

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ESTERRI D'ÀNEU

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

ESTERRI D'ÀNEU

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
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-16-009-3
ISBN: 978-84-9138-002-3
Depósito legal: M-10.429-2016

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja (Esterri d'Àneu-181), han sido realizados por el Área de Geología del IGME, con la colaboración de otros investigadores, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa y Cortes Geológicos

- L.M. Martín Parra (IGME).
- F. Bellido (IGME).
- L.R. Rodríguez Fernández (IGME).
- A. Suárez Rodríguez (IGME).
- G. Zamora (IGME).

Colaborador

- A. Robador (IGME).

Mapa y Cortes Geomorfológicos

- A. Suárez Rodríguez (IGME).

Colaboradores

- V. Alonso Alonso (Univ. de Oviedo).
- L.R. Rodríguez Fernández (IGME).
- A. Rubio Ordóñez (IGME).

Memoria

- L.M. Martín Parra (IGME). Introducción.
- L.M. Martín Parra, L.R. Rodríguez Fernández y A. Suárez Rodríguez (IGME). Estratigrafía.
- L.M. Martín Parra y L.R. Rodríguez Fernández (IGME). Tectónica.
- A. Suárez Rodríguez (IGME). Geomorfología.
- V. Alonso Alonso (Univ. de Oviedo). Geomorfología.
- F. Bellido (IGME). Petrología y Geoquímica.
- Ester Boixereu (IGME). Recursos minerales.
- F. Bellido, L.M. Martín Parra y A. Suárez Rodríguez (IGME). Historia geológica.
- F. Bellido, L.M. Martín Parra (IGME). Patrimonio Natural Geológico.
- Ester Boixereu (IGME). Patrimonio Natural Geológico.

Dirección y supervisión

- Ángel García Cortés (IGME).

Edición

- G. Romero Canencia (IGME).
- L.F. Miguel Cabrero (IGME).

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica:

<http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Laminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc... relacionadas en la documentación de la presente hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: e.calvo@igme.es

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN.....	11
2. ESTRATIGRAFÍA.....	13
2.1. PALEOZOICO.....	13
2.1.1. Pizarras, areniscas, cuarcitas y calizas. Cambro-Ordovícico (12, 13, 14 y 15)	14
2.1.1.1. Alternancia samítico-pelítica con pizarras oscuras ferruginosas y niveles arenosos ocres. Serie de Sotlo (12).....	16
2.1.1.2. Pizarras laminadas, areniscas, cuarcitas microconglomeráticas, porfiroides y calizas (13). Formaciones Montenartró y La Central (14).....	16
2.1.1.3. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Cambro-Ordovícico indiferenciado (15)	19
2.1.2. Conglomerados, areniscas, calizas y pizarras. Ordovícico superior (16, 17, 18, 19 y 20)	19
2.1.2.1. Conglomerados de La Rabassa (16)	20
2.1.2.2. Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras. Fm Cavá (17)...	20
2.1.2.3. Calizas, calizas margosas y pizarras carbonatadas. Fm Estana (18)	21
2.1.2.4. Pizarras con intercalaciones esporádicas de limolitas y areniscas finas. Fm Ansobell (19).....	22
2.1.2.5. Conglomerados, areniscas, calizas y pizarras. Ordovícico superior indiferenciado (20).....	22
2.1.3. Pizarras grafitosas y calizas negras. Silúrico (21).....	22
2.1.4. Calizas y pizarras. Devónico.....	24
2.1.4.1. Devónico prevarisco del Área de facies meridional. Subfacies de Sierra Negra s.s. (23, 24, 25, 27, 28 y 29)...	24
a. Alternancias de pizarras, pizarras carbonatadas y calizas. Fm Rueda (24). Pizarras negras. Fm Aneto (23)	24
b. Calizas masivas. Fm Castanesa (25).....	26

