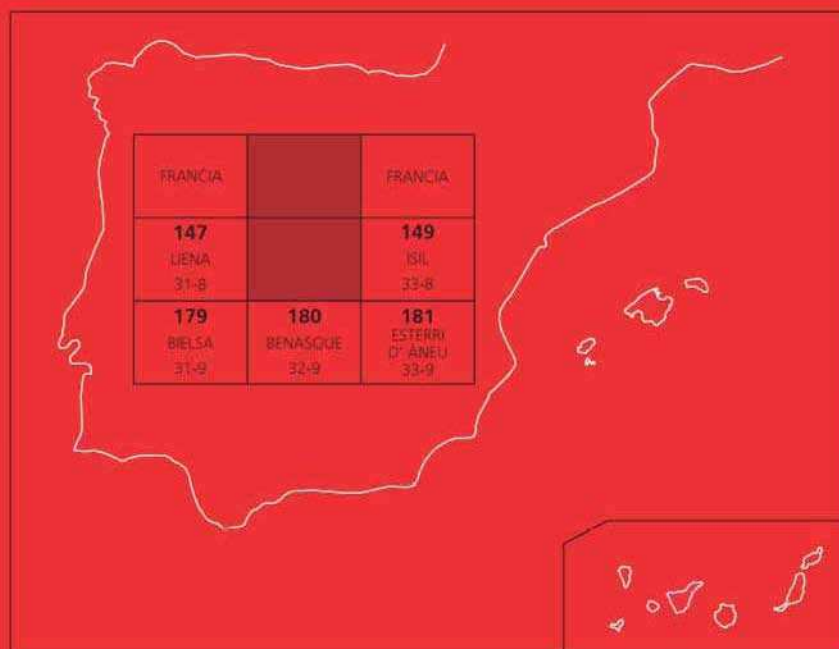




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CANEJAN - VIELHA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CANEJAN - VIELHA

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
Base Topográfica: Instituto Geográfico Nacional
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-13-019-1
ISBN: 978-84-7840-906-8
Depósito legal: M-24912-2013

Fotocomposición: Intecol S.L.U.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Canejan-118 bis-Vielha-148) han sido realizadas por CGS (Compañía General de Sondeos), con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- J. García Sansegundo (Universidad de Oviedo). Mapa geológico, minería y memoria.
- J. Ramírez Merino (CGS). Geomorfología.
- R. Rodríguez Santisteban (CGS). Hidrogeología.
- F. Leyva (Inimedioambiente). Minería.

Dirección y supervisión

- A. Barnolas Cortinas (I.G.M.E.)

Edición

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L.F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	9
1.2. ANTECEDENTES	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PALEOZOICO	11
2.1.1. Cuarzitas, areniscas y pizarras (7). Cambro-Ordovícico	11
2.1.2. Calizas grises. Caliza de Bentaillou (8). Cambro-Ordovícico	12
2.1.3. Cuarzitas, pizarras, microconglomerados y calizas (9). Ordovícico Superior..	13
2.1.4. Pizarras negras y niveles de calizas (10). Silúrico	14
2.1.5. Calizas grisáceas. Caliza basal (11). Silúrico-Devónico	14
2.1.6. Pizarras negras y calizas. Serie de Entecada (12). Devónico	14
2.1.7. Areniscas y pizarras. Areniscas de Auba (13). Devónico Medio	15
2.1.8. Calizas blancas y grises. Caliza de Montcorbissou (14). Devónico Medio ..	15
2.1.9. Cuarzitas, pizarras negras y calizas. Alternancias de Sa Cal (15). Devónico Superior	16
2.1.10. Areniscas, pizarras verdosas y calizas. Alternancias de Riu Nere (16). Devónico Superior	16
2.1.11. Calizas. Calizas de S. Esteve y Calizas con corales (17). Devónico Medio-Superior	17
2.1.12. Calizas y pizarras. Calizas de La Tüca (18). Devónico Superior	17
2.1.13. Calizas grises y blancas (19); calizas griotte (20); pizarras y liditas (21). Devónico superior-Carbonífero Inferior	18
2.1.14. Grauvacas, pizarras negras, conglomerados y calizas. Serie en facies “Culm” (22). Carbonífero Inferior	19
2.2. CUATERNARIO	20
2.2.1. Bloques y cantos angulosos. Tillitas glaciares y morrenas (23). Pleistoceno Superior	20
2.2.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa. Coluviones de bloques y derrubios ordenados (24). Cantos y gravas subangulosas, arenas y arcillas. Conos de deyección (27). Holoceno	20
2.2.3. Cantos y gravas angulosos. Canchales y conos de avalancha (25). Holoceno	20
2.2.4. Cantos, gravas y arenas. Depósitos lacustres (26). Holoceno	21
2.2.5. Gravas subredondeadas, arenas y limos. Depósitos aluviales (28). Holoceno	21

2.2.6. Bloques y cantos angulosos. Morrenas de la pequeña edad del hielo y glaciares rocosos (29). Pleistoceno superior-Holoceno	21
2.2.7. Hielo y cantos angulosos. Glaciares actuales (30). Holoceno	22
2.2.8. Arcillas grises con gravas angulosas. Coladas de soliflucción (31). Holoceno	22
2.2.9. Cuaternario de la vertiente francesa. Depósitos fluviales (32), depósitos de ladera (33) y depósitos glaciares (34). Pleistoceno superior-Holoceno	22
3. TECTÓNICA	22
3.1. LA ESTRUCTURA DEL DOMO DEL GARONA	23
3.1.1. Estructuras de primera generación (D1)	23
3.1.2. Estructuras de segunda generación (D2)	24
3.1.3. Estructuras de plegamiento	24
3.2. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO DEL VALLE DE ARAN, ANTICLINAL CENTRAL Y SINCLINORIO DE PLAN D'ESTAN	25
3.2.1. Estructuras de segunda generación (D2)	25
3.2.2. Estructuras de tercera generación (D3)	26
3.3. DESPEGUE EN LAS PIZARRAS SILÚRICAS. RELACIÓN ENTRE DOMINIOS ESTRUCTURALES	27
3.4. CABALGAMIENTOS HERCÍNICOS	28
3.5. LA ESTRUCTURA DE MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS	29
3.6. ESTRUCTURAS ALPINAS	30
3.7. FALLAS	30
3.8. SECUENCIA DE DEFORMACIÓN	31
3.9. DISCUSIÓN	32
4. GEOMORFOLOGÍA	33
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	33
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	33
4.2.1. Estudio morfoestructural	33
4.2.2. Estudio del modelado	34
4.2.2.1. Formas de laderas	34
4.2.2.2. Formas fluviales	34
4.2.2.3. Formas poligénicas	35
4.2.2.4. Formas kársticas	35
4.2.2.5. Formas glaciares y periglaciares	36
4.2.2.6. Formas lacustres	37
4.2.2.7. Formas antrópicas	38
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES	38
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	38
4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	39
5. PETROLOGÍA	40
5.1. DOMO DE BOSSOST	40
5.1.1. Leucogranitos y pegmatitas (3)	40
5.2. MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS	41
5.2.1. Granodioritas porfíroides (4)	41
5.2.2. Dioritas cuarcíticas (5)	42

5.2.3. Leucogranitos (6)	43
5.2.4. Filones lamprofídicos (1)	43
5.3. MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA	43
5.3.1. Dioritas y granodioritas (2)	43
6. METAMORFISMO	44
6.1. DOMO DE BOSSOST	45
6.1.1. Zona de la biotita	46
6.1.2. Zona de la estauroлита-andalucita-cordierita	46
6.1.3. Zona de la sillimanita	48
6.2. METAMORFISMO ASOCIADO AL MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS	49
6.3. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO AL MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA	50
6.4. RELACIÓN ENTRE EL METAMORFISMO Y LA DEFORMACIÓN. CONDICIONES DEL METAMORFISMO	50
7. HISTORIA GEOLÓGICA	51
8. GEOLOGÍA ECONÓMICA	53
8.1. RECURSOS MINERALES	53
8.2. HIDROGEOLOGÍA	56
8.2.1. Climatología-hidrología	56
8.2.2. Caracterización hidrogeológica	58
9. BIBLIOGRAFÍA	59

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

Las Hojas de Canejan y Vielha (nº 118 bis - 148) se sitúan en la parte central del Pirineo. La parte occidental de las hojas corresponde a la región francesa de Hautes Pyrénées, surcada por el río de la Pique, donde se localiza la población de Bagnères de Luchon. La mitad oriental se encuentra ya en territorio español y corresponde al Valle de Arán. Esta región se encuentra al noroeste de la provincia de Lleida, y es surcada por el río Garona que se dirige al Norte, vertiendo sus aguas al océano Atlántico. A su paso por el Valle de Arán, este río atraviesa las poblaciones de Vielha, Bossost y Les. El relieve de esta zona se caracteriza por ser muy montañoso, formado por amplios valles transversales al Garona, entre los que se pueden destacar los de S. Joan de Torán, Barradós y Joeu. Las laderas son escarpadas y los desniveles importantes. En el extremo suroccidental de la Hoja de Vielha existe una delgada franja de territorio español; concretamente se trata de la cabecera del río Ésera, perteneciente a la provincia de Huesca.

En la cartografía geológica se han unido dos Hojas de la base topográfica 1:50.000; las de Canejan (118 bis) y la de Vielha (148). Por este motivo, a lo largo de esta memoria se hace referencia a cada una de las hojas bien de forma individual o de forma conjunta (Canejan-Vielha).

Las Hojas de Canejan y Vielha, se localizan en la denominada Zona Axial pirenaica, la cual corresponde a una franja de dirección E-O que se sitúa en la parte central del Pirineo y constituye el eje de la Cadena. Todas las rocas que afloran en el ámbito de las hojas, tienen una edad que va desde un posible Cámbrico, hasta el Carbonífero. Estas rocas paleozoicas se encuentran deformadas, existiendo por un lado estructuras y metamorfismo hercínico y por otro lado estructuras alpinas, consistentes principalmente en cabalgamientos. A grandes rasgos en las hojas se pueden diferenciar cuatro grandes estructuras que, de Norte a Sur, son: Domo del Garona, donde afloran rocas cambro-ordovícicas; Sinclinorio del Valle de Arán, ocupado por rocas silúrico-devónicas; Anticlinal Central, en cuyo núcleo se pueden observar rocas del Cambro-Ordovícico; Sinclinorio de Plan d'Estan, donde afloran rocas devónico-carboníferas. En el sector suroccidental de la Hoja de Vielha, aflora la parte meridional del macizo de Lys-Caillaouas, que corresponde a la prolongación occidental del Anticlinal Central y en el que afloran rocas graníticas y cambro-ordovícicas esencialmente (Fig. 1).

1.2. ANTECEDENTES

Las referencias a la geología de este sector de la Zona Axial pirenaica son bastante antiguas (seguramente debido al interés minero de algunos sectores), remontándose al pasado siglo (DÜROCHER, 1844; LEYMERYE, 1862, 1870; CARALP, 1888; DALLONI, 1930; etc.). Más recientemente han sido elaborados numerosos trabajos a cargo de geólogos de la escuela holandesa de Leiden, trabajos que han sido perfectamente sintetizados por ZWART (1979). Asimismo, se han elaborado diversos estudios a cargo de geólogos pertenecientes a diferentes universidades francesas (CLIN, 1964; MATTE, 1969; SOULA *et al.*, 1986a y b; POUGET, 1991; etc.). Con motivo de la elaboración de la "Síntesis Geológica del Pirineo" (BARNOLAS *et al.*, 1996), el Instituto Geológico y Minero de España llevó a cabo un estudio geológico de una transversal de la Zona Axial pirenaica, pasando por el valle de Arán y que incluye el área ocupada por las Hojas de Canejan y Vielha. Este estudio dio como resultado la publicación de diversos trabajos referentes a la estratigrafía, paleontología y estructura de las rocas paleozoicas de este sector de la Zona Axial (GARCÍA SANSEGUNDO, 1990, 1992a y b; GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1991).

En la elaboración de las Hojas de Canejan y Vielha se han utilizado diversos trabajos. Por una parte, en lo que al territorio español se refiere, se ha empleado el mapa geológico elaborado por GARCÍA SANSEGUNDO (1992a); mapa este, que fue realizado partiendo de trabajos previos, entre los cuales, los más importantes son los pertenecientes a SITTER y ZWART (1962), y KLEINSMIEDE (1960). En lo que se refiere al territorio francés comprendido dentro de las Hojas de Canejan y Vielha, se ha utilizado el mapa de Bagnères de Luchón, elaborado por CLIN *et al.* (1986), el cual ha sido incorporado de forma casi íntegra, llevándose a cabo algunas simplificaciones y ligeras modificaciones. Asimismo, dentro del territorio español, la cartografía del Granitoide de Lys-Caillaouas, pertenece a CLIN *et al.* (1986).

Por último, para llevar a cabo la elaboración de esta memoria, a parte de haberse basado en la Tesis doctoral de GARCÍA SANSEGUNDO (1992a), en algunos capítulos se han empleado diversos trabajos que representan los mejores documentos existentes sobre los diferentes temas. Así por ejemplo, para la elaboración del capítulo del metamorfismo del Domo de Bossost, se han utilizado los trabajos de ZWART (1958, 1960, 1962, 1963a, 1979), que han trascendido más allá del ámbito puramente regional. Asimismo, en la descripción de la Granodiorita de Lys-Caillaouas ha empleado la memoria de la Hoja de Bagnères de Luchon (CLIN *et al.*, 1986), que contiene la mayoría de los datos petrológicos disponibles, referentes a este cuerpo ígneo. La cartografía de las isogradas del metamorfismo asociado a este cuerpo granítico, se ha extraído del trabajo realizado por KRIEGSMAN *et al.* (1989).

2. ESTRATIGRAFÍA

Como ya ha sido indicado anteriormente, en las Hojas de Canejan y Vielha, a parte de los depósitos cuaternarios, solamente afloran rocas del Paleozoico, con una edad comprendida entre un posible Cámbrico y Carbonífero. La descripción de la estratigrafía de las diferentes unidades, de muro a techo, se realizará a continuación.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. Cuarcitas areniscas y pizarras (7). Cambro-Ordovícico

Las rocas cambro-ordovícicas afloran en los dos sectores diferentes del área estudiada que son el Domo del Garona al Norte y el Anticlinal Central, al Sur del área estudiada. En rasgos generales, estas rocas constan de capas centimétricas y decimétricas de cuarcitas y areniscas de tonos blanquecinos, que alternan con niveles de lutitas grises o verdosas. Ocasionalmente, en esta serie es posible distinguir delgadas capas de caliza. Por su facies esta litología es comparable a la descrita por CAVET (1957) en el Pirineo oriental, atribuida a la misma edad.

Cambro-Ordovícico del Domo del Garona

En la sucesión cambro-ordovícica del Domo del Garona, se reconocen dos unidades siliciclásticas separadas por el nivel de Calizas de Bentaillou, que se describe en el epígrafe siguiente. Estas dos unidades son: la Serie de Urets, infrayacente a las calizas y la Serie de Orlá, que aflora por encima (GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a). Sin embargo, en el ámbito de las Hojas de Canejan y Vielha, no es posible asegurar con certeza si existe algún afloramiento correspondiente a la Serie de Urets, debido a que la Caliza de Bentaillou se encuentra ocupando el núcleo de un anticlinal.

La serie cambro-ordovícica en el Domo del Garona se caracteriza por presentar alternancias centimétricas y decimétricas de cuarcitas, areniscas y lutitas. En la parte más oriental de la Hoja de Vielha, se puede reconocer una zona donde las capas de cuarcita tienen un espesor mayor, llegando a ser de escala métrica. En la vecina Hoja de Isil, donde se pueden reconocer las dos series, de Urets y de Orlá, ambas son bastante parecidas, si bien, la serie de Orlá es más cuarcítica que la de Urets. El espesor de estas series es difícil de estimar en las Hojas de Canejan y Vielha debido a la ausencia de niveles de referencia e intenso plegamiento. Sin embargo, en la vecina Hoja de Isil donde estas unidades pueden ser bien identificadas, el espesor máximo de la serie de Urets, es de unos 300 m. Por su parte la serie de Orlá normalmente aflora bajo los conglomerados discordantes del Ordovícico Superior, por lo que su potencia es muy variable, siendo de 400 metros el espesor máximo medido en el puerto de Orlá (Hoja de Isil).

2.1.2. Calizas grises. Caliza de Bentaillou (8). Cambro-Ordovícico

Como ya ha sido indicado en el epígrafe anterior, esta caliza, se encuentra incluida en una sucesión siliciclástica, atribuible al Cambro-Ordovícico. Debido a la relación que existe entre estas calizas y las mineralizaciones de Zn-Pb en esta región, este nivel de calizas es conocido desde antiguo bajo la denominación de "Calcaire Metallifère" (CARALP, 1888). Más recientemente fue denominada Caliza de Bentaillou, haciendo referencia a la localidad donde se encuentra mejor representada (DURAND y RAGUIN, 1943).

Esta unidad se caracteriza por presentar calizas masivas, blancas o grises. Debido al metamorfismo al que se ven sometidas, se observa una fuerte recristalización que borra toda evidencia de estructuras sedimentarias. El espesor de la Caliza de Bentaillou, al igual que ocurría en la unidad anterior, es difícil de estimar en las Hojas de Canejan y Vielha debido a que se encuentra en el núcleo de una estructura anticlinal, y por lo tanto, intensamente plegada. En la Hoja de Isil, donde son bien visibles la base y el techo de esta unidad, el espesor varía de 100 a 150 m.

Cambro-Ordovícico del Anticlinal Central

El Cambro-Ordovícico del Anticlinal Central, ha sido estudiado por diversos autores, al Norte del macizo de Lys-Caillaouas, en territorio francés, donde esta sucesión aparece bien representada (DESTOMBES, 1952; DESTOMBES y RAGUIN, 1953; CLIN, 1964; DONNOT y GUÉRANGÉ, 1969; ANDRÉ, 1985; BOUQUET *et al.*, 1987). En este sector, varios autores reconocen una sucesión continua que, según ellos, debe comenzar en el Cámbrico Inferior, y va hasta el Ordovícico Superior.

En la vertiente francesa, ANDRÉ (1985), ha diferenciado cinco unidades. La unidad basal, cuarcítica, ha sido atribuida al Cámbrico; las tres unidades intermedias son de cuarcitas, pizarras, conglomerados y algunas capas de calizas, todas ellas atribuidas al Ordovícico Inferior; por último, la unidad superior es calcáreo-pizarrosa principalmente, y se atribuye al Ordovícico Superior. No existen datos paleontológicos que permitan confirmar estas edades, que se han designado únicamente por correlación litoestratigráfica. Esta sucesión propuesta por ANDRÉ (1985) es comparable a la establecida previamente por DONNOT y GUÉRANGÉ (1969) y a la de BOUQUET *et al.*, (1987).

En la zona estudiada la sucesión presilúrica del Anticlinal Central, en general, aparece caracterizada por lutitas grises o verdosas y delgados niveles de areniscas. En ocasiones es posible

distinguir intercalaciones carbonáticas de escala decimétrica, aunque a veces pueden presentar un espesor superior a 10 m; estas calizas podrían ser equivalentes a las calizas del Ordovícico Superior. En la margen occidental del río Joeu, en toda la ladera, ha sido observada la presencia de materiales presilúricos constituidos por capas gruesas de areniscas, alternando con niveles lutíticos. Este conjunto de materiales podría ser equivalente a la Serie de Jujols descrita por CAVET (1957) en el Pirineo oriental.

2.1.3. Cuarzitas, pizarras, microconglomerados y calizas (9). Ordovícico Superior

Esta unidad se encuentra muy bien representada en la vecina Hoja de Isil, donde diversos autores reconocieron la presencia de conglomerados y niveles de calizas con fauna, atribuibles al Ordovícico Superior (DESTOMBES, 1952, 1958; VISVANATH, 1957). En las Hojas de Canejan y Vielha, el Ordovícico Superior se reconoce mal y suele ser difícil de distinguir del resto de la serie cambro-ordovícica. La causa de estas limitaciones, seguramente en buena parte de los casos, es debida a la proximidad del metamorfismo del Domo de Bossost. En cualquier caso, dentro de la Hoja de Vielha se han reconocido niveles atribuibles a esta unidad, en el borde sureste del Domo del Garona, así como al Norte, en la Hoja de Canejan.

En esta unidad se reconocen dos niveles que son las *Capas de Liat* y, en su base, la *Caliza Sandwich*. Las Capas de Liat corresponden a unas lutitas grises con intercalaciones centimétricas y milimétricas de areniscas de grano fino y con esporádicas intercalaciones de calizas. El espesor de este nivel es de 20 o 30 m. Los niveles de calizas suelen estar bien desarrollados en la base, de forma que suele ser normal encontrar un nivel de calizas bastante continuo, con intercalaciones pizarrosas y un espesor de aproximadamente 2 m que se ha denominado *Caliza Sandwich*.

En los sectores más septentrionales también es posible observar la presencia de gruesos niveles de areniscas, que podrían pertenecer al Ordovícico Superior. En el Anticlinal Central, dentro de la Hoja de Vielha aunque en territorio francés, se reconocen unos microconglomerados en la parte alta de la serie cambro-ordovícica, que pueden ser comparables a los conglomerados del Ordovícico Superior observables en la Hoja de Isil.

Dentro de las Hojas de Canejan y Vielha, la estimación del espesor es imprecisa debido a que rara vez se observa la base de la unidad. En la Hoja de Isil, donde el Ordovícico Superior se encuentra bien representado, la potencia es de unos 50 m como máximo.

En el Pirineo ha sido observado por diversos autores que el Ordovícico Superior se dispone de manera discordante sobre las rocas infrayacentes (SANTANACH, 1972). En la Hoja de Isil, es posible observar esta discordancia, ya que hacia el Norte, los conglomerados del Ordovícico Superior (Conglomerados de Mall de Bulard) pasan gradualmente de estar apoyados sobre la serie de Orlá a estarlo sobre la Caliza de Bentaillou y posteriormente sobre las serie de Urets (GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a). Igualmente, al suroeste de la Hoja de Vielha, en la parte occidental del Macizo de Lys-Caillaouas, se reconoce un nivel de conglomerados comparable al conglomerado de Mall de Bulard. En esta zona, BROK (1989) observó que la disposición de las lineaciones observables por encima y por debajo del conglomerado es diferente, lo que indujo a este autor a interpretar que existe una deformación anterior al depósito de los conglomerados. Dentro del área comprendida por las Hojas de Canejan y Vielha no es posible reconocer esta disposición discordante del Ordovícico Superior.

