrid 1989.
- RIOS L.M., GALERA J.M., BARETTINO F. (1987) (b). "Mapa geológico de España 1/50.000". Segunda serie. Hoja 146-Bujaruelo. *ITGE* Madrid, 1989.
- RIOS L.M., LANAJA J.M., BELTRAN F.J., RIOS MITCHELL J.M. y MARIN F.J. (1979) (b). "Mapa geológico de España 1/50.000". Segunda serie. Hoja 31-8 Liena. *IGME*
- RIOS L.M., LANAJA J.M. y RIOS MITCHELL J.M. (1979)(e). "Mapa geológico de España 1/50.000". Segunda serie. Hoja 31-9. Bielsa. *IGME*
- SERRAT, D. (1979): "Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees". In: SCHLUCHTER, Ch. ed.: "*Moraines and varves. Origin, genesis, clasification*", pp. 93-100, A.A. Balkema, Rotterdam.
- SERRAT, D. (Coordinador)& EQUIPOS de Geomorfología Alpina (Fac. Geografía y Geología de Barcelona) (1980): "Catálogo de los glaciares de la Península Ibérica(1979)". *Nots de Geografia Física*: pp. 35-55 Dpt. de Geografía, Universitat de Barcelona.
- SERRAT, D., VILAPLANA, J.M., y MARTI, C. (1983): "Some depositional models of glaciolacustrine environment in Southern Pyrenees". In EVENSON *et al.* Editors: *Tills and related deposits* pp. 132-144 A.A. Balkema, Rotterdam.
- SOLE SABARIS, L. (1951): "Los pirineos, el medio y el hombre". *Biblioteca española de Cult. General*. T. 8 pp. 627. Barcelona.
- VILAPLANA, J.M. (1981): "El método de estudio del glaciario cuaternario en el Pirineo y sus posibles aplicaciones en las Sierras Galaico-Portuguesas". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe* nº 2, vol. 1, pp. 275-288- O. Castro.
- VILAPLANA, J.M. (1983): "Etudi del Glaciarisme Quaternari de las Altes Valls de la Ribagorça". *Tesis Doctoral*. Dpt. de Geomorfología y Tectónica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona, pp. 322. Barcelona.
- VILAPLANA, J.M. (1984): "Sobre la Geomorfología de la Vall de Llauset". *Revista d'Investigacions Geològiques*, Vol. 36 (1983). Barcelona.
- VILAPLANA, J.M. & CASAS, A. (1983): "Las cubetas de Sobreexcavación glacial de Bono y de Baruera (Alta Ribagorça: Pirineo Central)". *Cuad. do Lab. Xeol. de Laxe* nº 6 pp. 283-309. O. Castro.
- VILAPLANA, J.M. & SCHULCHTER, CH. y VERDAGUER, A. (1984): "Sedimentological and Stratigraphical approach to lacustrine Late Pleistocene of Lake Llauset (Southern Pyrenees)". *Acta Geol. Hisp.* 3-4. Vol. 8

- WATERLOT, M. (1964).- "Note preliminaire á l'étude geologique du synclinatorium Carbonifère du Plan de Etangs (Pyrénées centrales espagnoles)". *Extr. Ann. Soc. geol. Nord* 84, 137-140.
- WATERLOT M. (1967). "Contribution á l'étude géologique du Carbonifere antéstéphanien des Pyrénées Centrales espagnoles". These Doct. Lille, 1-380. *Mem. del I.G.M. de España*, t. 70, 1.259, 1969.
- WATERLOT, M. (1969). "Grands faits stratigraphiques et paleogéographiques du Carbonifère antéstéphanien des Pyrénées centrales espagnoles". *Bull. Soc. Geol. de France*, (7), XI, 1969, 502-510.
- WENNEKERS, J.H.W. (1968), "Geology of the Esera Valley and the structural analisis of the Lys-Cailaouas Massif, Shet 7, Central Pyrenees, Spain, France". *Leidse Geol. Med*, d. 41, Leiden, 22-267.
- WENSINK, H. (1962). "Paleozoic of the upper Gállego and Ara Valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees". *Estudios Geológicos* 18, 1-74.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-432-5



9 788478 404322