c. Pizarras negras. Fm de Fonchanina (27)	27
d. Alternancia de calizas multicolores con pizarras carbonatadas verdosas a gris claro. Fm de Manyanet (28)	27
e. Pizarras y pizarras limolíticas grises a negras. Fm de Civis (29).....	29
2.1.4.2. Unidades Silúrico-Devónicas del Área de facies central (22, 26 y 30)	30
a. Alternancia de calizas y calcarenitas grises y pizarras negras, mármoles con fragmentos de crinoideos. Fms. Alternancia Trenada, Calizas del Marxant y Alternancia paralela (22).....	30
b. Calizas grises a blancas. Calizas de Campaus (26)....	31
c. Pizarras gris-azuladas con intercalaciones carbonatadas. Unidad Lutitas de Beret (30).....	32
2.1.5. Calizas tableadas. Fm Calizas de La Renclusa. Devónico superior-Carbonífero inferior (31)	32
2.1.6. Alternancias de areniscas feldespáticas, grauwacas y litarenitas con pizarras. Carbonífero inferior en facies "Culm" (32)	33
2.1.7. Brechas poligénicas (33).....	34
2.1.8. Lutitas, areniscas y microconglomerados rojos. Fm Peranera (34).....	34
2.2. CUATERNARIO	35
2.2.1. Bloques, arenas con clastos, masivos, gravas, arenas, limos y lutitas. Depósitos glaciares y till (35). Pleistoceno	35
2.2.2. Bloques, clastos con arenas y limos. Morrenas glaciares y morrenas de nevero (36). Pleistoceno-Holoceno.....	36
2.2.3. Limos, lutitas y arenas. Depósitos glaciolacustres (37). Pleistoceno Superior	37
2.2.4. Bloques angulosos en cordones. Glaciares rocosos (38). Pleistoceno Superior-Holoceno	37
2.2.5. Arenas, gravas y limos. Abanicos fluvio-deltaicos. Abanicos torrenciales. Conos de deyección. (39). Pleistoceno Superior-Holoceno	38
2.2.6. Bloques, clastos con arenas, masivos. Conos de avalancha o aludes y otros depósitos de ladera: canchales y conos de derrubios (40). Pleistoceno Superior-Holoceno	38
2.2.7. Bloques de litología variada, arenas y limos. Deslizamientos mixtos o complejos (41). Holoceno.....	39
2.2.8. Arenas, limos, gravas y bloques. Fondos de valle y llanuras de inundación fluvial (42). Holoceno-actualidad	40

3. TECTÓNICA	40
3.1. INTRODUCCIÓN	40
3.2. PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES Y ESTRUCTURAS CARTOGRÁFICAS	41
3.3. DEFORMACIÓN PRE-VARISCA	43
3.4. DEFORMACIÓN VARISCA	43
3.4.1. Primera Etapa de deformación (D1)	44
3.4.2. Segunda Etapa de deformación (D2)	46
3.4.2.1. Pliegues y estructuras menores asociadas	46
3.4.2.2. Estructuras mayores. Pliegues, fallas y cabalgamientos...	49
a. Cabalgamientos del sector NE	49
b. Cabalgamientos del sector de Plá de la Font	50
c. Cabalgamientos del flanco S del Sinclinal de Llavorsí	50
d. Cabalgamiento de Llavorsí-Senet	50
e. Cabalgamientos del sector del Pòrt dera Bonaigua	52
f. Cabalgamiento del Puerto de La Picada-Valarties	53
3.4.3. Deformaciones tardivariscas	53
3.4.3.1. Pliegues y crenulaciones tardías	53
3.4.3.2. Sistemas de fracturas asociados a inyección filoniana	54
3.5. DEFORMACIÓN ALPINA	55
3.5.1. Cabalgamientos y pliegues asociados	55
3.5.2. Falla de Pala d'Eixe	60
3.5.3. Falla del Norte de La Maladeta - Pales del Pui-Espot	60
3.5.4. Kink Bands	61
3.5.5. Deformación en el Macizo de La Maladeta	63
3.5.5.1. Estructuras mayores	64
a. Zona de Cizalla del Tuc de Salana	64
b. Falla del Arriu de Valarties	65
c. Zona de falla del Refugi de la Restanca-Pòrt de Caldes	65
d. Zona de Cizalla Negre-Colomers	65
e. Zona de Cizalla de Sant Nicolau	66
f. Zona Milonítica de Ratera-Rencules	68
g. Cabalgamientos del sur del Estany de Sant Maurici	68
h. Falla del Estany Gento	69
i. Falla del Estany Salat-Estany Nere	70
j. Falla de Boí	70
3.5.5.2. Estructuras menores	71
a. Foliations	71
b. Sistemas de fracturación frágil	72

4. GEOMORFOLOGÍA	75
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	75
4.2. ANTECEDENTES	79
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	82
4.3.1. Estudio morfoestructural	83
4.3.1.1. Formas estructurales (1 a 2)	84
4.3.2. Estudio del modelado y Formaciones superficiales	85
4.3.2.1. Formas de ladera (3 a 10)	85
4.3.2.2. Formas fluviales (11 a 20)	86
4.3.2.3. Formas glaciares (21 a 50)	88
4.3.2.4. Formas nivales y periglaciares (51 a 67)	93
4.3.2.5. Formas antrópicas	95
4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	95
4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	99
5. PETROLOGÍA	101
5.1. ROCAS PLUTÓNICAS	101
5.1.1. Antecedentes y encuadre general	101
5.1.2. Macizo de La Maladeta	105
5.1.2.1. Granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbol de grano medio-grueso (9)	106
5.1.2.2. Granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbol de grano medio grueso con megacristales (10)	108
5.1.2.3. Granitos biotíticos \pm Ms \pm Cd de grano medio de Travessani-Estany Gerber y Arties (11)	110
5.1.2.4. Tonalitas biotíticas de grano medio de Serrader y Gemena (8)	114
5.1.2.5. Gabrodioritas y cuarzodioritas de Taüll (7)	115
5.1.3. Macizo de Arties	117
5.1.4. Stock de Tredos	118
5.1.5. Granitoides de Barruera	120
5.1.6. Granodioritas biotíticas \pm anfíbol de grano medio-fino (6). Granitoides de Marimanya	121
5.2. ROCAS FILONIANAS	122
5.2.1. Diques de diabasas (1)	122
5.2.2. Diques de aplitas y leucogranitos (2)	123
5.2.3. Diques de microgranitos y pórfidos graníticos (3)	124
5.2.4. Diques de microdioritas y lamprófidos (4)	125
5.2.5. Diques de cuarzo (5)	126
5.3. PETROLOGÍA METAMÓRFICA	126
5.3.1. Metamorfismo Regional Varisco	127