2.1.4. Pizarras negras y niveles de calizas (10). Silúrico

Estas rocas ya habían sido reconocidas desde antiguo y atribuidas al Silúrico, concretamente al Llandoveryense-Wenlockiense (LEYMERYE, 1862; BARROIS, 1901; DALLONI, 1930). Recientemente, DEGARDIN (1977, 1978) ha estudiado ampelitas del Silúrico de la Hoja de Benasque y BOISSONAS (1972) en el del Domo del Garona; ambos autores mediante graptolites obtuvieron edades comprendidas entre el Llandoveryense medio y Ludlowiense superior.

Estas pizarras tienen una facies uniforme en toda el área estudiada, constituida por lutitas ampelíticas negras con abundante pirita. El espesor de las ampelitas es incierto, pues a menudo se reconocen superficies de despegue con estructuras asociadas a ellas que sustraen o añaden serie. Sin embargo, en aquellas zonas en donde estos materiales no muestran un grado de deformación muy elevado, se ha estimado una potencia aproximada de 200 m.

Dentro del área estudiada, entre las ampelitas, LEYMERYE (1862) reconoció niveles de calizas con ortocerátidos. En áreas próximas, como es la Hoja de Benasque, en la parte alta de estas lutitas negras también se han encontrado niveles delgados de calizas oscuras, bien estratificadas con abundante fauna que acompaña a los ortocerátidos, que según DEGARDIN y PARIS (1978), permiten atribuir estos materiales al Pridoliense (serie más alta del Silúrico). En esta misma zona de la Hoja de Benasque, en la parte más alta de estos niveles de calizas, VALENZUELA (1989) encontró fauna de conodontos, perteneciente al Lochkoviense (Devónico más bajo). Por último en la Hoja de Isil se encontraron niveles de caliza parecidos, con conodontos de posible edad Ludlowiense.

2.1.5. Calizas grisáceas. Caliza basal (11). Silúrico-Devónico

Corresponde a un nivel de calizas que se dispone directamente sobre las ampelitas silúricas. Su denominación se debe a KLEINSMIEDE (1960), quien las definió en el valle de Arán, dentro de la Hoja de Vielha, concretamente en la zona del pico Montpius, al Sur de la hoja. En otros sectores del Valle de Arán la Caliza Basal se encuentra muy adelgazada, tal y como ocurre en la zona del río Barradós.

Esta unidad se caracteriza por presentar calizas grises, generalmente muy recristalizadas, con intercalaciones lutíticas, ricas en chert y frecuentemente dolomitizadas. El espesor de la Caliza Basal en la zona del Montpius, es de unos 150 m, aunque en esta localidad, la base de la unidad se encuentra afectada por fracturas.

La edad de esta unidad no se ha podido determinar en el Valle de Arán, pues las muestras estudiadas para este fin no contenían fósiles. Sin embargo, en áreas próximas situadas en la vecina Hoja de Isil, concretamente en la zona de Marimanya, una caliza comparable a la Caliza Basal fue datada por conodontos (PALAU y SANZ, 1989) obteniéndose una edad Silúrico Superior (?) (Praguense) para su base y, para el techo, una edad Emsiense, que podría llegar al Gedinense-Siegeniense.

2.1.6. Pizarras negras y calizas. Serie de Entecada (12). Devónico

Esta unidad fue definida por KLEINSMIEDE (1960) en la zona del pico Montpius y corresponde a una sucesión calcáreo-pizarrosa que se localiza entre la Caliza Basal infrayacente y las Areniscas de las Bordas, que constituyen la unidad superior. En la Hoja de Vielha, se han agrupado bajo el mismo color todos los niveles del Devónico que presentan una facies similar a la

Serie de Entecada.

La Serie de Entecada, en sentido amplio, corresponde a una unidad constituida por lutitas negras o gris oscuro, entre las que esporádicamente se reconocen niveles de areniscas de grano fino de escala centimétrica. Frecuentemente, entre estas pizarras se intercalan niveles de calizas de algunos centímetros a 20 m de espesor, por término medio. Son calizas de tonos gris u ocre, ricas en chert y piritita y, ocasionalmente, presentan restos fósiles.

En sentido estricto, la Serie de Entecada, observable en el pico Montpius, consta de 470 m de lutitas, como las anteriormente descritas y capas de caliza. En la columna de Montpius, a unos 20 m por debajo del techo de la Serie de Entecada se reconoce un nivel de calizas de casi 20 m de espesor, el cual fue muestreado para estudiar su contenido en conodontos. En él se encontraron conodontos de la especie *Polygnathus dengleri* (BUCHROITHNER, 1978) e *Icriodus aff. symmetricus*, que permiten atribuirlo al Givetiense superior (GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1991).

En el extremo SO de la hoja, en el valle de Estós, se observan unas lutitas negras o grises comparables a la Serie de Entecada que corresponden a las pizarras de Vilaller (ARCHE, 1971, GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1990). Estas pizarras presentan algunas intercalaciones de calizas grises, recrystalizadas. En la base, las pizarras de Vilaller presentan unas calizas del Devónico Inferior-Medio que corresponden a las Calizas de Mañanet (MEY, 1967, 1968). A techo de esta unidad se encuentran ya las calizas del Devónico Superior y Carbonífero Inferior, siendo el espesor de las pizarras de Vilaller de varios cientos de metros. La base de las pizarras de Vilaller tiene una edad Devónico Inferior-Medio y el techo podría corresponder al Devónico Superior, aunque no se poseen datos paleontológicos que confirmen ésta edad.

2.1.7. Areniscas y pizarras. Areniscas de Auba (13). Devónico Medio

Las Areniscas de Auba (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a) corresponden a la unidad estratigráfica que KLEINSMIEDE (1960) denominó "Areniscas litorales", sin duda haciendo referencia al supuesto medio sedimentario en que se depositaron. Esta unidad corresponde a la parte basal de un conjunto de litologías, agrupadas bajo la denominación de Areniscas de las Bordas (KLEINSMIEDE, 1960).

La extensión de los afloramientos de las Areniscas de Auba es muy limitada, pues se restringen casi exclusivamente a la Hoja de Vielha. Estas areniscas constituyen una sucesión, de aproximadamente 130 m de espesor, formada por alternancias centimétricas y milimétricas de areniscas de grano fino y lutitas. El predominio arenoso se hace más patente en los tramos de la parte inferior. En el pico Montcorbissum, a escasos metros del techo, se ha reconocido un nivel de unos tres metros de espesor de calizas grises y negras muy recrystalizadas.

Este nivel es muy característico y desaparece lateralmente hacia el Norte y hacia el Oeste, pasando lateralmente a las pizarras negras de la Serie de Entecada (12). No se han encontrado restos fósiles en estos materiales.

2.1.8. Calizas blancas y grises. Caliza de Montcorbissum (14). Devónico Medio

En la Hoja de Vielha se ha denominado Caliza de Moncorbissum (GARCÍA SAN-SEGUNDO, 1992a) a un nivel de calizas que aflora en la parte inferior de las Areniscas de las Bordas. En la parte septentrional del Sinclinorio del Valle de Arán, estas calizas han sido denominadas Calizas de Auran, aunque en el mapa geológico no se han diferenciado de la Caliza de

Montcorbissum. Son calizas grises, tableadas que presentan niveles encriníticos y restos de corales. Su espesor es importante, del orden de los 150 m.

En el flanco meridional del Sinclinorio del Valle de Arán esta caliza se encuentra muy bien representada en el pico Montcorbissum, lugar de donde reciben su denominación. Estratigráficamente se sitúan entre las Areniscas de Auba y el resto de la serie siliciclástica de Areniscas de las Bordas. Son unas calizas grises y blancas de unos 30 metros de espesor. En general, son de grano fino, aunque con frecuencia están dolomitizadas.

En el techo de la Caliza de Montcorbissum se ha encontrado un conjunto de fauna de conodontos que según la clasificación realizada por GARCÍA LÓPEZ *et al.*, (1991), está constituida por las siguientes especies: *Ancyrodella binodosa*, *Ancyrodella binodosa*, *Ancyrodella rotundiloba*, *Polygnathus asymmetricus?* y *Polygnathus webbi*. Esta asociación faunística permite atribuir estos niveles al Frasnense más bajo. Estas calizas, hacia el Oeste, desaparecen lateralmente, pasando a las pizarras y calizas de la Serie de Entecada (12).

2.1.9. Cuarcitas, pizarras negras y calizas. Alternancias de Sa Cal (15). Devónico Superior

Esta unidad se encuentra bien representada en todo el flanco sur del Sinclinorio del Valle de Arán. En las Alternancias de Sa Cal se han diferenciado tres tramos, que muro a techo, estos tramos son los siguientes:

- a) Lutitas negras: Unos 15 m de lutitas negras que se sitúan por encima de la Caliza de Montcorbissum. Este tramo, en la cartografía, se ha agrupado con la Serie de Entecada (12).
- b) Cuarcitas (q): Es un nivel de cuarcitas oscuras de 30 m de espesor como máximo que lateralmente desaparecen hacia el Norte y hacia el Este; aunque allí donde afloran constituyen un buen nivel guía.
- c) Cuarcitas y lutitas (15): Consta de aproximadamente 75 m de alternancias métricas y decimétricas de cuarcitas y lutitas negras. Entre las estructuras sedimentarias se pueden encontrar granoclasificaciones, laminaciones paralelas y cruzadas, así como estructuras de carga. Ocasionalmente, se observa la presencia de capas de calizas de grano fino de color gris, cuyo espesor varía entre 10 y 50 cm. Este tramo corresponde al que KLEINSMIEDE (1960) denominó "Areniscas no gradadas".

Esta unidad, en el flanco norte del Sinclinorio del Valle de Arán ya no aflora debido a que, lateralmente, pasa a la unidad suprayacente (Alternancias de Riu Nere). No se ha encontrado fauna que permita atribuir una edad a estas rocas, sin embargo, en la Hoja de Isil, PALAU y SANZ (1989), encontraron fauna de conodontos del Famenense en series comparables a ésta.

2.1.10. Areniscas, pizarras verdosas y calizas. Alternancias de Riu Nere (16). Devónico Superior

Las Alternancias de Riu Nere (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a) constituyen una sucesión siliciclástica a la que KLEINSMIEDE (1960) denominó "Areniscas gradadas". En el flanco sur del Sinclinorio del Valle de Arán, afloran por encima de las Alternancias de Sa Cal, separadas casi siempre de ellas por un nivel de calizas micríticas grises de 0,5 a 2 metros de espesor. En el flanco norte de esta macroestructura, las Alternancias de Riu Nere se apoyan directamente sobre las pizarras y calizas de la unidad 12 (Serie de Entecada).

Las Alternancias de Riu Nere están formadas por capas decimétricas y centimétricas de lutitas verdosas, a veces grises, y areniscas de grano fino. Se reconocen diversas estructuras sedimentarias, entre las que cabe destacar granoclasificaciones, laminaciones paralelas y cruzadas, "ripple marks" y "slumps" de escala centimétrica; estructuras éstas, que indican una sedimentación en un medio inestable.

En lo referente a la edad de estas rocas, se han recogido varias muestras para el estudio de su contenido en conodontos, sin embargo, ninguna de ellas ha aportado restos fósiles que den idea de la edad de estos materiales. En la vecina Hoja de Isil, en rocas parecidas a las alternancias de Sa Cal y de Riu Nere PALAU y SANZ (1989), encontraron fauna de conodontos del Fameniense.

2.1.11. Calizas. Calizas de S. Esteve y Calizas con corales (17). Devónico Medio-Superior

En la Hoja de Vielha, esta unidad aflora en una área muy restringida del extremo SE, y es en la vecina Hoja de Isil, donde se encuentra mejor representada. En la parte alta de esta unidad se reconoce un nivel fosilífero, que corresponde a las Calizas con corales (cc), el cual tiene bastante continuidad lateral hacia el Este, hecho por el cual se ha individualizado en la cartografía. El estudio paleontológico de estos niveles fue realizado por GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991).

Las calizas de San Esteve son blancas, a veces grises y recristalizadas, de aspecto masivo, entre las que se suelen encontrar algunos tallos de crinoideos. Su espesor es de 55 m. En la mitad inferior de estas calizas se han encontrado varias especies de conodontos: *Latericriodus latericrescens latericrescens?*, *Icriodus eslaensis*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Polygnathus rhenanus* y *Polygnathus klapperi*. Esta asociación faunística permite atribuir este tramo al Givetiense superior. En la mitad superior de las Calizas de San Esteve, las especies de conodontos encontradas son: *Polygnathus webbi*, *Polygnathus dubius* y *Polygnathus aff. angustidiscus*.

Se ha denominado Calizas con corales (cc) a un conjunto litológico de más de 40 m de espesor que aflora por encima de las calizas de San Esteve. Las Calizas con corales aparecen constituidas por calizas negras, tableadas, con abundantes niveles ricos en sílice (chert), que llegan a dar lugar a alternancias centimétricas de estos niveles silíceos y de caliza. En las calizas con corales se han reconocido faunas de crinoideos y de corales silicificados (Thamnoporidos) que carecen de valor cronoestratigráfico. Sin embargo, en la mitad superior de este nivel se han encontrado conodontos pertenecientes a las especies: *Polygnathus webbi*, *Ancyrodella sp.*, *Ancyrodella gigas*, *Icriodus symmetricus*, *Icriodus subterminus*, *Polygnathus aff. gracilis*, *Polygnathus asymmetricus*, *Ancyrodella cf. gigas* y *Polygnathus cf. webbi*.

La asociación de conodontos encontrada en las calizas de S. Esteve y en las Calizas con corales, situarían dentro de este último nivel el paso Givetiense superior-Frasniense. Por lo tanto, como se puede observar, los niveles altos de las calizas con corales tienen una edad comparable a algunos términos de las Areniscas de las Bordas. Este hecho se interpreta como debido a un cambio lateral de facies, de forma que las calizas de San Esteve y calizas con corales, pasan a la serie de Entecada y a las Areniscas de las Bordas.

2.1.12. Calizas y pizarras. Calizas de la Tüca (18). Devónico Superior

Las calizas y pizarras de la Tüca constituyen una unidad de unos 220 m de espesor en la que alternan potentes bancos de calizas con niveles lutíticos. El estudio paleontológico fue reali-

zado por GARCÍA LÓPEZ *et al.*, (1991). De muro a techo la descripción de los tramos, así como su contenido faunístico, es el siguiente:

- Calizas grises recristalizadas, de grano fino y con algunos restos de crinoideos. El espesor de este tramo es de 50 m, y en él se ha encontrado fauna de conodontos de las especies: *Ancyrodella rotundiloba?*, *Ancyrodella binodosa*, *Ancyrodella rotundiloba*, *Nothognathella sp.* y *Polygnathus webbi*. Esta fauna corresponde a la Biozona de *P. asymmetricus* inferior y parte baja de *P. asymmetricus* medio de edad Frasnense. El hecho de que aparezcan estas especies del género *Ancyrodella*, por encima de la especie *A. gigas* del tramo anterior (calizas con corales), se interpreta como debido a la existencia de algún cabalgamiento.
- Lutitas negras y monótonas de 40 m de espesor. Este nivel en la cartografía se incluye en la unidad nº 6.
- Calizas negras y grises, entre las que a veces es posible reconocer niveles enriquecidos en chert. Este nivel tiene 40 m de espesor y, en la parte alta, se han recogido ejemplares de conodontos pertenecientes a la especie *Ancyrodella curvata*, de edad Frasnense. Por encima de estas calizas se reconocen 10 m de lutitas y limolitas negras. Sobre las lutitas afloran 60 m de alternancias decimétricas y métricas de calizas micríticas grises o rosadas y lutitas; y por último, a techo de esta unidad, se reconocen 20 m de lutitas negras.

Basándose en la edad de esta unidad, es factible interpretar que las calizas y pizarras de la Tüca pasen lateralmente a las Areniscas de las Bordas.

2.1.13. Calizas grises y blancas (19); calizas griotte (20); pizarras y liditas (21). Devónico Superior-Carbonífero Inferior

En la leyenda del mapa geológico se han representado los niveles 20 y 21 del Carbonífero Inferior, con un nivel de liditas intermedio (ld), debido a que estas unidades han sido diferenciadas al NO de la hoja, en territorio francés. Por esta causa solamente se hará una breve descripción de estos niveles, basada en el trabajo de CLIN, *et al.*, (1989):

Caliza Griotte (20)

Este nivel de calizas, muy típico en el Pirineo y en la Montagne Noire, se encuentra bien representado más al Norte, fuera del ámbito de la Hoja de Vielha. En esta última zona se reconocen unos 100 m de calizas dolomíticas, que fueron datadas como Devónico Superior (BOUQUET y STOPEL, 1975). Al NO de la Hoja de Vielha, en territorio francés (Hoja de Bagnères de Luchon) tienen un espesor de unos 10 o 20 m, por lo que corresponden a un tramo reducido del observado más al Norte. Son calizas nodulosas, normalmente rosadas, que presentan niveles silíceos intercalados de escala centimétrica. En estos tramos se reconocen goniatítidos, ostrácodos y conodontos de edad Devónico Superior.

Liditas (ld)

Las liditas se superponen, de forma concordante, a la Caliza Griotte. Son jaspes oscuros, con acumulaciones de radiolarios y nódulos de fosfato ocasionales. El espesor máximo es de unos 10 m. A veces las liditas aparecen asociadas a mineralizaciones de manganeso, que han sido explotadas en la zona estudiada. La edad de esta unidad fue obtenida a partir de conodon-

tos encontrados en un nivel de caliza, siendo esta de Tournesiense inferior.

Pizarras (21)

Sobre las lilitas se observa un nivel, de espesor decamétrico, de calizas con intercalaciones de argilitas versicolores. Las calizas son de tonos grisáceos, en capas decimétricas o métricas, siendo estas más abundantes hacia la parte inferior de la unidad. Las argilitas alternan con las calizas y son de tonos rojizos o violáceos. La edad de estos niveles es Viseense superior, determinación realizada a partir de conodontos.

Por encima de las argilitas y calizas afloran una serie monótona de pizarras psamíticas, de tonos grises, verdosos o negro. El espesor de estas pizarras es difícil de estimar debido a que se encuentran muy plegadas.

Calizas grises y blancas (19)

En la vertiente española, se reconoce un nivel de calizas marmóreas (19), muy recrystalizadas, por debajo del Carbonífero en facies "Culm", que se ha atribuido al Devónico Superior-Carbonífero Inferior; posiblemente corresponde a los tres niveles antes descritos (20, Id y 21). Este nivel solamente aflora al Sur de la Hoja de Vielha, en Plan d' Estan y sus alrededores. Se trata de calizas, a veces tableadas, a veces masivas, de tonos grises o blanquecinos, entre las que, a menudo, se intercala una capa silíceas, bastante continua, que podría corresponder al nivel de lilitas. En la zona estudiada, este nivel se encuentra muy recrystalizado, debido a que está intensamente afectado por el metamorfismo de contacto de la Granodiorita de la Maladeta. El espesor de estas calizas es difícil de estimar, debido a que se encuentran muy plegadas y fracturadas, y a que rara vez se observa la base de las mismas. Sin embargo, la potencia de estas calizas debe de sobrepasar los 50 m de espesor.

En lo referente a la edad, estas calizas, en la zona que es objeto de estudio, fueron datadas en las proximidades de la Renclusa (Hoja de Benasque) por RIOS (1977), mediante *Clymenia levigata*, obteniendo una edad de Famaniense medio-superior. Sin embargo, la parte superior de este nivel calcáreo llega al Carbonífero pues fueron recogidos en él, conodontos de edad Tournaisiense y Viseense (ADRIECHEN BOOGAERT, en WATERLOT y CHARLET, 1983; BOUQUET y STOPPEL, 1975).

2.1.14. Grauvacas, pizarras negras, conglomerados y calizas. Serie en facies "Culm" (22). Carbonífero Inferior

Por encima de las calizas de la unidad anterior se sitúa el Carbonífero en facies "Culm". El reconocimiento de esta serie, así como su atribución al Carbonífero, comenzó con DURONCHER (1844) y CARALP (1888); posteriormente WATERLOT (1969) realizó un estudio estratigráfico de estas rocas.

El "Culm" corresponde a una serie siliciclástica constituida por alternancias decimétricas de areniscas feldespáticas y lutitas negras, entre las que, ocasionalmente, se intercalan niveles de conglomerados. El espesor de la serie "Culm" es difícil de calcular debido a que se encuentra muy plegada; en cualquier caso este debe de ser superior a los 700 m. Frecuentemente, los conglomerados están constituidos por brechas envueltas en una matriz microconglomerática. A pesar del carácter siliciclástico de esta serie, se suelen encontrar capas de calizas bastante continuas con un espesor inferior a los 2 o 3 m. Por su distribución

caótica y por el contexto sedimentario sugieren un depósito de tipo “debris flow”, ligado a zonas proximales de abanicos submarinos o a zonas de pie de talud. En lo referente a las paleocorrientes, en la parte alta de la serie, tienen un sentido de Oeste a Este y hacia el centro del Sinclinorio de Plan d' Estan. En la parte meridional de dicho sinclinorio los aportes provenían del Sur y en la mitad septentrional del Norte (WATERLOT, 1969).

En lo referente a la edad del “Culm” WATERLOT (1969) la atribuyó al Namuriense, basándose en goniatítidos pertenecientes a la especie *Proshumardites karpisnkyi* Rauser-Tschernoussova y al Westfaliense por restos vegetales. DALLONI (1910, 1913) y ARCHE (1971) también consideran que estos materiales llegan hasta el Westfaliense, basándose en datos paleobotánicos pertenecientes a la parte alta de esta sucesión.

2.2. CUATERNARIO

2.2.1. Bloques y cantos angulosos. Tillitas glaciares y morrenas (23). Pleistoceno Superior

Esta unidad se localiza de manera dispersa en las zonas topográficamente elevadas de los valles del Ésera y Garona.

Corresponde fundamentalmente a morrenas de fondo y en ocasiones a cordones morrénicos frontales y laterales desarrollados durante la última glaciación pirenaica.

Está compuesta por bloques de tamaño métrico y cantos angulosos de granito, esquistos, pizarras, cuarcita y en ocasiones calizas, con una escasa matriz limo-arenosa. El espectro litológico está ligado al de los circos glaciares donde proceden estos materiales.

Según BORDONAU *et al.*, (1992) la edad de estos depósitos sería correspondiente al Wurm, esto es, Pleistoceno Superior (13.000-45.000 años BP).