5.3.2. Metamorfismo de contacto	128
5.3.3. Metamorfismo Alpino	131
6. GEOQUÍMICA	132
7. RECURSOS MINERALES	148
7.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS	148
7.2. ROCAS INDUSTRIALES.....	151
7.3. RECURSOS GEOTÉRMICOS.....	152
8. HISTORIA GEOLÓGICA	154
9. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	159
9.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PUNTOS DE INTERÉS	160
10. BIBLIOGRAFÍA	163

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Esterri d'Àneu está ubicada en el sector noroccidental de la provincia de Lleida, e incluye parte de las comarcas pirenaicas de Val d'Aran, Pallars Jussà, Pallars Sobirà y Alta Ribagorça.

El Val d'Aran se sitúa en la vertiente atlántica de los Pirineos, siendo el río más importante que le cruza el Garona, que nace y discurre inmediatamente al norte de la hoja, en la vecina Hoja de Isil.

La mayor parte de la hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Ebro, siendo los ríos más importantes que la atraviesan: la Noguera Pallaresa, que discurre por su sector NE, la Noguera de Tor, que discurre por el sector SO, y el Río de Sant Nicolau, afluente de este último.

La estructura interna de la Cadena Pirenaica se caracteriza por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos a muy diversas escalas que se orientan según la dirección de la cadena (E-O). Los materiales involucrados en la deformación alpina, están constituidos por un zócalo paleozoíco previamente deformado y metamorfizado durante la Orogenia Varisca, sobre el que se deposita en un ambiente extensional una cobertura fundamentalmente mesozoica y, posteriormente, un conjunto de materiales del Cretácico superior y Terciario sincrónicos con el desarrollo de las estructuras de acortamiento alpinas.

La estructura de la cadena ha sido dividida en tres grandes zonas, que de N a S son: Zona Norpirenaica, Zona Axial y Zona Surpirenaica (CHOUKROUNE y SÉGURET, 1973).

La estructura general de los Pirineos Centrales y Orientales se conoce bien actualmente, gracias a numerosos trabajos de síntesis a través de toda o parte de la cadena: CHOUKROUNE *et al.* (1968), CHOUKROUNE y SÉGURET (1973), ZWART (1979), WILLIAMS y FISCHER (1984), PARISH (1984), DÉRAMOND *et al.* (1985), WILLIAMS (1985), FONTBOTÉ *et al.* (1986), ZWART (1986), MUÑOZ y SANTANACH (1987), VERGÉS y MARTÍNEZ (1988), CASAS *et al.* (1989), ROURE *et al.* (ECORS Pyrenees Team, 1989), CHOUKROUNE *et al.* (1990), POBLET (1991), MUÑOZ (1988a, 1992), PUIGDEFÀBREGAS *et al.* (1992), BERÀSTEGUI *et al.* (1993), CARRERAS y CAPELLA (1994), GARCÍA SANSEGUNDO (1992, 1996), CAPELLA y CARRERAS (1996) y TEIXELL (1996).

La estratigrafía de los Pirineos Centrales es también bien conocida principalmente a partir de los trabajos de ZANDVLIET (1960), LLOPIS (1965), ZWART (1965), HARTEVELT (1970), EECKHOUT (1986a y b) y POBLET (1991), para los materiales Cambro-Ordovícicos. El establecimiento de la litoestratigrafía detallada del Ordovícico superior se debe a HARTEVELT (1970). Los materiales silúricos han sido descritos, en este sector de los Pirineos por ZANDVLIET (1960), LLOPIS (1965), ZWART (1965), MEY (1968), HARTEVELT (1970), BOURKE (1979) y POBLET (1991), entre otros. En cuanto a los materiales del Devónico y Carbonífero inferior el trabajo más importante es el de MEY (1967a), en el cual distingue cuatro grandes áreas de facies para estos materiales (Área de facies Meridional, Área de facies Central, Área de facies Septentrional y Área de facies Occidental), divididas a su vez en áreas de subfacies con unas características relativamente uniformes. BOERSMA (1973) agrupa en tres subfacies a las cuatro áreas de subfacies del Área de facies Meridional. Además MEY (1967b), HARTEVELT (1970) y BOERSMA (1973) definen la mayoría de las formaciones en que se subdividen estas áreas.

La Hoja se sitúa dentro de la Zona Axial (Fig. 1.1 y 1.2), que constituye el eje orográfico de la cadena y comprende sobre todo rocas del zócalo paleozoico. Las estructuras alpinas vergen hacia el S, definiendo los cabalgamientos alpinos un apilamiento antiformal de láminas que es el responsable del resalte topográfico de las partes internas de la cadena y, según MUÑOZ (1992) de la verticalización de muchas de las estructuras. Desde el punto de vista estratigráfico, para el Devónico-Carbonífero inferior, se sitúa en su práctica totalidad dentro de la Subfacies de Sierra Negra s.l. (BOERSMA, 1973) del Área de facies Meridional, salvo el sector situado al Noreste del Puerto de La Bonaigua que pertenece al Área de facies Central (PALAU, 1995, 1998). Han sido también de interés para la realización de la Hoja los trabajos de KLEINSMIEDE (1960), DE SITTER y ZWART (1962), BOSCHMA (1963), HARTEVELT (1971) y SOLER HERNÁNDEZ (1997). Las relaciones metamorfismo/deformación en el área de la hoja y sus alrededores han sido tratadas por ZWART (1959a y b, 1960, 1962, 1968, 1979), POBLET (1991) y PALAU (1995, 1998) principalmente.

Los materiales más ampliamente representados en la hoja son las rocas plutónicas, principalmente del Complejo plutónico de La Maladeta, compuesto por la yuxtaposición las unidades plutónicas de Boí y Aneto que forman el cuerpo principal, según CHARLET (1968, 1979), y por una serie de intrusiones menores que son las de Taüll, Artiés y Tredos. Han sido estudiados también, principalmente por GLEIZES (1992), GLEIZES *et al.* (1992), LEBLANC y GLEIZES (1992) y LEBLANC *et al.* (1992, 1994), que realizan estudios magnéticos y por ARRANZ (1991, 1997). VITRAC-MICHARD *et al.* (1980) realiza una datación de las granodioritas mediante el método de Rb/Sr,

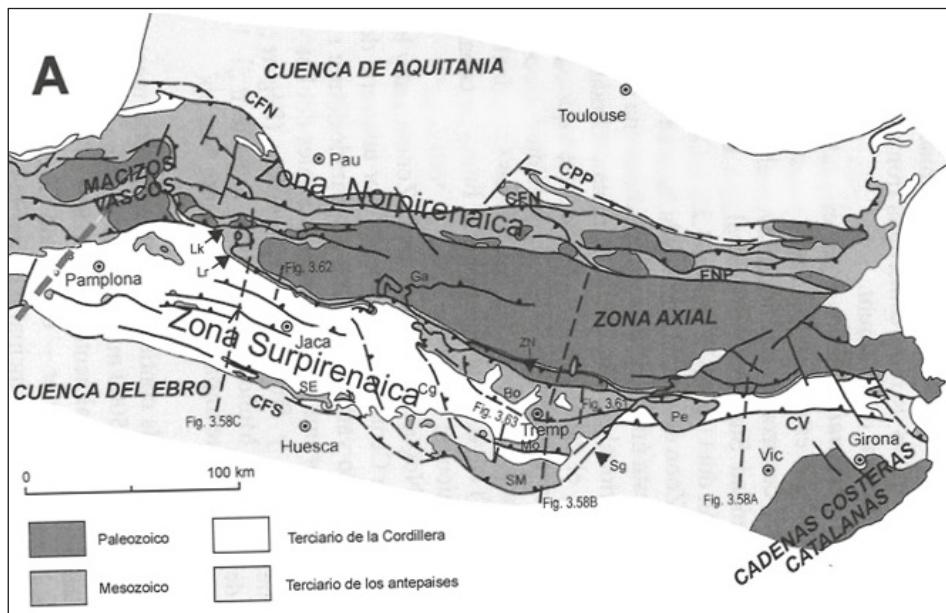


Fig. 1.1.– Esquema estructural de los Pirineos. Modificado de TEIXELL (1996) por BARNOLAS y PUJALTE (2004).