2.2.2. Cantos y gravas en matriz limo-arcillosa. Coluviones de bloques y derrubios ordenados (24). Cantos y gravas subangulosas, arenas y arcillas. Conos de deyección (27). Holoceno

Estas formaciones superficiales se distribuyen de manera irregular por las zonas medias y bajas de los valles del Ésera, Garona y afluentes.

Los coluviones, de espesores entre 1 y 10 m, están formados por bloques de hasta 3-4 m de diámetro y gravas heterométricas subangulosas en una matriz limo-arcillosa generalmente de tonos grises. Los cantos son heterolíticos: pizarras, esquistos, cuarcitas, calizas, etc. En ocasiones se observa cierta ordenación en los tamaños de grano, dando lugar a depósitos de tipo “greze-litee” con espesores variables de hasta 8 m, desarrollados bajo condiciones periglaciares.

Los conos de deyección, particularmente abundantes y extensos en el Valle del Garona y de sus afluentes Río Joeu y Nere, presentan una litología similar, estando los cantos mas redondeados por lo general.

Se les atribuye una edad Holoceno.

2.2.3. Cantos y gravas angulosos. Canchales y conos de avalancha (25). Holoceno

Se sitúan en cotas elevadas de todos los macizos montañosos de las Hojas de Vielha-Cañeján.

Se trata de cantos y gravas angulosos, y en ocasiones algunos bloques, de litologías diversas: granitos, pizarras, esquistos, calizas y cuarcitas por lo general, sin ordenación interna aparente salvo un mayor porcentaje de los tamaños gruesos en las partes inferiores de los depósitos. Su espesor puede superar los 20 m, como ocurre en el cono de avalancha de la Pasada de Guarbes en el río Varradós.

Se generan por gelifracción de los afloramientos rocosos de circos, crestas glaciares, etc., y posterior acumulación por procesos gravitacionales. También se han cartografiado como canchales ciertos depósitos morrénicos afectados por procesos de la misma génesis que degradan sus características morfológicas originales.

Se les atribuye una edad Holoceno.

2.2.4. Cantos, gravas y arenas. Depositos lacustres (26). Holoceno

Se atribuyen a esta unidad cartográfica los depósitos asociados a ibones y pequeñas lagunas de génesis glaciar. Estas suelen tener como cierre bien una morrena más o menos degradada, bien un umbral rocoso, constituyendo entonces pequeñas cubetas de sobreexcavación.

Están formadas por cantos, gravas y arenas de composición litológica similar al del resto de los depósitos glaciares y periglaciares.

Su edad es Holoceno.

2.2.5. Gravas subredondeadas, arenas y limos. Aluviales (28). Holoceno

Esta unidad se circunscribe a los depósitos aluviales del río Garona, así como a los depósitos fluvio-torrenciales que colmatan algunas depresiones de sobreexcavación en el valle del Ésera, en la zona del Hospital de Benasque.

Litológicamente corresponden a gravas polimícticas generalmente redondeadas ó subredondeadas con una matriz de arenas y limos.

Su edad es Holoceno.

2.2.6. Bloques y cantos angulosos. Morrenas de la pequeña edad de hielo y glaciares rocosos (29). Pleistoceno Superior-Holoceno

Esta unidad se localiza en los fondos de los circos glaciares más elevados, generalmente con exposiciones hacia el Norte y NE, aunque en las partes somitales de los valles del Ésera, Remuñe, Literola y Estós también presenta exposiciones hacia el Sur.

La composición litológica de estos depósitos es similar a la de la unidad 17, preservándose mejor la morfología. Corresponden a morrenas recientes de la Pequeña Edad de Hielo (siglos XVII-XIX), evidentes sobre todo en el Helero actual del Perdiguero, así como a glaciares rocosos (por ejemplo el del puerto de Benasque) cuyo funcionamiento se inicia entre los 10.000-11.000 años BP (BORDONAU *et al.*, 1992) y se prolonga casi hasta la actualidad.

2.2.7. Hielo y cantos angulosos. Glaciares actuales (30). Holoceno

Corresponde al glaciar activo de Literola, situado en la ladera SO del Pico de Maupas. En realidad, constituye un helero de unas 10 hectáreas de extensión y en franco retroceso en la actualidad.

Su espesor es muy reducido, dado el desequilibrio de la relación precipitaciones nivales/ablación en favor de la segunda.

La zona de cabecera del glaciar se encuentra tapizada por una película de cantos desprendidos por gelifración de las paredes del circo donde se localiza.

Su edad es Holoceno.

2.2.8. Arcillas grises con gravas angulosas. Coladas de solifluxion (31). Holoceno

El único afloramiento observado se localiza en el pueblo de Arrés, en el valle de Arán.

El depósito lo constituyen arcillas grises oscuras que incluyen, en un porcentaje que no supera el 20%, a cantos de pizarras y/o esquistos angulosos de tamaño entre 0,5-4cm, organizados de manera que su diámetro máximo se dispone paralelamente a la pendiente de la ladera. El espesor visible es del orden de 1 m.

Morfológicamente presenta una forma linguoide con una longitud de 1,5 km y una anchura de unos 300 m de media.

Se le atribuye una edad holocena muy reciente, dado que el proceso es funcional en la actualidad.

2.2.9. Cuaternario de la vertiente francesa. Depósitos fluviales (32); depósitos de ladera (33) y depósitos glaciares (34). Pleistoceno Superior-Holoceno

En la vertiente francesa se han agrupado los depósitos cuaternarios según su origen a partir de la cartografía geológica de CLIN *et al.* (1986). Dada la acción de los glaciares en la última gran glaciación del Pleistoceno Superior, la edad de estos materiales será del Pleistoceno Superior y Holoceno.

3. TECTÓNICA

Las rocas paleozoicas de las Hojas de Canejan y Vielha presentan una deformación principalmente hercínica; observándose, además, algunas estructuras alpinas de importancia. En rocas anteriores al Ordovícico Superior es posible observar una cierta deformación, consistente en el basculamiento de estas rocas (GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; BROK, 1989) que es anterior a la deformación hercínica. Las estructuras hercínicas tienen un desarrollo desigual en el área estudiada, de forma que es posible reconocer dos dominios estructurales.

El primero de estos dominios corresponde al Domo del Garona (Fig. 1, pág. 10), situado en la Hoja de Canejan y en el cuadrante noreste de la Hoja de Vielha. Aparece formado por rocas presilúricas, a menudo con metamorfismo de grado medio o alto, que se caracterizan por el

desarrollo de una esquistosidad o un clivaje generalmente en posición subhorizontal, que es allí la foliación dominante, y está deformado por pliegues derechos poco apretados. En el extremo SO de la Hoja de Vielha, aflora un pequeño sector del Macizo de Lys-Caillaouas, que también podría ser incluido en este mismo dominio estructural.

El segundo dominio corresponde al resto de la Hoja de Vielha, en él que afloran principalmente rocas postsilúricas, afectadas por metamorfismo, que suele ser de grado muy bajo, y deformadas por pliegues derechos. Estas estructuras van acompañadas por un clivaje subvertical, que es la foliación principal en este dominio.

Estos dominios ya fueron observados por diversos autores (ZWART, 1963 b, 1979; KLEINS-MIEDE, 1960; entre otros), quienes los denominaron "infraestructura" y "supraestructura" respectivamente. Recientemente GARCÍA SANSEGUNDO (1990, 1992a y b) realizó un estudio de estos dominios caracterizando y correlacionando sus estructuras.

En cuanto a las estructuras alpinas se refiere, se encuentran bien desarrolladas en los alrededores del Anticlinal Central, por cuyo flanco septentrional pasa el Cabalgamiento de Gavarnie, que es una importante estructura alpina. Asociados a este cabalgamiento es posible reconocer pliegues suaves y una foliación grosera de desarrollo irregular.

Teniendo en cuenta las características generales de las hojas, se realizará la descripción de la estructura hercínica teniendo en cuenta la existencia de los dominios antes citados. En cuanto a las estructuras alpinas se describirán aparte. Para referirse a las estructuras en un sentido temporal se han agrupado estas en fases de deformación, las cuales han sido correlacionadas entre unos dominios estructurales y otros. Por ello, para realizar la descripción de la estructura en las Hojas de Canejan y Vielha, se hará referencia a estas fases de deformación siguiendo el modelo propuesto por GARCÍA SANSEGUNDO (1992a).

3.1. LA ESTRUCTURA DEL DOMO DEL GARONA

El Domo del Garona corresponde al primer dominio estructural caracterizado por encontrarse las estructuras hercínicas principales acostadas, así como por presentar un metamorfismo hercínico que llega a ser de alto grado. En este dominio se han distinguido, una serie de estructuras, que han sido agrupadas en varias generaciones de deformación que son las siguientes:

3.1.1. Estructuras de primera generación (D1)

Dan lugar a un clivaje primario, de extensión regional, observable principalmente en lámina delgada, no habiendo sido posible reconocer pliegues asociados a él. Se han estudiado algunas láminas delgadas en las que es conocida la polaridad de la serie y se observan las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_1). En todas ellas la vergencia deducida para estas estructuras es hacia el Sur.

En niveles pizarrosos, este clivaje viene definido por pequeños filosilicatos que se desarrollan en unas condiciones de metamorfismo regional de bajo grado. Esta foliación se puede clasificar como un "slaty cleavage" bien desarrollado. En niveles arenosos, habitualmente este clivaje no es visible dado que la superposición de la segunda foliación da lugar a texturas equigranulares.

3.1.2. Estructuras de segunda generación (D2)

Corresponden a pliegues acostados, con bajo ángulo entre flancos, de dirección Este-Oeste y vergencia norte, a los que va asociado un clivaje o una esquistosidad de crenulación (S_2) que es la mejor desarrollada en el Domo del Garona.

En la Hoja de Vielha es difícil observar estructuras mayores de esta generación, debido al importante metamorfismo existente en la zona. Sin embargo, es posible reconocer algunos pliegues de segunda generación en el extremo NE de la hoja, si bien son pliegues que fueron hallados en la vecina Hoja de Isil, y prolongados hacia el Oeste, hasta la Hoja de Vielha. La vergencia norte de estas estructuras queda confirmada en numerosos puntos de la vecina Hoja de Isil, donde son conocidas la polaridad de la serie y las relaciones entre la estratificación y la foliación (S_2). Los pliegues de esta generación, dentro del ámbito de las hojas estudiadas, son del tipo C4 según la clasificación de Hudleston, y del tipo 1C de Ramsay.

La foliación S_2 es paralela al plano axial de los pliegues. En la zona comprendida por las Hojas de Canejan y Vielha, esta foliación suele aparecer definida por la orientación dimensional preferente de cristales de biotita y cuarzo. Otros minerales de más alto grado, originados durante el metamorfismo, como por ejemplo andalucita, cordierita, estaurilita o sillimanita crecen con posterioridad al desarrollo de la foliación principal. Cuando la foliación principal se observa en zonas de metamorfismo de bajo o muy bajo grado corresponde a un clivaje de crenulación que se desarrolla bien en niveles pelíticos pudiendo llegar en algunos casos a dar lugar a un "tectonic banding" incipiente. Los cristales de biotita suelen tener un tamaño que varía entre 0,3 y 0,5 mm, y los de cuarzo normalmente dan lugar a texturas equigranulares, donde se observa escasa deformación debido a la importante recristalización sufrida. En zonas donde el metamorfismo es de grado medio y alto, la foliación S_2 puede ser clasificada como una esquistosidad, ya que normalmente en muestra de mano son evidentes los elementos que la definen. En los casos en que se aprecia la existencia del clivaje anterior, la foliación dominante puede ser clasificada como una esquistosidad de crenulación, en la cual se observan unos microlitos ricos en cuarzo, con un grosor entre 100 y 200 micras, donde se preserva la fábrica previa.

Los minerales que se han formado en unas condiciones de metamorfismo de grado medio, a menudo muestran evidencias de haberse desarrollado contemporáneamente con la esquistosidad dominante (S_2). Aunque, el clímax metamórfico es posterior a la deformación principal, ya que existen crecimientos posttectónicos de varios minerales, sobre todo de los de más alto grado. En el Domo del Garona, es característico observar la rotación de cristales de estaurilita, andalucita y cordierita. Esta rotación fue interpretada por ZWART (1963a, 1979), como debida a una deformación posterior a la principal.

3.1.3. Estructuras de plegamiento

En el Domo del Garona, la foliación regional (S_2), aparece generalmente deformada por dos sistemas de pliegues derechos y laxos con direcciones oblicuas entre sí. En el mapa geológico, las lineaciones y clivajes asociados a estos dos sistemas de pliegues han sido representados conjuntamente mediante los símbolos L_t y S_t respectivamente. La descripción de estas estructuras es la siguiente:

- Por una parte se distingue un sistema de pliegues derechos (P_{NO-SE}) que tiene dirección entre N-150-E y N-170-E. A él va asociada una crenulación muy bien desarrollada (L_{NO-SE})

según la secuencia de deformación propuesta por GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a).

- El otro sistema (P_4) está caracterizado por presentar pliegues derechos y laxos con direcciones que varían entre E-O y N-100-E. En la cartografía son las estructuras más evidentes, pues configuran la estructura actual del Domo del Garona. Estas estructuras van acompañadas de una crenulación muy penetrativa y generalizada en todo el dominio (L_4 , según la secuencia de deformación propuesta por GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a).

A partir de diversos criterios estructurales y a sus relaciones con el metamorfismo los pliegues del sistema P_{NO-SE} son anteriores a los del sistema P_4 .

3.2. LA ESTRUCTURA DEL SINCLINORIO DEL VALLE DE ARÁN, ANTICLINAL CENTRAL Y SINCLINORIO DE PLAN D'ESTAN

El resto del área de las Hojas de Canejan y Vielha, que no pertenece al Domo del Garona, corresponde al segundo dominio estructural hercínico. Este dominio estructural se caracteriza por presentar estructuras en posición subvertical, en unas condiciones de metamorfismo, que normalmente son de bajo grado. De Norte a Sur este dominio está constituido por las siguientes macroestructuras: Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan. Cuando son observadas en el territorio español, estas tres macroestructuras, presentan unas características comunes; consistentes en el desarrollo de pliegues derechos, formados generalmente en unas condiciones de metamorfismo de bajo grado. Sin embargo, en territorio francés, el Anticlinal Central ocupa mucha mayor extensión que en la española y presenta una serie de estructuras acostadas que, como se verá posteriormente, recuerdan a las observables en el Domo del Garona.

Para la descripción de las estructuras de este dominio, dentro del territorio español de la Hoja de Vielha, al igual que en el dominio anterior se seguirá la secuencia de deformación propuesta por (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992a). Dentro de este segundo dominio se pueden distinguir dos etapas de deformación generalizadas, que al correlacionarlas con las observadas en el Domo del Garona, corresponden a las estructuras de segunda y tercera generación allí observadas. Las estructuras de primera generación, presentes en el Domo del Garona, no han sido observadas en este dominio.

3.2.1. Estructuras de segunda generación (D_2)

Son las primeras estructuras reconocibles en este dominio. Corresponden a pliegues con dirección aproximada E-O y vergentes al Norte que ocasionalmente han sido observados o deducidos a partir del análisis de las microestructuras. A ellos va asociado un clivaje primario (S_2), bien desarrollado y generalizado en casi toda el área.

Por lo general, es difícil reconocer pliegues de esta fase de deformación, aunque, en muchos casos se han deducido a partir de las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_2), cuando es conocida la polaridad de la serie. Dentro del ámbito de la Hoja de Vielha, es posible identificar pliegues de segunda generación, a escala cartográfica, en la zona del Bosque de la Cauba (al SE de la Hoja de Vielha, entre La Piusa y Vila). Asimismo, por la pista que conduce al Santet de Cassau, se puede deducir la existencia de un pliegue de escala hectométrica atribuible a esta generación de estructuras. El resto de pliegues de segunda fase, observados en la Hoja de Vielha, son de pequeñas dimensiones.

El clivaje (S_2) corresponde a un clivaje primario, paralelo al plano axial de los pliegues de segunda generación. En lámina delgada de rocas lútficas, el clivaje está definido por la orientación dimensional preferente de pequeños cristales de moscovita, clorita y cuarzo. Es un clivaje bastante homogéneo, donde los microlitos tienen un espesor de aproximadamente 10 micras, que casi siempre puede ser clasificado como un clivaje pizarroso. A menudo esta foliación está muy poco desarrollada. Por lo que respecta a las areniscas, el clivaje S_2 se observa mal o incluso no llega a desarrollarse.

3.2.2. Estructuras de tercera generación (D3)

En este dominio las estructuras de tercera fase son las más evidentes, y corresponden a la generación dominante, siendo las responsables de la actual configuración del mapa geológico. Entre las macroestructuras más importantes de esta generación se encuentran el Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan. A menor escala es posible observar un importante desarrollo de pliegues de esta fase, en la zona existente entre el pico Montcorbissum y la Piusa (ver mapa geológico y Fig. 2).

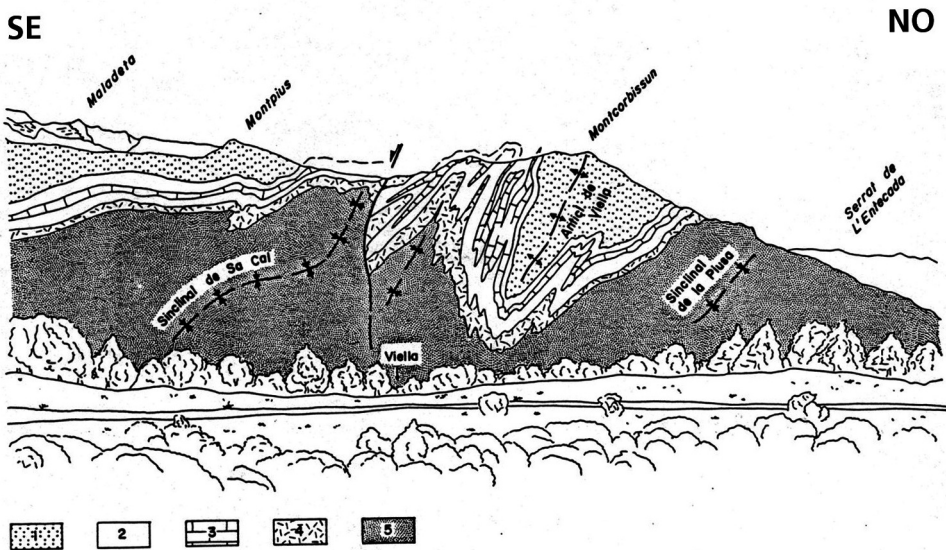


Fig. 2.- Vista panorámica desde Sanela (NE de Vielha) de la parte occidental del flanco sur del sinclinorio del Valle de Arán, donde se observa un buen desarrollo de pliegues derechos de tercera generación. Debido al mayor buzamiento de los ejes de estos pliegues que la topografía, los sinclinales aparecen como anticlinales y viceversa. Leyenda: 1/ Areniscas de Auba; 2/ Pizarras; 3/ Caliza de Montcorbissum; 4/ Cuarzitas; 5/ Cuarzitas y pizarras de Sa Cal.

Las estructuras de esta generación se caracterizan por el desarrollo de pliegues derechos a todas las escalas, con dirección que varía entre N-110-E y E-O. El plano axial, en general, está bastante verticalizado aunque a veces aparece deformado por pliegues más tardíos. En el

Sinclinorio del Valle de Arán, los ejes de los pliegues, suelen encontrarse inclinados al este entre 30° y 50°. Otras veces se encuentran horizontales, marcándose este cambio de inclinación de estos ejes por una línea de dirección N-S, posiblemente como respuesta a alguna estructura que se encuentra en profundidad y que es la responsable de este cambio de posición de los ejes (L_3). En el Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan, los ejes de los pliegues están en posición subhorizontal. Según la clasificación de Hudleston estos pliegues tienen formas de los tipos C, D, y E, siendo las de tipo D las más frecuentes. En cuanto a las amplitudes, casi siempre se encuentran entre 3 y 4. Con estos pliegues es difícil realizar la clasificación según el método de Ramsay, sin embargo, por el aspecto de las capas plegadas, se puede decir que la mayoría son de tipo 1C. Ocasionalmente, y cuando estas estructuras afectan a calizas, los pliegues de tercera generación pueden ser isoclinales.

A los pliegues de fase 3 se asocia un clivaje de crenulación de plano axial (S_3), que es la foliación mejor desarrollada en todo el dominio y tiene un desarrollo de ámbito regional. En la mayor parte de los casos es el resultado del microplegamiento de la fábrica anterior (S_2). En general, corresponde a un clivaje de crenulación bastante discontinuo, marcado por unos dominios donde se acumulan abundantes minerales opacos. Por lo general, los microlitos tienen un grosor de unas 50 micras, aunque estas dimensiones varían normalmente entre 30 y 70 micras. Los microlitos aparecen enriquecidos en filosilicatos y cuarzo, donde se reconoce bien la fábrica previa. Esta foliación, en ocasiones, aparece únicamente como una suave crenulación del clivaje primario (S_2), sin embargo, otras veces constituye una fábrica muy penetrativa, en la que se reconocen unos dominios muy continuos con gran acumulación de moscovitas y cloritas, separados por zonas enriquecidas en cuarzo, lo que da lugar a un "tectonic banding" incipiente. En rocas areniscosas, se observa una importante cristalización de pequeños filosilicatos, orientados en la dirección del clivaje de crenulación (S_3), pudiéndose observar en ocasiones, en algunos de estos filosilicatos, crecimientos de cuarzo dando lugar a barbas de mica. Cuando el clivaje primario de este dominio (S_2) no se desarrolla, la foliación dominante (S_3) resulta ser un clivaje primario. En estos casos, esta foliación viene definida por unos dominios ricos en minerales opacos, que separan unos microlitos donde la mayoría de los elementos (clorita, moscovita y cuarzo) están desorientados. En estos casos, la foliación dominante se puede clasificar como un clivaje grosero o como un clivaje pizarroso grosero.

3.3. DESPEGUE EN LAS PIZARRAS SILÚRICAS. RELACIÓN ENTRE DOMINIOS ESTRUCTURALES

Las estructuras que se observan en los materiales silúricos que afloran entre el primer dominio (Domo del Garona) y el resto de la Hoja de Vielha, que corresponden al segundo dominio, conforman el límite entre ambos dominios estructurales. La existencia de un nivel de despegue en las ampelitas del Silúrico, que relaciona las diferencias estructurales entre ambos dominios fue puesta de manifiesto por MATTE (1969), MATTE y XU ZHI, (1988), GARCÍA SANSEGUNDO (1990, 1992a). Las estructuras observadas en este nivel son las siguientes:

- Por una parte se observa una foliación subhorizontal (S_2), localizada principalmente en la parte baja de las ampelitas silúricas.
- En segundo lugar, se observan unos cabalgamientos, desarrollados sobre un nivel de despegue, convergentes hacia la base, que deforman a la foliación antes mencionada (S_2). También es posible reconocer pliegues vergentes al Sur de dirección E-O relacionados con estos cabalgamientos (Fig. 3). Estas estructuras aparecen principalmente hacia la base de las ampelitas.