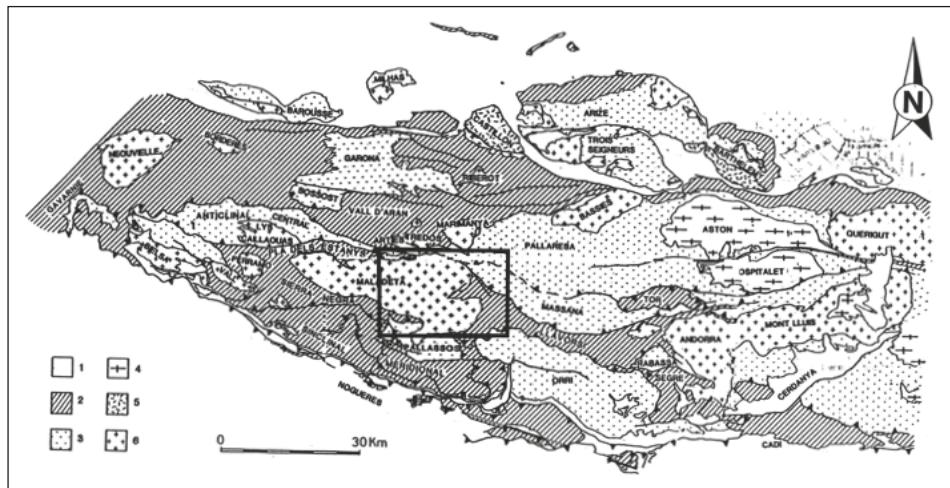


Fig. 1.2.- Situación de la hoja en la Zona Axial. Tomada de POLET (1991). 1) Cenozoico, Pér-mico y Estefaniense, 2) Carbonífero sintectónico, Devónico y Silúrico, 3) Silúrico, Ordovícico su-perior y Cambro-Ordovícico, 4) Ortoneises, 5) paraneises parcialmente en facies de las granu-litas, 6) granodioritas y rocas plutónicas asociadas.

mientras que EVANS (1993) data un mediante U-Pb dique aplítico emplazado en la aureola de contacto, y SOLÉ *et al.* (1997) data mediante K-Ar el metamorfismo de contacto de la Unidad del Aneto.

2. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas aflorantes en la Hoja se dividen fundamentalmente en tres grandes grupos: rocas se-dimentarias y vulcanosedimentarias paleozoicas afectadas por el metamorfismo y deformación variscos, rocas ígneas (fundamentalmente plutónicas) tardivariscas y depósitos cuaternarios. Existe un afloramiento de rocas a las que se atribuye una edad Permo-triásica (KLEINSMIEDE, 1960, MATTAUER y SÉGURET, 1966, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992), y que estarían solamente afectadas por la deformación Alpina, cuyo significado será tratado más adelante.

2.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos afloran, en la hoja, como encajante de los granitoídes del Macizo de La Maladeta, principalmente en su tercio oriental (Serra dels Estanyets, Valle de Espot, Valle de la Noguera Pallaresa, Pòrt dera Bonaigua), y en menor extensión orlado al citado macizo por el N (Pales de Ruda, Estanhòt d'Escunhau) y por el S (Pantà de Sallente, Vall de Boí).

Las rocas de edad paleozoica se pueden dividir en dos grandes conjuntos separados por mate-riales de edad silúrica.

El conjunto inferior es de carácter fundamentalmente siliciclástico, y en el se incluyen materiales tradicionalmente atribuidos al intervalo Cambro-Ordovícico, sobre los que se apoya una secuencia detrítica con intercalaciones de carbonatos atribuida al Ordovícico superior. Este conjunto aflora principalmente en el sector NE de la Hoja (Pic del Montanyó-Serra de Obaga-Serrat de Sant Jaume), constituyendo el extremo SO del Domo de La Pallaresa. Existen afloramientos de menor extensión en los extremos SO, S y SE de la Hoja (Boí-Taüll, Pantà de Sallente y Torrent de Caregue-Baiasca; este último perteneciente al extremo NO del Domo de l'Orri), así como en los extremos N y NO de la misma (afloramientos del Pòrt dera Bonaigua, Pales de Ruda y Pujoalbo, donde se encuentra el extremo oriental del Anticlinal Central).

El conjunto superior está constituido, en la mayor parte de la hoja, por una serie alternante de pizarras y calizas que culmina en una formación pizarrosa, de edad Devónico inferior-medio. Este conjunto aflora principalmente en el sector SE de la hoja (Lo Teso-Valle de Espot-Serra dels Estanyets), existiendo otros afloramientos menores en el sector SO de la misma (Vall de Boí-Serra de Llats) y en los bordes N y NO. En el sector NO de la hoja afloran los materiales paleozoicos más altos, de edad comprendida entre el Devónico superior y Carbonífero inferior, constituyendo el extremo E del Sinclinal de Plan d'Estan.

Estos dos conjuntos suelen estar separados por pizarras grafitosas silúricas, si bien estas pueden desaparecer tectónicamente, llegando a ponerse en contacto ambos conjuntos, como en el Pòrt dera Bonaigua (al N) y en el Turó de Riuposa (al SE).