- Por último, se observan pliegues derechos de dirección E-O y un clivaje subvertical (S_3) asociado a ellos, localizados principalmente en la parte alta de las ampelitas silúricas, en las proximidades de las rocas devónicas.

Dentro de este nivel estructural y basándose en criterios de superposición de estructuras, las primeras reconocibles corresponden a la foliación subhorizontal S_2 , la cual se ve afectada por los cabalgamientos convergentes hacia la base. Posiblemente, hacia arriba, los cabalgamientos dan lugar a pliegues derechos, a los que se asocia el clivaje (S_3). Debido a la relación existente entre estos cabalgamientos asociados al nivel de despegue y los pliegues de tercera generación del Sinclinorio del Valle de Arán, en este trabajo, se consideran a todas estas estructuras del límite entre los dos dominios, como pertenecientes a la tercera generación.

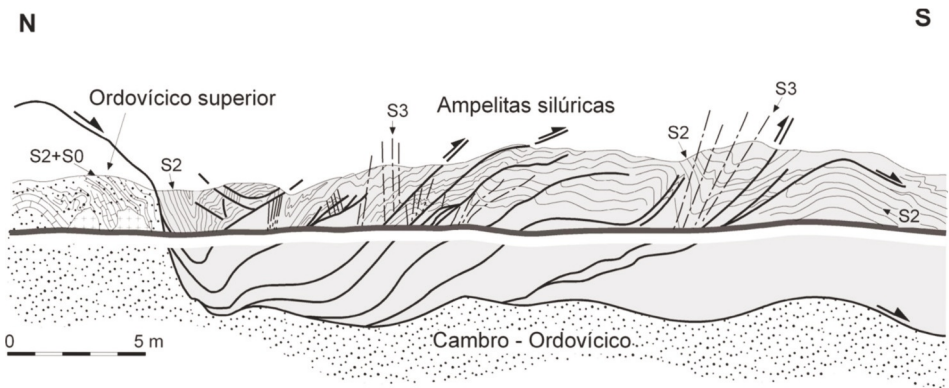


Fig. 3. Diversos aspectos de campo de los cabalgamientos desarrollados en la base de las ampelitas del Silúrico al oeste de Arres. Obsérvese que algunos de los pliegues derechos relacionados con los cabalgamientos llevan asociado un clivaje subvertical (S_3).

3.4. CABALGAMIENTOS HERCÍNICOS

Dentro de la Hoja de Vielha, a parte de los cabalgamientos observados en relación con el despegue de las ampelitas del Silúrico, en el dominio correspondiente al Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan, se han observado en unos casos, o deducido en otros la existencia de cabalgamientos. Estos cabalgamientos en unos casos son previos a los pliegues de la deformación principal y en otros son posteriores a ella.

En la parte suroriental de la Hoja de Vielha, se realizó un muestreo para el estudio de conodontos (GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1991). Los datos obtenidos en este estudio paleontológico y estratigráfico, muestran que, en una sucesión aparentemente normal, las Calizas de la Tüca afloran por debajo de las Areniscas de Auba, que sin embargo, son más antiguas. Por lo tanto existe una superposición estratigráfica y faunística anómala, lo que puede ser interpretado como debido a la existencia de cabalgamientos.

El trazado de estos supuestos cabalgamientos aparece plegado, tal y como se observa en la cartografía. Posiblemente las estructuras que deforman a estos cabalgamientos son de tercera generación. Sin embargo, no parece claro que los pliegues que afectan a este contacto anómalo sean de la generación principal, ya que debido a la proximidad de la Granodiorita de Arties (situada más al Este) no es posible conocer las relaciones entre estas estructuras y el clivaje (S_3). Existe la posibilidad de que estos pliegues sean tardíos, relacionados con la intrusión granítica. En este caso, los cabalgamientos serían tardíos respecto a las estructuras hercínicas principales.

Un caso parecido se observa más al Este, al Sur de Artiga de Lin, donde las ampelitas del Silúrico cabalgan las calizas del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, en este caso el cabalgamiento también se encontraría plegado. Este cabalgamiento tiene gran continuidad hacia el Oeste y se ha denominado Cabalgamiento de Puerto de la Picada-Vallarties (GARCÍA SAN-SEGUNDO, 1992a) o Falla de Gistain-Ésera (CLIN, 1964). En contraste con el caso antes mencionado, el Cabalgamiento de Puerto de la Picada-Vallarties, parece ser posterior a la formación del Anticlinal Central (estructura de tercera generación), dado que es oblicuo a ella. Por otra parte, este cabalgamiento tiene un trazado rectilíneo, por lo que podría tratarse de una estructura hercínica rejugada posteriormente, durante la deformación alpina. Aunque como salvedad a esto último, conviene indicar que al Este, en la Hoja de Isil, el cabalgamiento está deformado por pliegues laxos de plano axial subhorizontal, seguramente alpinos. En conclusión, parece que el Cabalgamiento de Puerto de la Picada-Vallarties, es una estructura de larga historia, dado que parece haber rejugado en varias ocasiones a lo largo de las deformaciones hercínica y alpina.

3.5. LA ESTRUCTURA DE MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS

La parte del Macizo de Lys-Caillaouas que entra dentro de la Hoja de Vielha es muy pequeña, pues corresponde únicamente a una zona situada en el extremo SO de la hoja; el resto del macizo se sitúa dentro del territorio francés. Es por este motivo que solamente se realizará una breve descripción de la estructura de este sector.

En líneas generales, se puede decir que la estructura del Macizo de Lys-Caillaouas es comparable a la observada en el Domo del Garona. Las rocas de la serie cambro-ordovícica que afloran en este macizo, se encuentran afectadas por una foliación (S_2), normalmente subhorizontal, que corresponde a la foliación principal del Domo del Garona. Esta foliación S_2 , del Macizo de Lys-Caillaouas, al igual que en el Domo del Garona, es la dominante, y se asocia a estructuras que suelen tener vergencia Norte (CLIN *et al.*, 1989 y KRIEGSMAN *et al.*, 1989). El desarrollo del metamorfismo, que llega a ser de alto grado, es posterior a esta deformación. Las estructuras más espectaculares de esta generación de pliegues, casi todas quedan dentro del territorio francés, aunque cabe hacer mención del Sinclinal de Calarabide, de escala kilométrica, situado al SO de la hoja. Deformaciones hercínicas anteriores a la foliación dominante del Macizo de Lys-Caillaouas, no han sido encontradas, ni descritas por otros autores.

Al igual que en el Domo de Bossost, posteriormente a la deformación principal se produce la rotación de algunos minerales del metamorfismo, según un eje E-O. Asimismo, tiene lugar la formación de una foliación local, subhorizontal, que deforma a la S_2 . Algunos autores consideran esta deformación es simultánea con el desarrollo del metamorfismo.

Por último, en el Macizo de Lys-Caillaouas, tiene lugar la formación de pliegues derechos de dirección E-O (P_4), correlacionables con los de cuarta generación del Domo del Garona. Estos pliegues postdatan el metamorfismo.

El paso de las estructuras acostadas del Macizo de Lys-Caillaouas a los pliegues derechos del Anticlinal Central, no puede ser observado dentro del ámbito de la hoja. Es posible que, a diferencia del Domo del Garona, este paso no se produzca a partir de un nivel de despegue, sino que sea gradual, tal y como fue sugerido por SEGURET y PROUST (1968), para el Macizo de Aston, situado más al Este de la Hoja de Vielha (Fig. 1, pág. 10).

3.6. ESTRUCTURAS ALPINAS

Entre las muchas fallas que se observan dentro de las Hojas de Canejan y Vielha, la que bordea el flanco norte del Anticlinal Central es la única que se puede probar que tiene una edad alpina, ya que se trata del Cabalgamiento de Gavarnie. Este cabalgamiento, hacia sectores más occidentales puede ser cartografiado hasta la región de Gavarnie, donde afecta conjuntamente a rocas paleozoicas y mesozoicas. Siguiendo el Cabalgamiento de Gavarnie hacia el Oeste, se observa que siempre se sitúa en las ampelitas silúricas del flanco norte del Anticlinal Central, o del Macizo de Lys-Caillaouas. En la Hoja de Vielha, este cabalgamiento cambia de nivel de despegue y corta las estructuras hercínicas previas. Hacia el Este, en la Hoja de Isil, el Cabalgamiento de Gavarnie afecta a pizarras de Permo-Triásico, situadas en el bloque inferior.

Dentro del ámbito de la zona de estudio, el Cabalgamiento de Gavarnie tiene una dirección aproximadamente E-O y se encuentra en posición subvertical. En la zona del Montpius, la Caliza Basal, que aflora en el bloque superior, se encuentra afectada por pliegues relacionados con este cabalgamiento. Se trata de pliegues muy apretados, con flancos muy estirados que llegan a desaparecer. Estos pliegues deforman o reaplastan el clivaje S_3 . Otras estructuras que se podrían relacionar con el Cabalgamiento de Gavarnie son los pliegues de plano axial subhorizontal que parecen llevar asociado un clivaje de crenulación poco penetrativo, subhorizontal (S_a). Esta foliación está muy espaciada y afecta al clivaje principal S_3 . Cuando la foliación S_a afecta a niveles de cuarzo, se observa la importante actuación de mecanismos de disolución por presión con gran acumulación de materiales opacos. En el caso de rocas pizarrosas, únicamente se observa el plegamiento de los clivajes anteriormente descritos, pero sin llegar a formar nuevos planos de foliación.

3.7. FALLAS

A parte de los cabalgamientos hasta ahora descritos, dentro del ámbito de las hojas se reconocen otras fracturas. Algunas de estas fallas son importantes; seguramente la más significativa de ellas es la denominada Falla de Bossost. Esta fractura se sitúa al Norte de la Hoja de Vielha, por cuya parte oriental limita el borde Sur del Domo del Garona. Su dirección es N-100-E, hunde el bloque meridional y está en posición subvertical. La edad de esta falla podría ser alpina, dado que corta las últimas estructuras hercínicas observables, así como las isogras del metamorfismo.

Más al Norte, entre las Hojas de Canejan y Vielha se reconocen otras fallas, también de dirección N-100-E y plano de falla subvertical. Estas fallas pueden considerarse de la misma familia que la Falla de Bossost, aunque como salvedad conviene indicar que en la Hoja de Isil, algunas de estas fracturas están deformadas por pliegues hercínicos tardíos (ALONSO, 1979;

GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989).

3.8. SECUENCIA DE DEFORMACIÓN

Una vez descritas las estructuras observadas en las Hojas de Canejan y Vielha, debido a la complejidad tectónica, sería conveniente intentar realizar una correlación de las estructuras de unos dominios con otros, aunque de alguna forma ya se ha ido haciendo a lo largo de la exposición de este capítulo. Para ello se ha tomado como base la proposición de GARCÍA SANSEGUNDO (1992a), teniéndose en cuenta que esta secuencia de deformación es una proposición y que con el estudio de nuevas áreas puede ser modificada.

- Estructuras D1. Corresponden a las primeras estructuras reconocibles y se presentan únicamente en el Domo del Garona. Se trata de un clivaje primario (S_1) observable principalmente en lámina delgada que debe asociarse a pliegues vergentes al Sur (de acuerdo con las relaciones entre S_0 - S_1 y polaridad de la serie) de escala plurikilométrica. Estos pliegues nunca han sido reconocidos en las hojas.
- Estructuras D2. Las estructuras de este episodio de deformación, están desarrolladas de manera desigual en la zona estudiada. Se trata de pliegues vergentes al Norte. En el Domo del Garona y Macizo de Lys-Caillaouas son pliegues acostados de todas las escalas (desde kilométricas hasta microscópicas). A ellos se asocia la foliación dominante de este dominio, que es una esquistosidad o un clivaje de crenulación (S_2). En el otro dominio, corresponde a pliegues asimétricos cuyo tamaño varía entre escala métrica y hectométrica. Se trata de las primeras estructuras y a ellas se asocia asimismo una foliación primaria (denominada S_2 por correlación con el Domo del Garona).
- Estructuras D3. Dentro de esta generación se han incluido diversas estructuras reconocidas en toda la zona estudiada. En el dominio correspondiente al Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d' Estan, se considera que todos los pliegues derechos con dirección E-O que corresponden a las estructuras principales pertenecen a esta generación. A ellos se asocia la foliación dominante en este dominio que es un clivaje de crenulación (S_3).

En el Domo del Garona, con posterioridad a las estructuras de segunda generación (D2), no se observa la existencia de un desarrollo de pliegues tan importante como en el otro dominio. Así, el diferente acortamiento que supone con respecto a los pliegues derechos que se sitúan por encima, debe compensarse con superficies de despegue. Por lo tanto, el despegue observado dentro de las ampelitas del Silúrico, que circundan el Domo del Garona se ha atribuido a esta tercera generación de estructuras. En él se observan cabalgamientos convergentes hacia la base, que hacia arriba pasan a los pliegues dominantes del Sinclinorio del Valle de Arán.

Los cabalgamientos que resultan de la interpretación de superposiciones estratigráficas y faunísticas anómalas en la sucesión devónica del Valle de Arán, pueden estar relacionados con los despegues de las ampelitas silúricas. Por lo tanto, estos cabalgamientos pueden considerarse estructuras D3, aunque están deformados por los pliegues principales, también considerados de tercera generación.

- Estructuras D4. Se consideran de esta generación los pliegues derechos, abiertos, de dirección E-O, y de todas las escalas, que configuran la actual forma del Domo del Garona (P_4),

a los que se asocia una crenulación (L_4). Estas estructuras deforman los despegues del Silúrico (D3), incluidos en el anterior episodio de deformación. Estas estructuras podrían tener una edad alpina, o al menos pudieron haberse reapretado durante esta orogenia.

Los pliegues derechos, abiertos, de dirección N-150/170-E (P_{NO-SE}), que desarrollan una crenulación penetrativa y generalizada en todo el domo del Domo del Garona, se pueden considerar como un conjunto de estructuras de desarrollo local y difícil correlación con las demás, en cualquier caso, son previos a los pliegues de cuarta generación.

- Cabalgamientos tardihercínicos o alpinos. Con posterioridad a las estructuras D3, en el ámbito de las hojas se han observado cabalgamientos vergentes al Sur que cortan a gran número de las estructuras precedentes. Entre estos, por un lado está el Cabalgamiento de puerto de la Picada-Valarties que pueden considerarse hercínico, y por otro lado, está el Cabalgamiento de Gavarnie de edad claramente alpina. En cuanto a la Falla de Bossost, no parece claro si es una estructura tardihercínica o alpina.

3.9. DISCUSIÓN

La sucesión de estructuras propuesta en este trabajo, contrasta con la de otros autores, por lo que a continuación, se pondrán de manifiesto estas diferencias. Para ello, en esta memoria se aludirá a las estructuras observadas por los distintos autores, intentando correlacionarlas con las aquí descritas, para, de esta forma, facilitar la comprensión de las diferentes interpretaciones.

En primer lugar, ZWART (1963b y 1979), considera que las foliaciones subhorizontal (S_2) del Domo del Garona y subvertical (S_3) del resto del área se forman a la vez. Como se puede deducir de los datos obtenidos en la elaboración de este trabajo, no parece ser así, ya que la foliación S_2 es anterior a los despegues y el clivaje S_3 es posterior o simultáneo a ellos.

Otros autores, como POUGET *et al.*, (1988) y POUGET (1991) consideran que, dentro del Domo del Garona, la primera deformación corresponde a una anterior la foliación subhorizontal (S_2) (podría corresponder a la foliación S_1 de este trabajo). Asimismo, estos autores interpretan que las estructuras que aparecen fuera del Domo del Garona, caracterizadas por el clivaje subvertical, también pertenecen a la primera generación de estructuras. En otras palabras, interpretan que la S_1 y la S_3 son la misma foliación. La foliación subhorizontal S_2 , para POUGET *et al.* (1988) y POUGET (1991) es la última en desarrollarse y diseña la actual morfología del Domo del Garona, originada durante un proceso diapírico de rocas néisicas.

Por último, recientemente, autores de la Escuela holandesa (VAN DEN ECKHOUT y ZWART, 1988; BRESSER *et al.*, 1986; KRIEGSMAN, 1989; KRIEGSMAN *et al.*, 1989; VAN AERDEN, 1994) han propuesto para la zona estudiada una sucesión de formación de estructuras que también contrasta con la propuesta en este trabajo. Estos autores consideran que la primera deformación dentro del Domo del Garona es la misma que la que se propone en este trabajo (D1). Pero que fuera del Domo, corresponde a las estructuras dominantes, consideradas en este trabajo como la tercera generación de estructuras (D3). Las estructuras dominantes del Domo del Garona, consideradas en este trabajo como la segunda generación (D2), para VAN DEN ECKHOUT y ZWART (1988), BRESSER *et al.*, (1986), KRIEGSMAN (1989), KRIEGSMAN *et al.*, (1989) y VAN AERDEN (1994) serían las últimas, ligadas a una tectónica extensional que estos autores proponen para la Zona Axial pirenaica.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

Las Hojas de Canejan y Vielha se encuentran ubicadas en la parte central de la gran unidad fisiográfica que constituye la Cordillera Pirenaica, correspondiendo en su totalidad a la subunidad fisiográfica de la Zona Axial, que se caracteriza por ser la de mayor elevación de la Cadena y por el afloramiento en la misma de materiales del zócalo paleozoico.

Administrativamente pertenecen en su mayor parte a la provincia de Lleida (Valle de Arán), correspondiendo la cabecera del Valle del Ésera a la provincia de Huesca.

La región posee un régimen climático mediterráneo de carácter templado húmedo y fuertes influencias continentales con temperaturas medias anuales de 9°C y precipitaciones medias comprendidas entre los 900 y 1.100 mm/año.

La orografía de la región es particularmente abrupta, con un inequívoco carácter de Alta Montaña. Buena parte del territorio se sitúa por encima de los 2000 m, particularmente el Alto Valle del Ésera y en la parte sur-occidental del Valle de Arán (macizo de la Maladeta). La cota principal es el pico Perdiguero (3221 m), siendo más de una decena los picos que superan los 3000 m. En la margen derecha del río Garona la cota más elevada dentro de la hoja es el Montludé, con 2517 m. Las pendientes son muy elevadas dado que la cota más baja (Valle del Garona) no supera los 600 m.

Los valles principales son los de los ríos Garona y Ésera, muy encajados y dominados por escarpadas laderas.

El primero presenta una dirección SE-NO que cambia bruscamente a otra SO-NE para rodear el macizo del Montludé. Sus principales afluentes son los ríos Varradós y Torán por la margen derecha y Nere y Joeu por la izquierda.

El río Ésera en su primer tramo presenta una orientación ESE-ONO para, a partir del hospital de Benasque, adoptar la NE-SO. Los barrancos de Remuñe, Literola y Estós son sus principales afluentes en la Hoja de Vielha.

La región posee abundantes recursos forestales, particularmente el Valle de Arán, y ganaderos dada la extensión de pastizales. La agricultura tiene menor entidad, concentrándose en las zonas bajas de los valles. Hay que señalar el turismo como otro importante recurso económico.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

Esta zona presenta una complejidad elevada desde el punto de vista litológico, al estar constituida por materiales paleozoicos -cuarcitas, pizarras, esquistos y calizas- que han sufrido una gran deformación, y están afectados por un metamorfismo regional que puede llegar a ser muy intenso. En ellos se encajan diversos cuerpos de rocas ígneas: dioritas, granodioritas, pegmatitas y leucogranitos.

Los contrastes de las diversas litologías respecto a la resistencia ante los efectos de los agentes erosivos marcan a grandes rasgos la morfoestructura de la región. Las intrusiones graníticas dan lugar a los relieves principales con abruptas pendientes, tal y como ocurre en el Alto Valle del Ésera. También los niveles calcáreos paleozoicos se comportan como relativamente resistentes ante la erosión, originando relieves secundarios escarpados. Los terrenos pizarrosos y esquistosos dan lugar a relieves suavizados que no excluyen fuertes pendientes. Los niveles cuarcíticos y areniscosos originan algunas superficies estructurales y escarpes o líneas de capa dura.

Por último, hay que hacer referencia a la importancia de la fracturación que afecta al sustrato en la morfogénesis de la zona. En la cartografía geomorfológica se han representado algunas fallas con expresión morfológica. Pero la fracturación también condiciona el recorrido de diversos cauces fluviales como el de los ríos Ésera, y Margalida (Valle de Arán), la localización de numerosos ibones como los de Literola y Gurgute, el trazado de ciertos valles glaciares (Remuñe y Literola) y la presencia de numerosas cubetas de sobreexcavación.

4.2.2. Estudio del modelado

4.2.2.1. Formas de laderas

Las laderas constituyen elementos fundamentales en la evolución del paisaje, al proveer de agua y sedimentos a la red de drenaje.

En las Hojas de Canejan y Vielha, la gran variación altitudinal y los fuertes contrastes de resistencia litológica generan diferencias importantes. Las áreas más elevadas, ocupadas generalmente por rocas graníticas resistentes, evolucionan por meteorización mecánica. El proceso de gelifracción da lugar a la abundancia de canchales que tapizan irregularmente las vertientes. En zonas menos elevadas y de naturaleza pizarroso-cuarcítica, son frecuentes los coluviones de bloques, que pueden tener importantes espesores. Localmente se han observado (cercañas de Vilamós) derrubios ordenados de tipo "greze-litee", claros indicadores de periglacialismo en el desarrollo de las vertientes.

Dado el fuerte gradiente de las pendientes, son también frecuentes los movimientos en masa del tipo de los deslizamientos rotacionales o planares, siendo características las cicatrices que dejan las lenguas de despegue en la zona de cabecera de los mismos. Afectan principalmente a los terrenos pizarrosos.

Junto a Arrés se ha cartografiado una gran colada de soliflucción con 1,5 km de longitud por 250 ó 300 m de anchura. Su génesis está favorecida por la existencia de un substrato pizarroso meteorizado que permite el desarrollo de flujos de tierra lentos por mecanismos de creping y reptación.

4.2.2.2. Formas fluviales

El modelado fluvial de la zona de estudio se establece en épocas muy recientes, ya que su progresión corre pareja con el retroceso generalizado de los glaciares que ocupaban los valles durante las etapas álgidas de la última glaciación.

Los valles principales son estrechos y encajados. Los depósitos aluviales de fondo de valle se interrumpan frecuentemente al atravesar litologías resistentes (granitos y cuarcitas principalmente).

Ciertas depresiones del Valle del Ésera formadas por sobreexcavación glaciaria, también se encuentran colmatadas por sedimentos fluvio-torrenciales cartografiados como depósitos de fondo de valle. En las mismas, son frecuentes las pérdidas de drenaje por infiltración de las aguas superficiales.

Son muy abundantes los conos de deyección que han desarrollado los barrancos afluentes a los valles principales (Garona, Ésera) en la confluencia con los mismos, a consecuencia del descenso brusco de pendiente longitudinal que sufren. La mayoría se encuentran estabilizados, como lo prueba el asentamiento de núcleos de población y cultivos en los mismos.

La incisión lineal es un proceso frecuente en las laderas, originando torrenteras muy activas y con grandes pendientes. Eventualmente se llegan a originar cárcavas sobre terrenos pizarreros, así como arroyada en regueros, particularmente activa en las zonas de cabecera de los barrancos y allí donde la deforestación ha aumentado la tasa de erosión de los suelos.

Por último, hay que señalar que se ha cartografiado como garganta fluvial parte del curso del río Estós. Su génesis, además del estado juvenil del relieve que permite una erosión remontrante particularmente activa, está en relación con la litología calcárea del substrato, más resistente a la erosión fluvial que los materiales esquistosos que lo enmarcan.

4.2.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado algunas aristas localizadas en cotas medias -1000 a 2000 m- en cuya génesis interviene, además de los procesos gravitacionales y movimientos en masa propios de la dinámica de laderas, un cierto efecto de gelifración de origen periglaciaria sobre los materiales aflorantes del substrato.

En cotas más elevadas, el sistema morfoclimático ha sido y es más extremo, por lo que a las grandes aristas que ejercen como divisorias de cuencas hidrográficas se les atribuye una génesis claramente glaciaria y periglaciaria.

4.2.2.4. Formas kársticas

La relativa abundancia de afloramientos calcáreos en las Hojas de Canejan y Vielha permite que sean frecuentes los fenómenos de disolución kárstica, particularmente abundantes en el Alto Valle del Ésera.

Las micromorfologías de tipo lapiaz afectan prácticamente a todos los afloramientos calizos. Están bien desarrolladas en la confluencia del Barranco de Remuñe con el río Ésera, en la ladera meridional del Puerto de Benasque y en las cercanías de La Renclusa.

Son frecuentes también las dolinas, generalmente de forma circular y paredes en embudo. Cuando su tamaño es pequeño (menor de 100 m de diámetro) se han cartografiado como campo de pequeñas dolinas. Con cierta frecuencia el fondo de algunas se encuentra ocupado por un pequeño ibón, en ocasiones ya colmatado.

Sin embargo, el fenómeno kárstico más espectacular lo constituye la existencia de diversos sumideros, los más importantes de los cuales son Aigualluts y La Renclusa.

El Forao de Aigualluts es una dolina con unos 100 m de diámetro y 30 de profundidad. Recoge las aguas que descienden de los glaciares del Aneto y Tempestades. Estos caudales, tras recorrer unos 4 km, salvan la divisoria de aguas Atlántico-Mediterráneo y resurgen en los Güells del Joeu, en el Valle de Arán, constituyendo una de las fuentes del río Garona.

Hay que señalar que la gran depresión constituida por el Pla de Estany, aguas abajo de Aigualluts, puede tener una génesis mixta: cubeta de sobreexcavación glaciar retocada, tras la retirada de los hielos, por procesos de disolución kárstica y posteriormente colmatada de sedimentos fluvio-torrenciales.

4.2.2.5. Formas glaciares y periglaciares

Glaciarismo y periglaciarismo son procesos morfogenéticos fundamentales en el modelado de la zona de estudio. Los elementos básicos del relieve derivan de la acción erosiva de las masas de hielo durante el Pleistoceno, prolongada hasta la actualidad en algún punto particularmente protegido de los cordeles montañosos (Glaciar de Literola).

El proceso de abrasión glaciar ha dejado, pues, numerosas evidencias de su actividad, conservadas con una notable frescura.

Las cumbres situadas en cotas por encima de 2000 m están festoneadas por numerosos circos. Estos dejan entre si divisorias estrechas y escarpadas de tipo arista en cuya evolución los procesos de gelifración periglaciar han jugado un importante papel. La exposición de los circos es mayoritariamente hacia el Sur y Sureste en la porción del Valle del Ésera comprendida en la Hoja de Vielha, mientras en el Valle de Arán (Macizos de Montludé y Mompius), la mayoría se abre hacia el Norte y Noreste, siendo escasos los circos de orientación meridional. Esto es consecuencia del régimen de vientos dominantes durante la glaciación, que favoreció las acumulaciones nivales a sotavento de las grandes cumbres (hacia el Este).

Las dimensiones de los circos oscilan entre menos de 1 km² y los 3-4 km² (circos suroccidental del Perdiguero y meridional del Seil de la Baque, ambos en el valle de Estós). La mayoría son de tipo cubeta, siendo los de mayor tamaño circos en van (anchos, poco profundos y con su fondo en rampa).

Donde confluyen varios circos se configuran cumbres de tipo horn cuyo ejemplo más representativo es el Perdiguero; son muy abundantes, principalmente en la cuerda de montañas divisoria entre el Valle del Ésera y Francia.

También son frecuentes las depresiones de sobreexcavación, encajadas por debajo del nivel de fondo de los circos y que frecuentemente incluyen ibones en su interior, cerrados por umbrales rocosos. Suelen tener morfologías subcirculares, con diámetros del orden de los 500 m.

Un caso especial de cubeta de sobreexcavación lo constituye el Pla de Estany, en el valle del Ésera. Está situada en el fondo de la antigua artesa glaciar, sobre un nivel de calizas devónicas y tiene unos 1300 m de longitud. Como se ha indicado anteriormente, en su génesis han influido, además de la sobreexcavación glaciar, los procesos de disolución kárstica (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1989).

Otros elementos morfológicos característicos son los valles en artesa, prácticamente la totalidad de los existentes en las Hojas de Canejan y Vielha. Se han cartografiado como tal las

zonas de cabecera de los valles de Remuñe, Ésera, Nere y Joeu, además del Valle del Garona, donde la morfología de valle glaciar apenas se encuentra retocada por procesos posteriores.

Entre las grandes formas de erosión hay que citar, por último, algunos collados de difluencia glaciar y pequeños nichos de nivación donde aun en la actualidad se conserva la nieve hasta bien entrado el verano.

El mapa geomorfológico también recoge otras formas de erosión glaciar de menor escala o puntuales, tales como las rocas aborregadas y estrías glaciares, particularmente abundantes sobre las litologías graníticas. Los corredores de avalancha son muy numerosos, y a menudo presentan un marcado control estructural, al estar ligados a líneas de fractura.

Los depósitos glaciares alcanzan una gran extensión principalmente las morrenas de fondo y frentes morrénicos. Se han desarrollado durante la fase de máximo glaciar, y a lo largo de los distintos momentos de estabilización ocurridos en el proceso de retirada de los hielos.

A menudo las morrenas frontales presentan crestas morrénicas bien conservadas, particularmente las formadas en el último avance relativo de los glaciares, conocido como Pequeña Edad del Hielo (GARCÍA RUIZ *et al.*, 1992). Sin embargo, en muchas ocasiones las morrenas, dada su situación inestable y la nula cementación de los clastos que las forman, se presentan derrumbadas o cubiertas por gelifractos más recientes, habiéndose cartografiado entonces como canchales.

En los valles de Ésera y Estós se conservan relictos de morrenas laterales, que según MARTÍNEZ DE PISÓN, (1989), se han depositado en la fase principal del retroceso glaciar.

Otro tipo de depósitos lo constituyen los glaciares rocosos, formados por bloques y cantos angulosos de génesis crioclástica que envuelven un núcleo de hielo. Los existentes en la Hoja de Vielha no son funcionales en la actualidad, aunque han podido ser activos hasta tiempos muy recientes durante la Pequeña Edad del Hielo, dada la frescura con que conservan la superficie ondulada con surcos y crestas apenas derrumbadas. La morfología que presentan en planta suele ser linguoide.

Otros depósitos abundantes son los conos de avalancha, situados bajo los escarpes de circos y aristas, y conectados con la parte superior de los mismos mediante corredores de avalancha rectilíneos. La pendiente que presentan es considerable, así como el espesor de materiales acumulados, que puede superar la veintena de metros como se observa en el cono de la Pasada de Guarbes, en el río Varradós.

Por último, hay que señalar otros fenómenos de tipo periglacial frecuentes en laderas de substrato pizarroso, como son los deslizamientos de suelo por geliflucción y las terracillas.

4.2.2.6. Formas lacustres

Los fondos de numerosos circos glaciares y depresiones de sobreexcavación se encuentran ocupados por lagunas denominadas ibones en Huesca y estanys en Lleida. Suelen ser de planta circular u ovalada, y de pequeñas dimensiones. La mayor es el Ibón de Literola, con 600 m de longitud y 250 m de anchura. En ocasiones estas lagunas se encuentran colmatadas por gelifractos y derrumbios de las laderas que las rodean, habiéndose diferenciado así en la cartografía.

4.2.2.7. Formas antrópicas

Se han cartografiado algunas explotaciones mineras, localizadas en el Valle del Garona, al Sur de Bossost.

Son de pequeña extensión, incluyendo el área ocupada por escombreras, y su explotación está abandonada en la actualidad o bien es muy restringida.

4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

En el capítulo de Estratigrafía se ha realizado una descripción litológica y crono estratigráfico de las formaciones superficiales, y en el apartado anterior de sus características genéticas y del contexto geomorfológico en que se sitúan con especial referencia a la morfogénesis. Por ello, solo queda añadir aquí la frecuencia en las laderas por debajo de los 2000 m de un proceso de regularización de vertientes que genera una cubierta de derrubios poco potente e irregularmente distribuida. Su naturaleza es arcillosa, englobando cantos angulosos de pizarras, calizas y cuarcitas por lo general.

Donde el espesor de la misma lo ha hecho aconsejable, se han cartografiado como canchales o coluviones de bloques.

4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Tras la etapa tectogenética principal en el Pirineo, ocurrida durante el Eoceno-Oligoceno, y que genera el plegamiento y elevación generalizada de la Cordillera, comienzan su actuación los agentes erosivos externos.

La actividad denudativa se prolonga durante el Mioceno-Plioceno, desarrollándose en las Hojas de Canejan y Vielha un modelado estructural condicionado por la heterogeneidad litológica del sustrato y por la fracturación del mismo. Sin embargo, poco puede precisarse sobre la interrelación de los procesos genéticos que actuarán, dada la carencia de depósitos y superficies de aplanamiento que pudieran servir de referencia.

El Pleistoceno marca la generación de un relieve policíclico por alternancia de sucesivas etapas glaciares e interglaciares. Sin embargo, el poderoso efecto morfogenético de la última etapa glacial ha borrado en todo el Pirineo prácticamente casi cualquier vestigio de anteriores glaciaciones (BORDONAU *et al.*, 1992), de las cuales en las Hojas de Canejan y Vielha no hemos encontrado evidencia alguna.

GARCÍA RUIZ *et al.*, (1992) y BORDONAU *et al.*, (1992) establecen las fases de evolución glacial para el valle del Ésera durante el último ciclo glacial, las cuales son extensibles al vecino valle de Arán, estableciendo la cronología relativa de la sucesión de eventos pese a la ausencia de dataciones absolutas.

1. Fase de estabilización pre-máximo, definida por BORDONAU (1985) en los sedimentos glaciofluviales y glaciolacustres del Complejo de Soberados, en el valle del río Joeu, los cuales presentan claros indicios de retrabajamiento por el glaciar del Joeu durante su progresión hasta llegar al máximo glaciar. Esta fase es anterior a 50.000 años B.P.
2. Fase de máximo glaciar, durante la cual alcanzan su mayor extensión, longitud y espe-

por todos los glaciares pirenaicos.

Así, puede cifrarse en un mínimo de 800 m, el espesor del glaciar del Garona a la altura de Vielha (BORDONAU, 1992) y en 36 km la longitud del Glaciar del Ésera (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1989). Durante esta etapa la morfogénesis glaciar alcanza su máxima efectividad, desarrollándose el modelado de circos y valles glaciares, así como la formación de morrenas frontales, laterales y de fondo. Esta etapa comprende entre los 50.000 y 45.000 años B.P.

3. Fase de estabilización post-máximo que marca el inicio de la deglaciación y está caracterizada porque los glaciares experimentan un ligero retroceso de las lenguas cifrable en unos 2-5 km seguido por una estabilización durante la cual se sedimentan grandes acumulaciones de tillitas glaciares en morrenas laterales e importantes complejos sedimentarios de margen glaciar. Su edad está comprendida entre los 45.000 y 31.000 años B.P.
4. Fase de glaciares de valle, donde el retroceso posterior a la fase de estabilización post-máximo hace que las lenguas glaciares de los valles principales queden desconectadas de sus tributarios más importantes, marcando una fuerte disminución volumétrica y espacial del hielo. Se inician los procesos erosivos aluviales en las zonas altas de los valles recién abandonados por los hielos, produciéndose la colmatación de las cubetas de sobreexcavación glaciar del Alto Ésera (Pla d'Estan, Aigualluts). La duración de esta fase comprende entre los 31.000 y 16.000 años B.P.
5. Fase de glaciares de altitud, en la cual se agudiza el retroceso, haciendo que los glaciares queden confinados a los sectores de cabecera de los valles y a los propios circos glaciares. Esta fase se situaría entre los 16.000 y 13.000 años B.P.
6. Fase de glaciares rocosos, desarrollada bajo un régimen climático frío y seco que no favorecería la expansión de los glaciares blancos. En el valle del Ésera, en las cercanías del Puerto de Benasque, se conserva un buen ejemplo de este tipo de aparatos. La edad de su génesis se situaría entre los 13.000 y 10.000 años B.P.

La etapa postglaciar corresponde al Holoceno. Durante el mismo, los escasos glaciares persistentes en la zona de estudio ocupan posiciones restringidas en los circos especialmente protegidos de la insolación estival y a sotavento de grandes picos, siempre en cotas superiores a los 3.000 m. Sin embargo, hay constancia en otros macizos pirenaicos de pequeñas fluctuaciones de los frentes glaciares, de los cuales la más significativa es la denominada "Pequeña Edad de Hielo", y que se extiende entre el Siglo XVI y principios del Siglo XIX.

En esta época se elaboran morrenas, muy bien conservadas, en el Glaciar de Literola y en el hoy desaparecido glaciar Noreste del Perdiguero. Desde este momento y hasta 1955, del retroceso atenuado del glaciarismo ha proseguido, produciéndose una cierta estabilización hasta mediados los años 80 (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988).

4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfogénesis actual en el sector de la Cadena Pirenaica ocupado por las Hojas de Canejan y Vielha esta dominada por la dinámica fluvio-torrencial, dada la alta precipitación media anual existente en la zona. Los procesos de arroyada e incisión lineal son particularmente activos. Los valles fluviales principales -Ésera y Garona- están lejos todavía de alcanzar el perfil de equilibrio de sus talweg, particularmente donde atraviesan litologías resistentes como calizas y cuarcitas.

Son también muy activos los procesos de dinámica de laderas, favorecidos tanto por el régimen climático (las condiciones periglaciares con sus secuelas de abundante generación de gelifractos dominan durante gran parte del año en casi todo el territorio) como por los fuertes gradientes de pendientes que favorecen los fenómenos gravitacionales (soliflucción, deslizamientos, etc.).

De cara al futuro, deben considerarse las potenciales variaciones climáticas el factor principal de alteración de los sistemas morfogenéticos dominantes en la región.

Un posible aumento de la tasa de precipitación unido a una cierta disminución de las temperaturas medias de la región podría transformar el glaciario residual aún persistente en la región en un proceso de nuevo activo con un poderoso efecto morfogenético. Por el contrario, la disminución de las precipitaciones o el aumento de las temperaturas medias anuales borrarían de manera total los escasos relictos glaciares y disminuirían la intensidad de los procesos erosivos de génesis periglacial.

El modelado dominante correspondería a una génesis fluvial y torrencial, donde la intensidad de los procesos de incisión lineal y acarreamiento favorecería el desalojo hacia la red fluvial de los suelos y depósitos de ladera.

También la acción antrópica puede ser un factor de posibles cambios potenciales en las condiciones morfodinámicas actuales, principalmente en lo que respecta a la abundante cobertura vegetal existente en las laderas con cotas inferiores a los 1800-2000 m. La deforestación de la misma asimismo provocaría un fuerte aumento de los procesos erosivos en laderas y vertientes.

5. PETROLOGÍA

Las rocas ígneas de la Hoja de Vielha afloran en dos zonas, que son el núcleo del Domo de Bossost, situado en la parte Sur del Domo del Garona, y el Macizo de Lys-Caillaouas. En el núcleo del Domo de Bossost se observan unos cuerpos leucograníticos y pegmatíticos, con morfología de sill, subparalelos a la foliación principal S_2 . Estas rocas guardan estrecha relación con las isogradas del metamorfismo allí desarrolladas. El estudio de estas rocas, así como del metamorfismo fue realizado por ZWART (1963a, 1979). En el macizo de Lys-Caillaouas se reconocen una serie de granodioritas, dioritas y leucogranitos, que al igual que en el caso anterior suelen presentarse subhorizontales y subparalelos a la foliación allí dominante (S_2). Estas rocas han sido estudiadas por CLIN (1964) y CLIN *et al.*, (1963, 1989).

5.1. DOMO DE BOSSOST

5.1.1. Leucogranitos y pegmatitas (3)

Se denomina Domo de Bossost a una zona situada en la parte meridional del Domo del Garona, donde las rocas del Cambro-Ordovícico, principalmente, se ven afectadas por un intenso metamorfismo. En el núcleo de este domo, hacia la parte interior de la zona de la estaurolita-andalucita-cordierita (ver capítulo 6), afloran una serie de rocas ígneas que corresponde a granitos leucocráticos y pegmatitas. La morfología de estas rocas puede ser de "sills", retazos irregulares o masas graníticas.

Los granitos, en su mayoría son de tamaño de grano fino o medio. Constan de cuarzo, albita, feldespato potásico y moscovita, como constituyentes principales, además de presentar, ocasionalmente, biotita. Los minerales accesorios son apatito, granate, fibrolita y circón. En las variedades de grano fino, el feldespato potásico es un constituyente menor, lo que infiere una composición trondjemítica a estos granitos. Sin embargo, a medida que aumenta el tamaño de grano este mineral cobra importancia, hasta el caso más extremo, en las pegmatitas, donde se presenta como grandes cristales. La mayor parte de los minerales que constituyen estos granitos son xenomorfos, aunque algunas albitas son hipidiomorfas. La estructura de los granitos es desordenada. La albita se altera a sericita y la biotita a clorita.

Las pegmatitas son de grano medio y se caracterizan por presentar cristales de feldespato potásico de gran tamaño, del orden de 10 a 20 cm, que presentan crecimientos gráficos con el cuarzo. Se observan moscovitas con estructura plumosa, y los cuarzos, aparecen como producto de reemplazamiento del feldespato potásico. Ocasionalmente, pueden reconocerse cordieritas, de casi 1 cm, turmalinas y berilo, aunque este último mineral es escaso. En los "sills" de pegmatitas, los cristales de moscovita se orientan perpendicularmente al contacto. Asimismo, en el contacto de estas rocas con los micaesquistos es frecuente encontrar gran cantidad de turmalina.

Tanto en los granitos como en las pegmatitas, se observan inclusiones de micaesquistos. La mayoría de los pliegues derechos del Domo del Garona, los de direcciones NO-SE y E-O, son cortados por estos granitos. Es por este motivo que su emplazamiento tuvo lugar posteriormente a la cuarta fase de deformación, siendo contemporáneos con la culminación de la sillimanita (zona de la cordierita sillimanita, ver capítulo 6).

5.2. MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS

El Macizo de Lys-Caillouas aflora en el extremo suroccidental de la Hoja de Vielha, situándose a ambos lados de la frontera franco-española. Este macizo granítico fue descrito por CHARPENTIER (1823), DALLONI (1910), RAGUIN (1934), CLIN (1964). Recientemente fue estudiado detalladamente por CLIN *et al.*, (1989), autores a los que además, pertenece la cartografía de este macizo. A grandes rasgos se puede decir que el Macizo de Lys-Caillouas se caracteriza por presentar gran variedad de facies, abundantes enclaves y una estructura estratiforme y coaxial con los pliegues de la fase principal de esta zona. Afloran láminas de granito, de escala decamétrica o hectométrica, alternando con otras de enclaves esquistosos, estratiformes, que le confieren al paisaje un aspecto rojizo típico.

Los enclaves son de diferentes composiciones: esquistosos, néisicos y calcáreos y su espesor va desde varios decímetros a varias decenas de metros. Se distinguen 3 tipos esenciales de granitos que son: 1) Granodiorita porfiroide; 2) Diorita cuarcítica; 3) Leucogranitos.

5.2.1. Granodioritas porfiroides (4)

Estas rocas aparecen bien desarrolladas al Norte del macizo granítico, en la vertiente francesa, y corresponden a cuerpos graníticos lenticulares. Las láminas de granodiorita dan lugar a cuerpos de varias centenas de metros de espesor, muy homogéneos, con zonas donde abundan los enclaves de micaesquisto. Es frecuente observar bien orientados a los cristales de cuarzo, filosilicatos y feldespatos, aunque en ocasiones no se reconoce dicha orientación. Seguramente, la característica más llamativa de estas rocas es la presencia de fenocristales de

ortosa, planos, que están orientados. Estos cristales se encuentran normalmente maclados y tienen unas dimensiones entre 1 y 7 cm, disponiéndose paralelamente a los restantes minerales orientados. Los cristales de ortosa se pueden presentar como xenomorfos, o como fenocristales maclados. Además, en la granodiorita también son abundantes los cristales de cuarzo con hábitos diversos. Asimismo, se observan los cristales ideomorfos de andesita, y de plagioclasa sódica con los bordes corroídos. La biotita se encuentra poco alterada y presenta abundantes inclusiones de circón dispuestas paralelamente a la foliación. Otros minerales accesorios observables son rutilo y esfena.

En las granodioritas existen variaciones en la textura, así las láminas de espesor variable contienen abundantes fenocristales, siendo brusca la transición a la granodiorita normal. También se reconocen láminas de granodiorita sin fenocristales, de aspecto nebulítico, y filones de porfiroide de igual composición.