2.1.1. Pizarras, areniscas, cuarcitas y calizas. Cambro-Ordovícico (12, 13, 14 y 15)

Diversos autores han subdividido los materiales Cambro-Ordovícicos del sector central del Pirineo Axial, y en concreto en el Domo de La Pallaresa y Anticlinal de La Massana-Ribera de Cardós (Fig. 2.1). Así ZANDVLIET (1960) subdivide estos materiales en dos series: una inferior (Serie de Lleret-Bayau) y otra superior (Serie de Pilás-Estat), que hace equivaler a las series de Canavelles y de Jujols, respectivamente, definidas por CAVET (1951, 1957, 1958) en la vertiente francesa del Pirineo Oriental. LLOPIS (1965) en el Pirineo Andorrano, establece dos series denominadas "serie de Comapedrosa" y "serie de Sant Julià" o de "La Massana", equivalentes también a las de "Canavelles" y "Jujols", respectivamente.

ZWART (1965), en el extremo oriental del Domo de La Pallaresa, sustituye el término "serie de Lleret-Bayau" de ZANDVLIET (1960), por el de Formación Ransol y considera que no es equiparable a la "Serie de Canavelles".

HARTEVELT (1970) agrupa todos los materiales infracaradocienses del Pirineo Central en la Formación Seo, y rebaja a la Formación Ransol a la categoría de miembro intercalado en la anterior.

EECKHOUT (1986 a y b) redefine el Miembro de Ransol, en el sector oriental del Domo de La Pallaresa e introduce dos miembros más denominados Pic de la Sal, el inferior, y Cap d'Entor, el superior.

PIRINEO ORIENTAL		BASE	TECHO
S. de Canavelles	Serie de Canavelles	Esquistos de Jujols inferiores	Cavet 1951-57-58
	Fm Grieses de Canava	Esquistos de Jujols inferiores	Santanach 1972
	Grupo de Canavelles s.l.	Grupo de Jujols	Laumonier 1988
PIRINEO CENTRAL			
Formación de La Seo	Serie de Lleret-Baiau	Serie de Pilas-Estats	Zandyliet 1960
	Serie de Comapedrosa	Serie de Sant Juliá Serie de La Massana	Llopis 1965
	Mb. Ransol		Harteveldt 1970
GARONA		Formación La Seo	
Fm Montenartró	Mb. Pic de la Sal	Fm La Central	Eeckhout 1986
	Mb. Ransol		
	Mb. Cap d'Entor		Poblet 1991
Serie de Ureis	Mb. de mármol y cuarcitas	Serie de Orià	
	Calizadas Bentallou		
	?		García-Sansegundo y Alonso 1989
Precámbrico-Cámbrico Inf.	Cámbrico Medio-Superior		

Fig. 2.1.– Esquema de correlación aproximado para las unidades litológicas del Cambro-Ordovícico en la Zona Axial. Tomado de ARRANZ (1997).

LAUMONIER (1988) redefine las series de Canavelles y de Jujols como Grupo de Canavelles s.l. y Grupo de Jujols, a los que atribuye unas edades Precámbrico superior-Cámbrico inferior y Cámbrico medio-superior a Ordovícico basal (LAUMONIER, 1988, 2004), respectivamente.

POBLET (1991) subdivide los materiales Cambro-Ordovícicos del sector central de la Zona Axial pirenaica (entre los macizos granodioríticos de La Maladeta y Andorra, y al S de los mismos) en tres formaciones que de muro a techo son: Formación de Montenartró, Formación del barranc dels Horts y Formación de La Central.

BARNOLAS y CHIRON (1996) hacen equivaler los materiales del Paleozoico inferior del sector central de la Zona Axial, bajo las Pizarras de Jujols, a la Formación de Evol de las regiones orientales, habiendo elevado además a sus tres miembros a la categoría de formaciones, denominadas de muro a techo: Formación de Alós de Isil, Formación de Lleret-Bayau y Formación d'Alins.

PALAU (1998) agrupa a todos los materiales Cambro-Ordovícicos situados al E del Macizo Gra-nitoide de Marimanya en la que denomina Unidad detrítica d'Isil.

En el área de la hoja se han separado dos conjuntos litológicos dentro del Cambro-Ordovícico, uno inferior que aflora únicamente en la esquina NE de la hoja (Fm Sotlo) y otro superior que constituye la mayor parte de los afloramientos de materiales Cambro-Ordovícicos de la misma, equiparables a las formaciones Montenartró y La Central de POBLET (1991). Finalmente en la esquina NO de la hoja (Barranc de Bargadera), aflora un Cambro-Ordovícico indiferenciado, constituido principalmente por pizarras, areniscas y cuarcitas.

En conjunto constituye una sucesión posiblemente formada en un medio de plataforma.