La composición química presenta grandes variaciones: $\text{SiO}_2 = 67$ a 70% , $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,7$ a $16,4\%$, $\text{CaO} = 1,25$ a $3,1\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3$ a $4,7\%$, y $\text{K}_2\text{O} = 2,8$ a 5% . Desde un punto de vista geoquímico, existe una importante relación entre la composición de las granodioritas porfíricas y la serie cambro-ordovícica (CLIN *et al.*, 1989). MAJLOOR (1988) por el método de Rb-Sr, propuso una edad de 350 ± 14 Ma para las granodioritas.

Los enclaves, en su mayoría, se componen de micaesquistos y son especialmente abundantes en la vertiente francesa, donde casi comprenden la cuarta parte del afloramiento. Son de tonalidades oscuras, de todas las escalas y, en ellos, se reconocen restos de la estratificación. En general, son paralelos con la foliación de la granodiorita (S_2). Estos enclaves de micaesquistos contienen principalmente cristales de cuarzo, biotita, sillimanita y andalucita, esta última en menor medida. Se observan evidencias de estructuras, quedando preservadas charnelas de pliegues de escala decamétrica, e incluso hectométrica, a los que a veces van asociados filones de aplitas o pegmatitas, las cuales también pueden cortar los enclaves.

En la vertiente francesa, también se reconocen enclaves de calizas, en los que se observan minerales calcosilicatados, y enclaves de conglomerados, en los que se llega a observar los cantos de cuarzo.

5.2.2. Dioritas cuarcíticas (5)

Es una roca homogénea, mesocrática de grano normalmente grueso. Localmente, las dioritas presentan enclaves melanocráticos de textura fina y granuda. Los minerales principales son feldespato y cuarzo. Los feldespatos tienen una composición de An 30 a An 40. En lo que al cuarzo se refiere, su contenido es variable. Los minerales ferromagnésicos que se observan son hornblenda, biotita xenomorfa, y los minerales accesorios, magnetita, circón, esfena y apatito. Estas rocas, químicamente están enriquecidas en alúmina (Al_2O_3 del orden de 16 al 19 %). El contenido en calcio y magnesio es menor, presentando CaO entre el 4 y 9 %, y MgO del orden del 1,5 al 5% (CLIN *et al.*, 1989). La foliación que afecta a estas dioritas (S_2) se encuentra bien definida por las biotitas, y es coaxial con los pliegues acostados que aquí afloran (Sinclinal de Calarabide, al SO de la hoja). Junto a la Falla de puerto de la Picada-Vallarties, la diorita presenta evidencias de milonitización, con el desarrollo de una foliación penetrativa, fuerte deformación y fracturación de los elementos, así como reorientación y cloritización de las biotitas y recristalización de cuarzo.

Los enclaves de micaesquistos (p) son de tonalidades rojizas y, contienen principalmente, biotita y sillimanita. Estos enclaves pueden estar cortados por pegmatitas, las cuales a su vez pueden ser concordantes con la foliación de los micaesquistos o pueden cortarla. La foliación interna de estos enclaves es subhorizontal y es paralela a la observable en la diorita (S₂).

Otro tipo de enclaves que se observan corresponden a mármoles (c), los cuales son comparables a los que afloran en la base del Devónico. En estos enclaves calcáreos se observan silicatos cálcicos como grosularia y diópsido. Junto al contacto los mismos, la diorita sufre una importante basificación, llegando a presentar feldespatos del tipo An 60.

Un tercer tipo de enclaves observables dentro de las dioritas, corresponden a gabros con anfíboles (g). Se trata de dos bandas situadas al SO de la hoja.

5.2.3. Leucogranitos (6)

Afloran al Sur del pico Perdiguero y sobre la falla de puerto de la Picada-Vallarties. En esta última localidad se presentan como una lámina de granito de escala decamétrica o hectométrica. En general, el espesor de las láminas es de escala decamétrica, siendo la foliación concordante con el límite de las mismas. En su mayoría los leucogranitos son rocas claras, de tonos grises o blanquecinos, con tamaño de grano fino y bastante homogéneo (de 0,5 a 1 mm). En ocasiones se reconocen granitos con biotita y moscovita, en las que el tamaño de grano es algo más grueso. El feldespato potásico corresponde a microclina, sin maclar, junto a la cual puede existir albita muy pura (An 5 a An 10). La biotita es escasa y suele encontrarse cloritizada. La moscovita es muy abundante, más que cualquier otro mineral, a excepción del cuarzo. En la vertiente Norte pueden encontrarse pequeños cristales de granate. La composición química de los leucogranitos es muy homogénea, con un contenido de SiO₂ es del orden del 72 a 74%, Al₂O₃ del orden del 15% y CaO un 8%. El origen de los leucogranitos parece ser anatético. Se observan enclaves de micaesquistos (p) con biotita y sillimanita.

5.2.4. Filones lamprofidicos (1)

Corresponden a rocas filonianas que cortan los granitoides, así como al encajante. Estos filones tienen un espesor que va de escala decimétrica a métrica, siendo su continuidad lateral de escala kilométrica. El color de estos lamprófidicos es grisáceo, rojizo o verdoso y presentan una textura microgranuda y microlítica. Los minerales por los que están formados son hornblenda, plagioclasa (labradorita) y cuarzo, principalmente. En menor cantidad se observa biotita, pirita, esfena y apatito. La hornblenda, biotita y pirita suelen dar a esta roca un aspecto moteado. También son frecuentes los minerales de alteración como la clorita, calcita y sericita, esta última debe su origen a la alteración de las plagioclasas.

5.3. MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA

5.3.1. Dioritas y granodioritas (2)

El Macizo granítico de la Maladeta es una intrusión ígnea, tardihercínica, alargada en dirección E-O, de grandes dimensiones que aflora en áreas situadas al Sur de la Hoja de Vielha (Fig. 1, pág. 10). Este cuerpo granítico ha sido estudiado y sus diferentes facies cartografiadas por CHARLET (1979). En el borde SO de la hoja se llega a observar un pequeño afloramiento granítico, alargado de esta intrusión ígnea.

A grandes rasgos, CHARLET (1979), diferenció en el Macizo granítico de la Maladeta dos partes, una central-oriental y otra occidental. La primera corresponde a granodioritas y granitos, biotíticos, con anfíboles, de tamaño de grano grueso. La parte occidental del macizo, que por otra parte corresponde a la que llega a aflorar dentro de la Hoja de Vielha, se caracteriza por presentar granitos con biotita, moscovita y cordierita. Dentro de la zona estudiada afloran las facies de borde de este último tipo de granitos.

El afloramiento del Macizo granítico de la Maladeta que aflora dentro de la Hoja de Vielha, consta de dioritas y granodioritas, con biotita y anfíboles, siendo de tamaño de grano medio. La edad de estas rocas fue obtenida por MICHARD-VITRAC *et al.*, (1979), por el método del Rb-Sr, y es de $277 \pm$ Ma.

6. METAMORFISMO

Las rocas que afloran en las Hojas de Canejan y Vielha se encuentran afectadas por metamorfismo regional hercínico, que en algunos casos, como es el del Domo de Bossost o en el Macizo de Lys-Caillaouas, puede llegar a ser muy intenso. En la mayor parte de la hoja este metamorfismo es de bajo grado, pudiendo situarse en la zona de la clorita.

En la parte Norte del Domo del Garona, Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan, las rocas predominantes son pizarras o alternancias centimétricas y decimétricas de areniscas y pizarras y calizas. En estas rocas, el metamorfismo regional suele ser de bajo grado y, en las rocas pizarrosas, puede dar lugar a filitas constituidas por pequeños cristales de moscovita, clorita y cuarzo. Los cristales de moscovita son de pequeño tamaño y suelen aparecer orientados según la dirección de la foliación dominante. Cuando se desarrolla una foliación previa, también se reconocen los cristales orientados en esa dirección. La clorita es escasa y el cuarzo se muestra como pequeños cristales alargados en la dirección de la foliación. En las calizas y cuarcitas, este metamorfismo suele producir un cierto grado de recristalización, sin que llegue a borrar, de manera significativa, las estructuras sedimentarias. En cualquier caso, los diferentes clivajes, aunque de forma desigual, afectan a todas las litologías.

Dentro del Domo de Bossost y en el Macizo de Lys-Caillaouas, además de las filitas antes citadas, se reconoce un conjunto de rocas metamórficas, procedentes de lutitas, arenisca y calizas, las cuales se vieron afectadas por el metamorfismo. Dentro de la serie cambro-ordovícica, se distinguen los siguientes tipos de rocas metamórficas:

- Esquistos con biotita: Todos ellos corresponden a la serie cambro-ordovícica y suelen ser transicionales a las filitas. Es posible que todos los micaesquistos fuesen inicialmente esquistos biotíticos que, posteriormente, debido al mayor grado metamórfico, quedaron obliterados. Son de grano fino o medio, pudiéndose ver a simple vista los cristales de moscovita y biotita. Presentan buen desarrollo de la foliación principal y de la lineación, determinada por la elongación de los cristales de mica. A veces se presentan como esquistos, con alternancias de láminas ricas y pobres en micas, de 0,5 a varios cm de espesor. Estas rocas corresponden a las que afloran en la zona de la biotita y no suelen encontrarse diques o sills de pegmatitas asociados a estos esquistos.
- Esquistos con estauroлита, andalucita y cordierita: Afloran en gran parte del Domo de Bossost y presentan grandes acumulaciones de silicatos aluminicos. Las cordieritas y andalucitas suelen ser de un tamaño importante, presentando cristales de, aproximada-

mente, 1 cm de ancho y varios de longitud. La foliación principal se curva en torno a estos cristales, que se presentan desorientados sobre el plano de dicha foliación. Las estaurolitas aparecen como cristales prismáticos, en los que frecuentemente se observan maclas. A veces hay biotitas de menos de 1 mm, orientadas según lineación. En el macizo de Lys-Caillouas, estos esquistos no presentan estaurolita. En el Domo de Bossost, asociados a estos esquistos, se pueden reconocer sills de pegmatitas de menos de 1 cm a varios metros de espesor. Ambas rocas, pegmatitas y micaesquistos, a menudo están abudizadas y plegadas conjuntamente.

- Micaesquistos bandeas: Se observan en el Domo de Bossost, junto a la localidad de Les. Corresponden a capas de aproximadamente 1 mm de espesor, unas ricas en biotita y otras en cuarzo. Se observan pliegues apretados y acostados, así como cristales de andalucita y cordierita.
- Mármoles: Las calizas siempre están muy recrystalizadas, de forma que quedan borradas todas las evidencias de estructuras previas al metamorfismo. En los niveles más pelíticos, se pueden observar minerales calcosilicatados como grosularia, diópsido y clinozoisita. Un buen ejemplo corresponde al afloramiento de calizas del Ordovícico Superior de la mina Victoria.

Las rocas silúricas, corresponden a pizarras negras, con alto contenido en aluminio (ZWART, 1979), lo que unido al metamorfismo, ocasiona que a menudo aparezcan numerosos cristales de andalucita (quiasolita). Entre estas rocas, ocasionalmente, se reconocen sills de pegmatitas de escala decimétrica, oblicuos a la foliación principal.

Las rocas devónicas afectadas por el metamorfismo del Domo de Bossost, corresponden a calizas y filitas. Cuando las calizas son masivas dan lugar a mármoles muy recrystalizados y, cuando alternan con niveles pizarrosos, a rocas calcosilicatadas. Las rocas pizarrosas son oscuras, a menudo grafitosas, y suelen presentar intercalaciones de areniscas. Se pueden reconocer cristales de estaurolita, cordierita y andalucita, de menor tamaño que en los micaesquistos del Cambro-Ordovícico. Localmente se pueden observar sills de pegmatitas cortando estas rocas.

6.1. DOMO DE BOSSOST

Se denomina domo de Bossost al sector del domo del Garona donde se observa un importante desarrollo del metamorfismo (SITTER y ZWART, 1962). En este sector ZWART (1963a, 1979) reconoció un metamorfismo regional progrado, que llega a la zona de la cordierita-sillimanita.

Las rocas metamórficas del Domo de Bossost, suelen presentar un conjunto de minerales que registran la relación existente entre el metamorfismo y la deformación. A menudo, en el interior de los cristales se reconoce una foliación interna (S_i) que se dispone de manera diferente a como lo hace la foliación externa al cristal (S_e). Las relaciones entre foliaciones interna y externa han sido establecidas por ZWART (1958, 1960, 1962 y 1963a).

En el Domo de Bossost, ZWART (1963a, 1979) distingue una serie de zonas de metamorfismo, que son las siguientes:

- Zona de la Biotita.
- Zona de Estauroilita-Andalucita-Cordierita.

Zona de la Andalucita-Cordierita.
Zona de la Cordierita-Sillimanita.

De todas las zonas de metamorfismo diferenciadas en el Domo de Bossost, la zona de la biotita, es la única que presenta una sola fase metamórfica, con una sola asociación mineral. Por el contrario, las restantes zonas, presentan varias fases metamórficas y más de una asociación mineral. En la presente hoja se han cartografiado tres zonas de metamorfismo que son: Zona de la Biotita, Zona de Estaurolita-Andalucita-Cordierita (incluye las zonas de la Andalucita-Cordierita y Estaurolita-Andalucita-Cordierita de ZWART) y Zona de la Sillimanita.

6.1.1. Zona de la biotita

Corresponde a los esquistos con biotita, y es al Norte del domo donde mejor representados aparecen. Los minerales principales son cuarzo, moscovita y biotita, aunque a veces se reconoce algo de plagioclasa sódica (oligoclasa). Los minerales accesorios son apatito, circón y turmalina. La relación cuarzo/mica, varía dependiendo de la composición de los esquistos; así a veces dan lugar a un bandeo milimétrico muy característico, donde los filosilicatos son alargados y subparalelos al bandeo. Los cuarzos son pequeños y alargados según la lineación de segunda generación (S_2); y cuando están embebidos en las micas, presentan texturas en mosaico. Los filosilicatos suelen encontrarse deformados por las crenulaciones que se asocian a los pliegues derechos del Domo del Garona (pliegues P_{NO-SE} y P_4), por lo que queda claro que estos dos sistemas de pliegues son tardíos respecto a esta fase metamórfica.

6.1.2. Zona de la estaurolita-andalucita-cordierita

Esta zona de metamorfismo es observable en los esquistos del Cambro-Ordovícico, en las ampelitas del Silúrico y en los esquistos del Devónico. En casi todos estos esquistos los minerales de metamorfismo observables son los mismos.

En los esquistos del Cambro-Ordovícico se observan grandes cristales de estaurolita, andalucita, cordierita y biotita, ocasionalmente también de granate. La andalucita y la cordierita se presentan como cristales alargados, de sección redondeada, entre 0,5 a 1 cm de diámetro y de 1 a 4 cm de longitud; se disponen desordenadamente sobre el plano de la foliación. La estaurolita presenta formas prismáticas y cortas (0,5 cm) de cristales ideoblásticos, con abundantes maclas. Su cristalización se produce con anterioridad a la de la cordierita y de la andalucita. Las biotitas son de pequeño tamaño, pues no exceden 1 mm de longitud; suelen disponerse paralelas a la lineación. Los granates son bastante raros y cuando se encuentran, corresponden a pequeños cristales ideoblásticos.

Casi todos estos minerales presentan una foliación interna S_i diferente de la foliación externa S_e , la cual viene definida por la alineación de inclusiones, principalmente de cuarzo, en el interior del cristal. La curvatura que a menudo experimenta la S_i respecto a la S_e , es interpretada por ZWART (1963a), como debida esencialmente a que el cristal sufrió una rotación hacia el Este, del orden de 90° a 100° , con posterioridad a su formación. Las foliaciones S_i y S_e deben corresponder a la foliación principal del Domo del Garona (S_2), que por lo tanto en esta zona de metamorfismo es previa o contemporánea a la formación de estos minerales.

Ocasionalmente, la S_i indica movimientos sintectónicos del cristal. Se llega a observar una rotación postcristalina, por lo que la cristalización comienza algo después de la fase de deforma-

ción principal. Después la cristalización continúa durante el periodo intercinemático, dado que los cristales presentan un crecimiento estático y están desordenados sobre el plano de la foliación principal. Algunos minerales cristalizaron tardíamente, incluso después de la rotación.

Por lo tanto y resumiendo, posteriormente o contemporáneamente a la fase de deformación principal del Domo del Garona (D2) tiene lugar la aparición del metamorfismo en la zona de la biotita. Posteriormente cristaliza la estauroлита, y después, los minerales de las de la zona Estauroлита-Andalucita-Cordierita. Una vez crecidos estos minerales se producen movimientos de cizalla, que ocasionan una pequeña rotación de minerales del metamorfismo hacia el NNE. Después prosigue la cristalización de estauroлита, andalucita y cordierita. Por último tiene lugar la aparición de los pliegues derechos (P_{NO-SE} Y P_4).

Las pizarras del Silúrico que se encuentran dentro de esta zona de metamorfismo, no presentan biotita. La causa de tal circunstancia debe ser que estas rocas originalmente son muy ricas en grafito y materia carbonosa. Sin embargo, sí es frecuente encontrar cristales de andalucita (quiasolita), tardíos respecto a la foliación principal, que a veces están rotados hacia el Este. En estas pizarras no se reconocen otros silicatos aluminicos, debido seguramente a la composición química original de estas rocas.

Los esquistos devónicos son semejantes a los del Cambro-Ordovícico, aunque el tamaño de los cristales es bastante más pequeño. La foliación principal bordea los cristales, aunque a veces los atraviesa. Los cristales de andalucita, cordierita y biotita tienen un aspecto "nudo-so", a veces se encuentran rotados y en otras ocasiones parecen sincrónicos con la deformación principal. Estos cristales de andalucita, cordierita y biotita suelen presentar inclusiones de estauroлита, que es el primer mineral en formarse. También se observan estauroлитas tardías respecto a la rotación de los minerales. Ocasionalmente se reconocen cristales lenticulares de oligoclasa (plagioclasa sódica), que presentan finos granos de grafito en el centro. La presencia de estos cristales de plagioclasa es interpretada por ZWART (1963a) como debida a una fase previa; lo cual viene reforzado por la presencia de relictos de andalucita dentro de los cristales de oligoclasa.

En las rocas calcáreas, debido a la ausencia de foliación, no queda bien registrada la historia metamórfica respecto a la deformación. En las calizas del Devónico que llegan a la zona de la Est-And-Cord se reconocen los siguientes minerales: calcita, diópsido, zoisita, epidota-clinzoisita, tremolita, biotita, cuarzo, feldspato potásico, plagioclasa (anortita), esfena y moscovita. Estos minerales parecen corresponder a una paragénesis que puede corresponderse con la zona de la Est-And-Cord.

Como ya ha sido indicado, ZWART (1963a) dentro de esta zona diferenció la zona de la Andalucita-Cordierita que no ha sido separada en este trabajo. Las diferencias existentes entre la zona And-Cord diferenciada por ZWART, respecto al resto de la zona aquí considerada, tienen lugar a partir de la segunda generación de estructuras (D2), después de la rotación de los cristales. La zona And-Cord se caracteriza por presentar pegmatitas y pequeños cuerpos graníticos, generalmente con morfología de sill que, a veces, cortan las estructuras D2.

En la zona And-Cord, la estauroлита es inestable, encontrándose frecuentemente alterada a cordierita o a andalucita que, por otra parte, son los minerales que cristalizan. La estauroлита se encuentra parcialmente remplazada por la moscovita, observándose núcleos de este primer mineral entre los agregados de moscovita. La moscovitización se produce de los bordes de la estauroлита, hacia el interior del cristal, perpendicularmente a la foliación. Los cristales

de moscovita se encuentran indeformados, por lo que son tardíos respecto a la fase de deformación principal. Estos filosilicatos son posteriores a la rotación de los cristales de estaurolita, la cual es aun visible, ya que la moscovitización se produce en las franjas externas del cristal, dejando el interior de la estaurolita intacto. La cordierita y andalucita, también pueden estar moscovitizadas, pero en mucho menor grado que la estaurolita. La moscovita se relaciona con el emplazamiento de pegmatitas y granitos. La andalucita se forma postcinemáticamente a la fase de deformación principal, así como a la rotación de los cristales. Suelen ser frecuente la presencia de cristales de andalucita crecidos de forma mimética sobre la foliación principal. A veces se observa a la andalucita crecida en el borde de cristales de estaurolita, o estaurolita moscovitizada, pero no parece que se produzca reemplazamiento. Las cordieritas se presentan como cristales redondeados o alargados, en los que se observa una S_i planar rotada respecto a la S_e . Ocasionalmente, la cordierita es sincinemática con la fase de deformación principal y con la rotación de los minerales del metamorfismo; aunque también puede presentarse como postcinemática. Este mineral registra una historia más larga que la andalucita, pues además de las cordieritas antes mencionadas, hay otras que crecen antes y después de la formación de pliegues de dirección NO-SE. Se reconocen cristales de cordierita que rodean otros de estaurolita, donde ambos postdatan la fase de deformación principal y la rotación de los minerales. En otras ocasiones, se observan las cordieritas alrededor de cristales de estaurolita, con la S_i muy curvada pero la cordierita indeformada; en estos casos, la estaurolita es previa a la fase principal, y la cordierita, posterior a ella. La biotita, al igual que la cordierita, cristaliza en un amplio periodo de tiempo.

6.1.3. Zona de la sillimanita

En esta zona, a diferencia de la anterior, la historia previa no ha quedado bien registrada, ya que han sido borradas casi todas las evidencias de las primeras etapas. Se caracteriza por la ausencia de estaurolita y abundancia de sillimanita (fibrolita). En esta zona la fábrica de la roca es claramente diferente, principalmente debido al crecimiento de moscovitas y biotitas, así como por la desorientación de la mayoría de los filosilicatos. La estaurolita ha desaparecido de forma casi completa, fue reemplazada por moscovita, aunque aún pueden quedar pequeños restos. La andalucita y cordierita todavía permanecen en esta zona, aunque en mucha menor cantidad que en etapas anteriores.

La mayoría de los cristales de andalucita y cordierita son posteriores a la foliación principal, así como a la rotación de los minerales del metamorfismo. En general, estos minerales presentan escasa deformación, aunque el hecho de encontrar cordieritas afectadas por pliegues helicíticos pertenecientes a las generaciones de pliegues derechos (P_{NO-SE} y P_4), constituye un indicador de que este mineral se ha formado posteriormente a estas estructuras. No suele observarse andalucita posterior a los pliegues de cuarta generación, por lo que parece que la cordierita cristalizó después de la andalucita, lo cual se ve reforzado por el hecho de que se ha observado el reemplazamiento de andalucita por cordierita.

Los filosilicatos se presentan en las charnelas de los pliegues derechos de dirección NO-SE, formando arcos poligonales o plegados. Los arcos poligonales, también se reconocen en pliegues derechos de dirección E-O (fase 4). La andalucita y cordierita suelen encontrarse reemplazadas por cristales de moscovita. Este proceso de moscovitización ocurre en condiciones estáticas.

La fibrolita ya inició su formación en la zona anterior, pero en esta es muy abundante. Se desarrolla en esquistos que poseen cuarzo, biotita y otros silicatos aluminicos. Se presenta en

forma de una maraña de fibras, crecidas a partir de la biotita, de forma mimética. También reemplaza a biotitas tardías. La sillimanita reemplaza a los silicatos aluminicos (andalucita y cordierita) que presentan signos de rotación, así como a los otros más tardíos. La fibrolita aún no se había formado cuando tuvo lugar la fase de deformación principal, ni cuando se produjo la rotación de los minerales; sin embargo, se ha reconocido este mineral deformado por pliegues derechos de dirección NO-SE. Otras veces, se observan fibrolitas posteriores a estas estructuras, incluso sincrónicas o posteriores a los pliegues derechos de dirección E-O (fase 4). Por lo tanto, el periodo de cristalización de la fibrolita puede ir desde el final del desarrollo de los pliegues derechos de dirección NO-SE (P_{NO-SE}), hasta el final de la deformación.

La fibrolita puede ser reemplazada por moscovita que es el último mineral de la secuencia. La moscovita se forma durante y posteriormente a la fase 4, pues se reconocen arcos poligonales y cristalización estática de moscovita respecto a los pliegues derechos de dirección E-O. La fibrolita y esta moscovita tardía se relacionan con las intrusiones de granitos y pegmatitas, con las cuales se produjo metamorfismo.

El metamorfismo en el Domo de Bossost es progrado hasta la zona de la Cordierita-Sillimanita, donde alcanza su máxima temperatura. La última moscovitización indica menor temperatura, así como la entrada de agua y algo de potasio. Con el aumento de la temperatura, aparecen las siguientes asociaciones minerales: Biot-Moscv, Biot-Est, Biot-Est-Grnt-And, Biot-Est, Biot-Est-Grnt-And-Cord, Biot-And-Cord, Biot-Cod-Sill. La andalucita y la sillimanita solo sufren un corto periodo de solapamiento. Esta asociación mineral indica un metamorfismo de baja presión. La temperatura de la zona de la Est-And-Cord, estimado por ZWART (1979) es de en 500° o 530°.

En las proximidades de La Bordeta, se reconocen calizas ordovícicas que se sitúan en esta zona metamórfica. En ellas se reconoce grosularia, idiocrasa, diópsido, turmalina, calcita y tremolita. Esta asociación es de la facies de las anfibolitas.

6.2. METAMORFISMO ASOCIADO AL MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS

En el borde SO de la Hoja de Vielha, afloran unas pizarras, areniscas y calizas del Anticlinal Central que se ven afectadas por el metamorfismo del Granito de Lys-Caillaouas, el cual es similar al descrito en la zona del Domo de Bossost. El metamorfismo del Macizo de Lys-Caillaouas fue estudiado por ZWART (1979) y KRIEGSMAN *et al.*, (1989), quienes diferenciaron 6 zonas que son: Zona de la clorita (1), Zona de la biotita (2), Zona de la andalucita-estaurolita-cordierita (3), Zona de la andalucita-cordierita (4), Zona de la sillimanita-moscovita (5) y Zona de feldespato potásico-sillimanita (6). En la Hoja de Vielha, a parte de la zona de la clorita, llegan a observarse las zonas de la biotita (2), de la estaurolita-andalucita-cordierita (3) y de la andalucita-cordierita (4). El resto de las zonas queda situado fuera del ámbito de la hoja. En cualquier caso las zonas de la Est-And-Cord (3) y And-Cord (4) se han agrupado, si bien dentro del territorio español únicamente es observable la Zona de la andalucita-cordierita (4), siendo característica la ausencia de estaurolita. El metamorfismo, tienen lugar posteriormente al desarrollo de la deformación principal (D2) y antes de la formación de pliegues derechos de dirección E-O. A los largo del desarrollo del metamorfismo, que tiene lugar en 3 fases, y al igual que ocurría en el Domo de Bossost, se produce la rotación de los porfiroblastos del metamorfismo.

En la zona de la biotita afloran esquistos, en los que los minerales principales son cuarzo, moscovita y biotita. Los cuarzos son de pequeño tamaño y están alargados según la lineación de

segunda generación (S_2). La moscovita y la biotita suelen encontrarse deformadas por las crenulaciones tardías de dirección E-O (cuarta generación de pliegues). Se ha observado cloritoide que presenta alineaciones de inclusiones, las cuales forman un ángulo con la S_2 , por lo que deben ser posteriores a ella, y seguramente previas a la rotación de los porfiroclastos.

La Zona de la estaurólita-andalucita-cordierita ocupa toda la cabecera del torrente de Gorgutes. Se observan porfiroblastos crecidos sobre la foliación principal (S_2), que han sufrido una rotación posterior. Sin embargo, crecimientos de algunos cristales de biotita, cordierita y andalucita, han sido interpretados como posteriores a la deformación principal, así como a la rotación de los porfiroclastos. En los estadios más tardíos del metamorfismo, se produce una pérdida de la estaurólita, andalucita y biotita, así como un aumento en el contenido en moscovita. La ausencia de estaurólita, dentro de la zona estudiada, es posiblemente la característica más importante. Este hecho puede ser interpretado como debido a una elevada relación del contenido en Mg / (Fe+Mg), lo cual puede inhibir el crecimiento de estaurólita (KRIEGSMAN *et al.*, 1989).

Las zonas de más alto grado pueden ser observadas junto al contacto con las masas graníticas, con un espesor muy reducido, inferior a 20 m. En estas zonas crece la moscovita en la matriz y reemplaza a la andalucita. El crecimiento de sillimanita y de feldespato potásico es tardío, pues estos minerales aparecen indeformados.

6.3. METAMORFISMO DE CONTACTO ASOCIADO AL MACIZO GRANÍTICO DE LA MALADETA

Asociado al macizo granítico de la Maladeta se desarrolla una aureola de metamorfismo que llega a aflorar en el sector suroccidental de la Hoja de Vielha, aunque por su escasa representatividad no ha sido incluida en la cartografía. En esta zona, el metamorfismo afecta a las calizas del Devónico Superior-Carbonífero Inferior, así como al Carbonífero en facies "Culm". En las calizas tiene lugar una fuerte recristalización, que borra la práctica totalidad de estructuras previas, como resultado del metamorfismo térmico. En rocas calcáreo-pelíticas, puede presentarse la formación de diversos minerales como son idiocrasa, diópsido, wollastonita y grosularia. Las pizarras del Culm son rocas menos favorables, cara a la formación de minerales asociados al metamorfismo de contacto de la Granodiorita de la Maladeta; sin embargo, cerca del contacto, se reconocen corneanas y esquistos que pueden presentar andalucita y cordierita.

En las vecinas Hojas de Benasque y Esterri d'Aneu, situadas al Sur y SE de la de Vielha, en el contacto septentrional del Macizo granítico de la Maladeta tiene lugar la formación de cuerpos de skarn, ricos en anfíboles y frecuentemente mineralizados, dado que se han encontrado indicios mineros de Fe, W y Au. Sin embargo dentro de la Hoja de Vielha no han sido reconocidas estas rocas.

6.4. RELACIÓN ENTRE EL METAMORFISMO Y LA DEFORMACIÓN. CONDICIONES DEL METAMORFISMO

En el Domo de Bossost, el desarrollo del metamorfismo, en general, parece contemporáneo con la generación principal de estructuras (D_2), aunque el clímax del metamorfismo es algo posterior a esta fase de deformación. Con respecto a las estructuras de tercera fase (D_3), en parte, el metamorfismo es contemporáneo con ellas, aunque también se han reconocido evidencias de que es previo a las estructuras D_3 . En la mesozona se han reconocido minerales del metamorfismo deformados por la S_3 , e incluso, en algunas zonas, las isogradas del meta-

morfismo parecen estar cortadas por los despegues de la base del Silúrico, considerados como de fase 3. Sin embargo, al SE del Domo de Bossost, se observa el crecimiento de andalucitas y estauroлитas, posteriormente al desarrollo de la S_3 , por lo que en este último caso parece que se trata de un metamorfismo tardihercínico.

Un metamorfismo tardihercínico, comparable al observado en el SE del Domo de Bossost, se reconoce en el Macizo de Lys-Caillouas, en el puerto de la Gurgut. Asimismo, en este sector ha sido descrita la existencia de una foliación tardía (posterior a la S_2), subhorizontal que bien podría relacionarse con éste metamorfismo tardihercínico. Estas estructuras tardías, junto con el metamorfismo tardihercínico observado tanto SE del Domo de Bossost como en el Macizo de Lys-Caillouas pudieron haberse formado como consecuencia de una extensión al final de la deformación hercínica, que ha sido enunciada y relacionada con la fase principal (fase 2 de este trabajo, D2) por diversos autores (VAN DEN EECKHOUT y ZWART, 1988; VISSERS, 1992; VAN AERDEN, 1994). Como se deduce de las observaciones realizadas en este trabajo las estructuras de fase 2 (D2) son precoces y, por lo tanto, precoz es el metamorfismo asociado a ellas, por lo que no parece lógico que estas estructuras estén relacionadas con una extensión.

En cuanto al metamorfismo relacionado a las estructuras de fase 2, es de alta temperatura y según varios autores de muy baja presión. Así, ZWART (1962) considera que durante el clímax del metamorfismo se alcanzan una temperatura de 500° o 530°, con una presión de 1,5 Kbares, equivalente a una profundidad de 3,5 km, lo que implica un gradiente geotérmico de 150°C.km⁻¹. Por su parte, POUGET (1991) propone unas condiciones del metamorfismo con una presión de 2,5 Kbares, para un gradiente geotérmico de 73°C.km⁻¹. Más recientemente GIBSON y BICKLE (1994), tras realizar geotermobarometría en varias muestras del macizo de Canigó, situado al Este del área estudiada (Fig. 1, pág. 10) y donde existe un metamorfismo comparable al del Domo de Bossost, obtiene unas condiciones para el metamorfismo, que implican una presión mucho más elevada que la deducida por autores previos. Según indican GIBSON y BICKLE (1994), el clímax del metamorfismo tiene lugar a unas temperaturas de 725±25°C, para unas presiones de 4,5±0,5 Kbares (equivalentes a 16±2km), para un gradiente geotérmico de 47°C.km⁻¹.

Las condiciones del metamorfismo propuestas por GIBSON y BICKLE (1994) no difieren demasiado de las propuestas en otros puntos del macizo Herciniano, donde el metamorfismo contemporáneo con las fases de deformación principales hercínicas, no se produce en condiciones extensionales (BASTIDA *et al.*, 1986; MARTÍNEZ *et al.*, 1988).

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La unidad litológica más antigua observable en las Hojas de Canejan y Vielha, corresponde a las rocas cambro-ordovícicas, de las cuales se reconoce una parte inferior pre-Caradociense, de carácter siliciclástico, posiblemente depositada en un medio de plataforma externa. La parte superior está formada por rocas del Ordovícico Superior que se apoyan discordantemente sobre el conjunto litológico infrayacente. La sedimentación de las rocas del Ordovícico Superior, seguramente se produjo en condiciones bastante someras, teniendo lugar procesos efusivos durante esta etapa, puestos más claramente de manifiesto en otras zonas del Pirineo donde han sido observadas rocas volcánicas intercaladas en la sucesión. Cerca del área estudiada, concretamente en la Hoja de Isil, ha sido evidenciada la existencia de esta discordancia ya que se ha observado como las rocas del Ordovícico Superior truncan las distintas uni-

dades litoestratigráficas infrayacentes.

Durante el Silúrico se depositaron las ampelitas en toda la Zona Axial pirenaica. En el Devónico se desarrollan cuencas con una importante subsidencia. Así, en este periodo se reconoce una sedimentación terrígena (lutítico-arenosa) alternando con episodios carbonáticos, donde se reconocen facies arrecifales. En el Sinclinorio del Valle de Arán, durante el Devónico Superior se produce una importante sedimentación turbidítica, correspondiente al depósito de las Areniscas de las Bordas.

El Carbonífero comienza con la sedimentación de calizas, que dan lugar a series condensadas. Posteriormente tiene lugar una mayor tasa de sedimentación, producto de la generación de nuevos surcos, en los que se depositan las rocas siliciclásticas, turbiditas (facies de tipo Culm), que ponen en evidencia una intensa actividad tectónica, correspondiente a la orogénea hercínica.

Las primeras estructuras hercínicas se observan en el Domo del Garona y corresponden las zonas más internas de la Cordillera, que se pueden reconocer en las Hojas de Canejan y Vielha. Se distinguen varios episodios de deformación, de los cuales los dos primeros (D1 y D2) corresponden a estructuras acostadas, o fuertemente vergentes.

El primer episodio D1 se caracteriza por el desarrollo de un clivaje primario (S_1). Esta foliación posiblemente está asociada a grandes pliegues vergentes al Sur, que no han sido observados en el ámbito de la zona estudiada. Esta primera deformación se produjo en unas condiciones metamórficas de bajo grado.

El segundo episodio de deformación (D2), corresponde a pliegues de plano axial muy tendido o acostados, vergentes al Norte, a los que se asocia un clivaje o una esquistosidad secundaria, que es la foliación dominante del Domo del Garona (S_2). En zonas de bajo grado metamórfico, la foliación es un clivaje de crenulación, mientras que en zonas con mayor grado de metamorfismo (mesozona y catazona), la foliación corresponde a una esquistosidad de crenulación. La foliación (S_2) es sincrónica o algo anterior al clímax metamórfico. La zona afectada por un mayor grado de metamorfismo se localiza en el centro del Domo de Bossost. Este metamorfismo, considerado por algunos autores de muy baja presión (ZWART, 1962, 1963a, 1979; POUGET, 1991), en estudios recientes, se ha deducido que con un gradiente geotérmico de $47^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, pueden existir unas condiciones de una temperatura comprendida de $725 \pm 25^\circ\text{C}$, con presiones del orden de $4,5 \pm \text{Kbares}$, equivalentes a $16 \pm 2 \text{ km}$ (GIBSON y BICKLE, 1994).

Posteriormente, en el Domo del Garona tiene lugar la aparición de dos sistemas de pliegues derechos y laxos, de direcciones oblicuas, unos de dirección NO-SE y otros de dirección E-O, este último correspondiente a las estructuras D4.

En el segundo dominio, correspondiente al Sinclinorio del Valle de Aran, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan, no han sido reconocidas las primeras estructuras D1. Así es que en este dominio, las primeras estructuras son pliegues vergentes al Norte (D2), a los que se asocia un clivaje primario, que por correlación con el Domo del Garona se ha considerado que se trata de la foliación S_2 .

La segunda generación de estructuras desarrollada en este segundo dominio (D3) corresponde a pliegues de dirección aproximada E-O, plano axial subvertical y de todas las escalas. A

ellos va asociada la foliación dominante de este dominio que es el clivaje de crenulación S_3 , el cual se forma en unas condiciones de metamorfismo de bajo grado. También se consideran estructuras de esta generación a supuestos cabalgamientos, que se han deducido a partir de la superposición de asociaciones faunísticas anómalas.

El límite entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán viene marcado por las ampelitas silúricas. En este nivel estratigráfico se observan diversas estructuras que ponen de manifiesto la relación existente entre estos dos dominios. En la parte inferior de las ampelitas se observa que la foliación dominante del Domo del Garona (S_2) se encuentra afectada por un conjunto de cabalgamientos, a menudo vergentes al Sur y convergentes hacia la base, donde se localiza un nivel de despegue generalizado en toda la zona. Hacia la parte superior de las ampelitas silúricas, estos cabalgamientos pasan a pliegues que constituyen las estructuras dominantes del Sinclinorio del Valle de Arán (D3).

El Domo del Garona tiene una evolución estructural, anterior a las estructuras D3, más compleja que en el otro dominio. Mientras en el Domo del Garona se habían formado las estructuras de primera generación (D1) y había tenido lugar un buen desarrollo de estructuras de segunda generación (D2), en el dominio correspondiente al Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan tan solo se habían formado algunos pliegues de segunda generación, mucho menos desarrollados que en el Domo del Garona. Tal circunstancia parece sugerir que el acortamiento producido por las estructuras de primera y segunda generación en el Domo del Garona, pudo verse compensado en el otro dominio por el despegue anteriormente mencionado.

Las últimas estructuras hercínicas de la Hoja de Vielha corresponden al cabalgamiento de puerto de la Picada-Vallarties, que corta a todas las estructuras hercínicas. Todas las estructuras hercínicas se ven cortadas por granitoides tardihercínicos, bien representados en el extremo SO de la Hoja de Vielha, intrusiones estas que ya indican un relajamiento de las estructuras hercínicas. Además de esta intrusión ígnea, tanto en la zona del macizo de Lys-Caillouas como en el sector SE del Domo de Bossost, se han observado evidencias de un metamorfismo de contacto tardío respecto de las fases principales de la deformación hercínica (D2 y D3). Este metamorfismo de contacto podría ir asociado a una etapa extensional tardihercínica que fue relacionada con la fase 2 de deformación (D2) por diversos autores (VAN EECKHOUT y ZWART, 1988; VISSERS, 1992).

Con posterioridad al Ciclo Hercínico, en la zona de estudio tuvo lugar la formación de cabalgamientos alpinos, representados en esta hoja por el cabalgamiento de Gavarnie, aunque quizá la falla de Bossost también corresponda a una estructura alpina. El cabalgamiento de Gavarnie lleva asociadas estructuras tales como pliegues de plano axial subhorizontal y un clivaje de crenulación, bastante grosero y de desarrollo local (S_a).

8. GEOLOGÍA ECONÓMICA

8.1. RECURSOS MINERALES

El área geográfica incluida en las Hojas de Canejan y Vielha, en la Zona Axial pirenaica, presenta una gran abundancia de indicios y mineralizaciones. Estos están relacionados con los itinerarios tradicionales de paso entre valles y de zonas de pastoreo por lo que puede conside-

rarse que es, en cierta medida, una zona virgen debido a su extrema dificultad topográfica.

Los datos aportados por distintas fuentes de información, MAGNA, PNAMPM, P.E.S., tesis doctorales, publicaciones diversas, etc. permiten precisar que todos los indicios y mineralizaciones descritos en esta área se encuadrarían en el grupo de minerales metálicos y más estrictamente en yacimientos de Plomo-Zinc.

Los depósitos minerales que han sido objeto de explotación se hallan situados a lo largo de una franja paralela al río Garona en su margen derecha y localizada en los niveles carbonatados del Ordovícico Superior en relación directa con calizas localmente marmorizadas, denominadas localmente "calcáreo metalífero". Las labores mineras más importantes son mina Margarita, mina Victoria y mina Solitaria, así como dos pequeñas catas denominadas mina Font dels Lladres y mina Sauvadera. Existe un indicio en el puerto de Benasque, junto a la frontera francesa, al que se accede desde el camino que conduce al refugio de la Renclosa. Las minas anteriormente citadas se sitúan al Norte y NE de Arrés con acceso por el camino de las minas que parte de dicha población.

En todos los casos, la paragénesis es muy similar con leves variaciones en porcentajes relativos, así en mina Margarita se tiene calcopirita, esfalerita, galena, magnetita, pirita y pirrotina. Mina Victoria muestra una paragénesis similar en tanto que en mina Solitaria, mina Sauvadera y Font del Lladres se tiene calcopirita, esfalerita, galena, magnetita, pirita y pirrotina.

Los datos de explotación indican que fue mina Victoria la que tuvo un mayor volumen de extracción.

La génesis de estos yacimientos estrato-ligados de Pb-Zn es muy discutida desde hace décadas. Multitud de publicaciones, referentes tanto a las minas de uno u otro lado de la frontera, aportan datos sobre diversos aspectos de este metalotecto.

Existe coincidencia general en admitir que la mineralización se restringe casi de forma exclusiva a la "caliza metalífera" SITTER y ZWART (1962). Esta formación, está rota por fallas longitudinales en las que existen concentraciones minerales.

Los trabajos realizados sobre mineralizaciones similares en la zona francesa Carbuère, Bocard, etc., la mineralización se relaciona con fallas longitudinales. ZANDVLIET (1960), hace notar tal aspecto y liga la mineralización a la influencia hidrotermal de la intrusión granítica. En Bocard el contenido de Pb decrece en profundidad en tanto que aumenta el de Zinc.

La "caliza metalífera" muestra a menudo una mayor concentración de menas metálicas hacia el techo, próximo al contacto de las filitas silúricas dando la impresión de que esta litología haya actuado de pantalla.

Para SITTER y ZWART (1962), está fuera de duda que estos depósitos son de naturaleza epigenética y de origen hidrotermal.

En las minas de Val de Burat, de la misma naturaleza que las de los alrededores de Sentein (Francia), la mineralización no se halla en la "caliza metalífera" sino en las pizarras filíticas del Ordovícico Superior.

Para RAGUIN (1940) la presencia de pirrotina en la paragénesis de este metalotecto la carac-

teriza como de origen hidrotermal.

BATAMAN (1961) resume las diversas opiniones sobre los yacimientos de Pb-Zn en tres consideraciones fundamentales:

- aguas superficiales descendentes
- aguas meteóricas artesianas ascendentes
- soluciones hidrotermales de origen ígneo

Admitiendo que las pruebas para estos yacimientos se acumulan a favor de esta última hipótesis.

ÁLVAREZ (1974) en su tesis doctoral sobre los "Yacimientos de galena y esfalerita del Área de Bossost (Valle de Arán, Lleida)" establece en sus conclusiones los siguientes puntos:

- En los yacimientos de mina Victoria, mina Margarita y mina Solitaria aparecen representados todos los procesos sedimentarios y metamórficos de la zona.
- El metamorfismo dinámico decrece hacia el Oeste y el término aumenta al aproximarse a los diques de origen pegmatítico que rompen la mineralización.
- La mineralización es más acentuada en las proximidades de las fracturas y en el interior de las mismas.