2.1.1.1. Alternancia samítico-pelítica con pizarras oscuras ferruginosas y niveles arenosos ocres. Serie de Sotlo (12)

En la esquina NE de la hoja, al N del Torrent dels Corriols, existe un pequeño afloramiento constituido por pizarras silíceas negras, laminadas, con láminas arenosas milimétricas y algún nivel disperso de cuarcitas de espesor centimétrico (1 a 2 cm) hasta decimétrico. Dan tonos de alteración marrón-rojizos.

Por correlación con la vecina hoja de Tirvia (182, CARRERAS *et al.*, en prensa), donde afloran mucho más ampliamente, se han atribuido estos materiales a la Serie de Sotlo de edad Cambro-Ordovícica.

2.1.1.2. Pizarras laminadas, areniscas, cuarcitas microconglomeráticas, porfiroides y calizas (13). Formaciones Montenartró y La Central (14)

Se trata de un conjunto constituido por dos sucesiones equiparables a las formaciones Montenartró y La Central de POBLET (1991), si bien no ha sido posible separar con precisión en la cartografía estas dos formaciones. No obstante, se describirán sus características principales, así como su área geográfica de afloramiento aproximada. Este conjunto ocupa la mayoría de los afloramientos de Cambro-Ordovícico existentes en la hoja.

Fm Montenartró

Aflora dentro del área de la hoja, principalmente en su esquina NE, al N de la localidad de Son en el extremo SO del Domo de La Pallaresa y NO del Anticinal de La Massana-Ribera de Cardós. Aflora también, si bien con menor extensión, en el sector S de la hoja, en el extremo NE del Domo de Pallassos, y en la esquina SO de la misma (Boí-Taüll) perteneciente a los domos de Muro y Pallassos. Así mismo podrían incluirse dentro de esta formación los materiales

Cambro-Ordovícicos aflorantes en el SE de la hoja (NO del Domo de l'Orri) y al S del Pòrt dera Bonaigua, bajo el Ordovícico superior, y los del afloramiento de Pales de Ruda. El afloramiento de Barranc de Bargadera-Pujoalbo (esquina NO de la hoja) situado en el núcleo del extremo oriental del Anticinal Central, no ha sido posible incluirlo en ninguna de las formaciones en que se subdivide el Cambro-Ordovícico, debido a la escasez de afloramientos.

Esta formación está constituida principalmente por una alternancia rítmica, milimétrica a decimétrica, de pizarras grises y negras con limolitas y areniscas, que han sido denominadas tradicionalmente como *schistes rubanés*, en la que se intercalan cuarcitas, a veces microconglomeráticas. Con menos frecuencia se presentan rocas carbonatadas y más raramente conglomerados.

Las pizarras suelen tener tonos grises a negros y en ocasiones presentan laminaciones arenosas o cuarcíticas (de entre 2 mm y 1 cm) así como intercalaciones de niveles de areniscas y cuarcitas de espesor decimétrico. Con cierta frecuencia contienen sulfuros y muestran tonos rojizos a amarillo-verdosos de alteración. Al microscopio están constituidas principalmente por mica blanca de grano fino y clorita con proporción variable de cuarzo de grano muy fino y algunos niveles enriquecidos en grafito. Como mineralogía accesoria muestran principalmente minerales opacos, turmalina y circón, y con menor frecuencia rutilo, apatito, así como moscovita y clorita detríticas. En una muestra tomada unos 500 m al SE de Esterri d'Àneu, en la carretera a Unarre, se observó la presencia de cloritoide.

Las areniscas y cuarcitas intercaladas en las pizarras son de tonos gris claro, a menudo laminadas, en capas desde decimétricas hasta de 2 m de espesor. Se observan también paquetes de cuarcitas tableadas que pueden alcanzar espesores superiores a 10 m, así como tramos de cuarcitas masivas. En estos tramos de cuarcitas es frecuente la intercalación de cuarcitas de tendencia microconglomerática a microconglomerados. Las areniscas están constituidas al microscopio por cuarzo principalmente, con cantidades variables de mica blanca, y en algunos casos plagioclase con proporciones menores de feldespato potásico y carbonatos. Con carácter accesorio contienen frecuentemente minerales opacos, circón y turmalina, y en menor proporción apatito. En un punto situado 1 km al NO de Esterri, se ha observado cloritoide en proporciones accesorias.

Las cuarcitas microconglomeráticas y microconglomerados son de tonos grises y se presentan intercalados en litosomas desde menores de 50 cm hasta 3 o 4 m de espesor. Tienen numerosos cantos de cuarzo monocristalino gris de 2-3 mm (si bien pueden llegar a alcanzar hasta 1 cm). En algunos cuerpos se observan también cantos policristalinos de cuarzo blanco de hasta 5 cm. Es frecuente la presencia de sulfuros dispersos en estas litologías. Al microscopio están constituidos por una matriz de grano fino cuarzo-moscovítica, en ocasiones plagioclásica, en la que abundan cantos de cuarzo, principalmente monocristalino, que en algunos casos conservan "golfos de corrosión". También se observan algunos cantos de cuarzo policristalinos. En un punto situado unos 500 m al SE de Sorpe, se ha observado un afloramiento de una roca de matriz microconglomerática con cantos dispersos de hasta 9 cm de cuarzo y cuarcita.