Propone como visión de conjunto para la génesis de este metalotecto lo siguiente:

- Una fase sedimentaria dividida en los períodos típicos de una sedimentación pericostera. Depósitos siliclásticos con gran abundancia de mineral y depósitos carbonatados con capas de mineral intercaladas, dando con ello al yacimiento un encuadre litológico, y posición paleogeográfica definida.
- Las soluciones metálicas precipitadas, son transportadas en forma de iones complejos orgánicos durante el proceso de dolomitización de la roca precipitando como sulfuros metálicos durante las fases orogénicas de baja presión.
- Durante la diagénesis profunda hay remoción, migración y concentración en los estilolitos.

El metamorfismo de grado medio se traduce por los siguientes rasgos:

- Aparición de mármoles poco metamorizados con abundante SiO₂ en el horizonte calcáreo.
- Fases de diópsido en el horizonte de esquistos verdes.
- Las figuras gráficas entre las diversas fases, en la mayoría de los casos indican una reacción a nivel de borde de grano.

El hidrotermalismo tardío da origen a diques de pegmatita con minerales asociados tales como la gahnita de mina Victoria y la recristalización en determinadas fases minerales como la pirrotina.

Por tanto, concluye el autor, en que el yacimiento se puede clasificar como de origen sedimentario, singenético con el depósito siliclástico-carbonatado del Ordovícico Superior, el cual ha sido afectado posteriormente por diagénesis profunda, metamorfismo regional e hidrotermalismo atenuado. Sería por tanto un yacimiento sedimentario-metamórfico.

Otros autores ALONSO (1979), CASTROVIEJO y MORENO (1983) muestran en sus trabajos que las mineralizaciones estrato-ligadas de Pb-Zn tienen un control tectónico como agente principal de su génesis. En resumen, explican estos yacimientos por movilización hidrotermal de preconcentraciones metálicas posiblemente ligadas a fluidos emanados durante las intrusiones primitivas del ciclo hercínico y propagadas a través de grandes fracturas de dirección Este-Oeste. El metasomatismo selectivo del nivel carbonatado daría origen al primer acúmulo con control sedimentario. Las fases tectónicas posteriores al cabalgamiento del Garona, con nivel de despliegue en el Silúrico y traza subparalela a los carbonatos, afectarían al nivel mineralizado con remoción de los depósitos. Por último, el retoque hidrotermal póstumo configura el carácter complejo de este metalotecto.

Por tanto y teniendo en cuenta lo anteriormente descrito, los diversos autores aportan datos de uno u otro signo a veces contradictorio y difícilmente extrapolables en el contexto regional. En cualquier caso, parece obvio constatar que los yacimientos estrato-ligados de Pb-Zn del área de investigación tienen una génesis polifásica, con un punto de discrepancia en cuanto al origen de la primera concentración de sales metálicas, bien de origen sedimentario, bien de origen hipogénico.

Hay coincidencia en la mayoría de autores en el desarrollo posterior del proceso metalogénico y en la importancia del control tectónico en la concentración de la mineralización.

Otros aspectos de menor importancia son las pequeñas canteras para consumo local en las alternancias del Cambro-Ordovícico (Serie de Orla) próximas a la carretera Vielha-Bossots.

Por último reseñar la posibilidad de utilización como material de construcción o roca ornamental de las pizarras del Devónico (Serie de Entecada) especialmente en la zona de bajo metamorfismo y buen afloramiento de sector de Planet de Siguilla al Oeste de Vielha.

8.2. HIDROGEOLOGÍA

8.2.1. Climatología-Hidrología

El Instituto Nacional de Meteorología controla un total de cuatro estaciones de tipo termopluviométrico en la zona, todas ellas en la provincia de Lleida:

CÓDIGO ESTACIÓN	DENOMINACIÓN
9991	Viella
9993I	Benós
9994U	Bossost
9995	Les Cledes

Estas estaciones llevan controlándose durante un periodo bastante prolongado, siendo de más de 10 años completos para la de registro más corto (9994U). Según datos elaborados por la C.H. del Ebro, las precipitaciones y temperaturas medias para el periodo 1940-1984 son las siguientes:

MES	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	TOTAL
MEDIA	71.5	77.0	82.1	66.3	55.9	61.3	76.6	90.6	84.7	62.9	73.0	74.8	876.7

Estación 9995.- Precipitaciones medias mensuales.

MES	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	TOTAL
MEDIA	10.8	6.4	3.7	3.2	4.2	6.6	8.8	11.5	14.9	17.3	17.1	15.2	10.0

Estación 9995.- Temperaturas medias mensuales.

Se puede observar como la época más lluviosa corresponde a la primavera, aunque las precipitaciones están bastante distribuidas a lo largo del año. Cabe destacar la magnitud de las precipitaciones estivales debido a la frecuencia de las tormentas (los días de tormenta anual superan los 20).

La precipitación total media es del orden de 900 mm, lo que puede considerarse como un valor elevado. En estas regiones de alta montaña tiene gran relevancia la proporción de precipitación en forma de nieve, lo que además de condicionar los cultivos posibles, tiene importancia en cuanto al régimen hidrológico-hidrogeológico. En esta zona de superan los 60 días al año, normalmente en los meses de enero y febrero.

Las temperaturas muestran la distribución típica de valores máximos en la temporada estival (máximo en julio) y mínimos en diciembre y enero, con una amplitud de la variación anual de la temperatura de 14°C. La media anual es bastante fresca, del orden de 10°C. Especialmente en regiones montañosas las isotermas tienden a seguir las curvas de nivel y es característica la diferencia existente entre las temperaturas de los valles y cimas montañosas.

Siguiendo la clasificación agroclimática de Papadakis que considera como características fundamentales del clima el régimen térmico y el régimen de humedad, traduciéndolos al tipo de cultivo que puede vegetar en estas condiciones, se han podido distinguir dos partes en la zona. En el área más baja, correspondiendo al valle del río Garona, se presenta un tipo de clima con invierno avena fresco y verano maíz. En las zonas más elevadas se puede definir un invierno trigo-avena y verano tipo trigo menos cálido. El régimen de humedad para ambos casos corresponde a húmedo.

La red hidrográfica principal, dentro del territorio nacional, está formada por el río Garona, que atraviesa el Valle de Arán en la mitad oriental de las hojas. Sus principales afluentes son Barradós, Joeu y Torán. Este río extiende su cuenca hacia el Norte, vertiendo sus aguas en el océano Atlántico (Burdeos).

En el extremo suroccidental del área se encuentra la cabecera del río Ésera.

La Confederación Hidrográfica del Ebro dispone de una estación de aforo en el río Garona a la altura de Bossost, codificada con el número 19.

En las zonas más elevadas son frecuentes los lagos, en general de pequeño tamaño, que ocupan depresiones relacionadas con morfologías glaciares.

8.2.2. Caracterización hidrogeológica

Son escasos los datos de carácter hidrogeológico existentes en el área. Únicamente se tiene referencia sobre una serie de fuentes en las que emergen aguas de corto recorrido y carácter subsuperficial, cuyo régimen de funcionamiento está condicionado por las precipitaciones y el deshielo. Su aprovechamiento se limita prácticamente al abastecimiento ocasional de excursionistas.

Existe sin embargo un manantial-galería situado en Les, cuyas características geotermales fueron utilizadas para un balneario, aunque en la actualidad permanezcan cerradas las instalaciones. Esta captación se sitúa en el contacto entre los granitos y el encajante metamórfico. Su temperatura de surgencia es de 30 °C y muestra indicios químicos de tratarse de un agua de origen profundo y largo recorrido: pH alto, ausencia de tritio, elevada concentración en sílice.

Según estudios relacionados con la energía geotérmica en Cataluña (Gen. Cat., 1988), este punto se ha asignado a la subunidad del macizo de La Maladeta, a la cual pertenecen también las surgencias de Caldas de Bohí, Artiés y Tredós. Estas investigaciones señalan que se trata de aguas de lluvia infiltradas a grandes profundidades (1000-3000 m), las cuales después de circular por el subsuelo durante más de 40 años y a temperaturas del orden de 100°C han alcanzado una composición bicarbonatada sódica por intercambio con los macizos graníticos, surgiendo por convección forzada a la superficie.

Teniendo en cuenta estos datos, se puede considerar que la circulación de agua se produce fundamentalmente asociada a las fracturas; este flujo subterráneo alcanzará distintas profundidades según el grado de conexión de las fracturas y su continuidad en profundidad.

Además pueden tener cierto interés las formaciones cuaternarias, que en general se pueden suponer de permeabilidad media-alta. Su escaso espesor y extensión superficial condicionan que el aprovechamiento de estos depósitos se vea bastante limitado.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AERDEN, D.G. AND A.M. VAN (1994). "Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas massif". *Tectonophysics, Amsterdam*, v. 238, pp. 139-160.
- ALONSO, J.L. (1979). "Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales)". *Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo*, 26 p. (inédita).
- ÁLVAREZ, A. (1974). "Estudio de los yacimientos de galena y esfalerita del área de Bossost (Val d'Arán, Lérida)". *Tesis Universidad de Barcelona. Departament de Cristallografia i Mineralogia*, 666 pp.
- ANDRÉ, J.P. (1985). "Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la Vallée du Lis, zone axiale des Pyrénées". *Bull. Soc. Géol. Fr, Paris, (8), 1, n° 4*, pp. 515-521.
- ARCHE, A. (1971). "Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique (Pirineos Centrales, España, Francia)". *Tesis Doctoral, Univ. de Madrid*, 197 p.
- BARNOLAS, A.; CHIRON, J.C. ET GUÉRANGUÉ, B. (Eds.) (1996). "Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées". *BRGM-IGME*, 729 pp.
- BARROIS, Ch. (1901). "Note sur les Graptolites de la Catalogne et leurs relations avec les étages graptolitiques de France". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (4), 1*, pp. 637-646.
- BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PULGAR, J. (1986). "Structural metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain)". *J. Struct. Geol.*, 8, 415-430.
- BOISSONNAS, J. (1972). "Carte géologique de la France à 1:50.000 et notice explicative, feuille "Pic de Maubermé" (1085)". *B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), Orléans, France*.
- BORDONAU, J. (1985). "Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nere". *Tesis de licenciatura, Departament de Geomorfologia i Geotectònica, Universitat de Barcelona*, 141 pp. (inédita).
- BORDONAU, J. (1992). "Els Complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus". *Geoforma Ediciones, Logroño*, 251 pp.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D. Y VILAPLANA, J.M. (1992). "Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos". En: A. CEARRETA y F.M. UGARTE Eds.: *The Late Quaternary in the Western Pyrenean region*, p. 303-312. Servicio editorial, Universidad del País Vasco, Bilbao.
- BOUQUET, CH.; BOURROUILH, R.; VACHÉ, E. ET GUÉRANGUÉ, B. (1987). "Le Cambro-Ordovicien de l'Hospice de France, Haute Chaîne, Pyrénées centrales. Sedimentologie et premières correlations". In: *I.G.C.P. Project n° 5, Newsletter*, 7, pp. 131-133.
- BOUQUET, CH. ET STOPPEL, D. (1975). "Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et Aure)". *Bull. du B.R.G.M., Orleans, (2), 1, 1*, pp. 7-61.

- BRESSER, J.H.P. DE; MAJOOR, F.J.M. AND PLOEGSMA, M. (1986). "New insights in the structural and metamorphic history of the Western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France)". *Geol. en Mijnbouw, Dordrecht*, 65, pp. 177-187.
- BROK, S.M.J. DEN (1989). "Evidence for pre-Variscan deformation in the Lys-Caillaouas area, Central Pyrenees, France". *Geol. en Mijnbouw, Dordrecht*, 68, pp. 377-380.
- BUCHROITHNER, M.F. (1978). "Zur Conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer Folgen im Devon der Ost- und Zentralpyrenäen". *Mitt. österr. geol. Ges., Wien*, 69, pp. 247-266.
- CARALP, J. (1888). "Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran)". *Thèse, Toulouse*, 512 p.
- CASTROVIEJO, R. Y MORENO, F. (1983). "Estructura y metalogenia del campo filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag), en el Pirineo de Lérida". *Boletín Geológico y Minero*, 94 (4), 291-320.
- CAVET, P. (1957). "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)". *Bull. Serv. Carte géol. France, Paris*, LV, 254, pp. 303-518.
- CHARLET, J.M. (1979). "Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles), synthèse des données géologiques". *Ann. Soc. géol. Belgique, Liège*, 102, pp. 313-323.
- CHARPENTIER, J. DE (1823). "Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées". *F.-G. Levrault, Ed., Paris*, 633 pp.
- CLIN, M. (1964). "Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque de Lys". *Mem. du B.R.G.M., Orléans*, n° 27, 379 p.
- CLIN, M.; ROCHE, H. de la; LELONG, F. y POTY, B. (1963) : "Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys - Caillaouas (Pyrénées centrales)". *Sciences de la Terre, Nancy*, IX, 2, pp. 149-174, 12 fig.
- CLIN, M.; LELONG, F; POTY, B.; ROCHE, H. DE LA; FAURÉ, J.; MACAUDIÈRE, J.; PELISSONIER, H.; KLEISMIEDE, J.W.; BLANQUART, P.; RIOS, L.M. ET VALERO, J. (1986). "Carte géologique de la France à 1:50.000, feuille "Bagnères de Luchon" (1084)". *B.R.G.M., Orléans, France*.
- CLIN, M.; TAILLEFER, F.; POUCHAN, P ET MULLER, A. (1989). "Notice explicative de la carte géologique de la France à 1:50.000, feuille "Bagnères de Luchon" (1084)". *B.R.G.M., Orléans, France*.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, XIX, 444 p.
- DALLONI, M. (1913). "Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales)". *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (4), XIII, pp. 243-263.
- DALLONI, M. (1930). "Étude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, XXVI, 373 p.

- DEGARDIN, J.M. (1977). "Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)". *Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Sc. Tecn., Lille*, 355 p.
- DEGARDIN, J.M. (1978). "Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles)". *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille, XCVIII*, pp. 51-58.
- DEGARDIN, J.M. ET PARIS, F. (1978). "Présence de chitinozoaires dans les calcaires siluro-dévonien de la Sierra Negra (Pyrénées Centrales espagnoles)". *Géobios, Lyon, 11, 5*, pp. 769-777.
- DESTOMBES, J.P. (1952). "Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne". *C. R. XIX Congr. géol. int. Alger, 2*, pp. 107-129.
- DESTOMBES, J.P. (1958). "Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège)". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (6), 8*, pp. 105-112.
- DESTOMBES, J.P. ET RAGUIN, E. (1953). "Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne)". *C.R.Somm. Soc. géol. Fr., Paris, 16*, pp. 337-339.
- DONNOT, M. ET GUÉRANGUÉ, B. (1969). "Coupe du Cambro-Ordovicien de L'Hospice de France au Port de Venasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales)". *Repport B.R.G.M., Orleans, 69 SGL 080 GEO, 52 p.*
- DURAND, J. ET RAGUIN, E. (1943). "Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (5), XIII*, pp. 9-19.
- DUROCHER, J. (1844). "Essai pour servir à la classification du terrain de transition des Pyrénées et observations diverses sur cette chaîne de montagnes". *Ann. Mines, Paris, (4), VI*, p. 15-112.
- ECKHOUT, B. VAN DEN AND ZWART, H.J. (1988). "Hercynian crustal scale extensional shear zone in the Pyrenees". *Geology, 16*, 135-138.
- GARCÍA LÓPEZ, S.; GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y ARBIZU, M. (1991). "Devonian of the Aran Valley Synclorium, Central Pyrenees, Spain: Stratigraphical and Paleontological data". *Acta Geol. Hispánica, Barcelona, 26, n° 1*, pp. 55-66
- GARCÍA LÓPEZ, S.; GARCÍA 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, Madrid, n° 7*, pp. 33-35.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; BORDONAU, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y VILAPLANA, J.M. (1992). "Mapa geomorfológico Benasque". *Geoforma ediciones, Logroño, 39 pp.*
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1990). "Structure of the Paleozoic in the Aran valley, Axial zone, central Pyrenees". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), VI, n° 2*, pp. 229-239.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1992a). "Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça". *Publ. Esp. Bol. Geol. Min., Madrid; 167p.*

- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1992b). "La estructura de la Zona Axial pirenaica". *III Congr. Geol. Esp. - VIII Congr. Latinoam. Geol., Salamanca, t. 2 (simposios)*, pp. 98-106.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y ALONSO, J.L. (1989). "Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome". *Geodinamica Acta, Paris, 3, 2*, pp. 127-134.
- GIBSON, R.L. AND BICKLE, M.J. (1994). "Thermobarometric constraints on the conditions of metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees: implications for Hercynian geothermal gradients". *J. Struct. Geol., 151*, 987-997.
- KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960). "Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees)". *Leidse Geol. Meded., 25*, pp. 129-245.
- KRIEGSMAN, L.M. (1989). "Structural geology of the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees. Evidence of large scale recumbent fold of late variscan age". *Geodinamica Acta, Paris, 3, 2*, pp. 163-170.
- KRIEGSMAN, L.M.; AERDEN, D.G.A.M.; BAKKER, R.J.; BROK, S.W.J. DEN AND SCHUTJENS, P.M.T.M. (1989). "Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees. Evidence for a late orogenic extension prior to peak metamorphism". *Geol. Mijnbouw, Dordrecht, 68*, pp. 323-333.
- LEYMERIE, M. (1862). "Réunion extraordinaire de la Société Géologique de la France à Saint Gaudens". *Bull. Soc. géol. Fr., Paris, 2e, 19*, pp. 1089-1163.
- LEYMERIE, M. (1870). "Explication d'une coupe transversale des Pyrénées françaises passant par Luchon et Montréjeau, comprenant le massif de la Maladetta, avec projection du versant gauche des callées de la Pique et de la Garonne". *Bull. Soc. géol. Fr., Paris, (2), XXVII*, pp. 573-585.
- MAJOOR, F.J.M. (1988). "A geochronological study of the axial zone of the Central Pyrenees, with emphasis on Variscan events and Alpine resetting". *Verhandelling nr. 6 zwo Laboratorium voor Isotopen-Geologie, Amsterdam*.
- MARTÍNEZ, F.J.; JULIVERT, M.; SEBASTIÁN, A.; ARBOLEYA, M.L. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1988). "Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif". *Am. Jour. Sci., 288*, pp. 969-996.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1989). "Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo Aragonés)". *Eria, 51-64*.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y ARENILLAS PARRA, M. (1988). "Los glaciares actuales del Pirineo español". *MOPU. La nieve en el Pirineo Español, Madrid, 29-98*.
- MATTE, PH. (1969). "Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales)". *C. R. Acad. Sc. Paris, 268*, pp. 1841-1844.
- MATTE, PH. ET XU ZHI, Q. (1988). "Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China". *Geol. Rundschau, Stuttgart, 77, 1*, p. 227-238.

- MEY, P.H.W. (1967). "The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 153-220.
- MEY, P.H.W. (1968). "Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 229-292.
- MICHARD VITRAC, A.; ALBAREDE, F. ET DEPUIS, CH. (1979). "Implications génétiques des compositions isotopiques en Sr, Pb et O dans la série gabbros-granodiorite-granite du Massif de la Maladeta (Pyrénées centrales)". *7^{ème} Réunion annuelle des Sc. de la Terre, Lyon*, 328 p.
- PALAU, J. Y SANZ, J. (1989). "The Devonian units of the Marimanya Massif and their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas". *Geodinamica Acta, Paris*, 3, 2, pp. 171-182.
- POUGET, P. (1991). "Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost dome (French-Spanish central Pyrenees)". *Jour. Geol. Soc. London*, 148, pp. 299-314.
- POUGET, P.; LAMOUROUX, C. ET DEBAT, F. (1988). "Le dôme de Bosost (Pyrénées centrales): réinterprétation majeure de sa forme et de son évolution tectonométamorphique". *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 307, série II*, pp. 949-955.
- RAGUIN, E. (1934). "Le granite du Lys (Haute Garonne)". *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, VI, pp. 421-430.
- RÍOS, L.M. (1977). "El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, provincia de Huesca". *Bol. Geol. Min., Madrid, t. LXXXVIII, n° IV*, pp. 300-305.
- SANTANACH, P.F. (1972). "Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales". *Acta Geol. Hispánica, Barcelona*, 5, pp. 129-132.
- SEGURET, M. ET PROUST, F. (1968). "Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, (D), pp. 984-987.
- SITTER, L.U. DE Y ZWART, H.J. (1962). "Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50.000; sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat". *Leidse Geol. Meded.*, 27, pp. 191-236.
- SOULA, J.C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J.; GUCHEREAU, J.Y.; LAMOUROUX, CH; POUGET, P. ET ROUX, L. (1986a). "Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales". *Bull. Soc. géol. France, Paris*, 8, II, (1), pp. 79-93.
- SOULA, J.C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J. ET POUGET, P. (1986b). "A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees". *Tectonophysics, Amsterdam*, 129, pp. 115-147.
- VALENZUELA, J.I. (1989). "Conodontos del Lochkoviense y Praguense del Pirineo Central". *Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza*, 118 p.
- VISSERS, R.L.M. (1992). "Variscan extension in the Pyrenees". *Tectonics*, 6, pp. 1369-1384.

- VISVANATH, S.N. (1957). "Étude géologique de la région minière de Sentein (Pyrénées ariégeoises)". *Sci. de la Terre, Nancy*, V, 2-3, pp. 137-244.
- WATERLOT, M. (1969). "Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles". *Mem. Inst. Geol. Min. España, Madrid*, LXX, 259 p.
- WATERLOT, M. Y CHARLET, J.M. (1983). "El Carbonífero de los Pirineos. In: I.T.G.E. (Carbonífero y Pérmico de España)". *X Congr. Int. Estrat. Geol. Carb., capt. VII*, pp. 281-328.
- ZANDVLIET, J. (1960). "The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France-Spain". *Leid. Geol. Med.*, 45: 167-236. 25, pp. 1-127.
- ZWART, H.J. (1958). "Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Arán (Central Pyrenees)". *Geol. en Mijnbouw, Dordrecht*, v. 20, pp. 18-30.
- ZWART, H.J. (1960). "Relations to the folding and metamorphism in the Pyrenees, and their chronological succession". *Geol. Mijnbouw, Dordrecht*, v. 22, pp. 163-180.
- ZWART, H.J. (1962). "On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)". *Geol. Rundschau, Stuttgart*, v. 52, pp. 38-65.
- ZWART, H.J. (1963a). "Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II. Valle de Arán, sheet 4". *Leidse Geol. Meded.*, v. 28, pp. 321-376.
- ZWART, H.J. (1963b). "The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees". *Geol. Rundschau, Stuttgart*, v. 53, pp. 170-205.
- ZWART, H.J. (1979). "The Geology of the Central Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, v. 50, 74 p.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN: 978-84-7840-906-8



9

788478

409068