Intercalados en esta sucesión se han observado en varios puntos, como en el sector NE (al NO de Esterri d'Àneu, y al O de la collada del Pas del Coro) y en el sector SO (en el encajante de las rocas básicas de Taüll), litosomas de porfiroides ácidos (riolíticos a riódacíticos) de origen

volcánico o volcanoclástico, de espesor inferior a 1 m en los que se observan a simple vista numerosos fenoblastos de cuarzo mono y policristalinos, incoloros, rodeados por la foliación principal. Al microscopio muestran una matriz de grano fino, en general intensamente foliada, constituida en la mayoría por mica blanca, clorita y cuarzo, pudiendo contener también minerales opacos, así como carbonatos y epidota/clinozoisita. En proporciones accesorias suelen contener minerales opacos, círcón, turmalina y apatito. En esta matriz se destacan numerosos fenoblastos de cuarzo monocristalino, a menudo idiomorfos a subidiomorfos con "golfos de corrosión", además de moscovita y clorita (posiblemente procedente de alteración de biotita). Se encuentran también algunos fragmentos de vidrio, así como de areniscas y/o cuarcitas. Los granos de cuarzo monocristalino con golfos de corrosión existentes en los microconglomerados deben estar relacionados con este vulcanismo.

En algunos puntos, principalmente en los alrededores de Esterri d'Àneu, se observan niveles o tramos carbonatados (13), aunque también se han observado en el sector SO de la hoja, en la ladera S de la Serra de Llats (X: 323810, Y: 4710413) y en la carretera de Taüll a la Estación de Esquí de Boí-Taüll (X: 324900, Y: 4708850), si bien estas últimas no se han representado en cartografía. Se trata de una alternancia centimétrica de calizas grises y calcoesquistos que llega a alcanzar unos 4m de espesor. Se observan también litosomas de calizas tableadas, en capas de 3 a 5 cm, de hasta 2 m de potencia, así como esporádicos niveles centimétricos de calizas grises intercalados en una alternancia pizarra/arenisca, y en algunos casos niveles más masivos de calizas grises bandeadas (2 m de espesor) y de calizas blanco grisáceas (80 cm). Al microscopio se observa que son calizas arenosas, constituidas principalmente por calcita y en menor proporción cuarzo, con minerales opacos y mica blanca en proporciones accesorias. En una muestra tomada en la carretera de València d'Àneu a Son, se observa una brecha calcárea constituida por clastos de caliza micrítica, angulosos, incluidos en una matriz arenosa de cuarzo, carbonatos, mica blanca y minerales opacos, rodeados por la foliación.

La intensidad de la deformación existente en este sector, no permite reconstruir la relación original de estos niveles carbonatados con el resto de la formación. Este hecho y la falta de afloamiento de la base y el techo de la formación, impide el establecimiento de la potencia total de la misma, si bien POBLET (1991) estima que se puede aceptar una potencia máxima de 500 m obtenida en el sector central del Domo de l'Orri (al Sur de la hoja).

Esta formación se podría correlacionar con la parte inferior de los Esquistos de Jujols (CAVET, 1951, 1957 y 1958), no habiendo sido posible determinar su edad debido a la falta de fósiles con valor cronoestratigráfico.

Fm La Central

Aflora principalmente al Sur de Son, en el E de la hoja, en el extremo occidental del Anticlinal de La Massana-Ribera de Cardós. El contacto con la Formación Montenartró en esta hoja es tectónico.

Esta formación está constituida principalmente por una sucesión monótona de pizarras, filitas plateadas y pizarras limolíticas grises que a menudo muestran una laminación arenosa de tonos claros milimétrica. Esporádicamente se intercalan algunos niveles de areniscas o cuarcitas de

espesor centimétrico (3-4 cm) a decimétrico (30 cm), a veces carbonatadas con moteado de alteración ocre. En ocasiones estas intercalaciones son de cuarcitas laminadas (alternancias de láminas cuarcíticas de 3 a 5 mm de espesor con láminas pizarrosas de 1 a 2 mm).

En las pizarras con laminación arenosa se intercalan, a veces, nivelitos dispersos de calizas de 1 a 20 cm de espesor.

Al microscopio las pizarras están constituidas por cantidades variables de mica blanca y cuarzo, principalmente, y en ocasiones opacos finos y clorita. En proporciones accesorias se observan minerales opacos, circón, turmalina, rutilo, apatito y en ocasiones plagioclasa. Las areniscas intercaladas están constituidas principalmente por cuarzo, moscovita, clorita, y en ocasiones es tilpnomelana, así como cantidades variables de carbonatos. Algunos niveles de areniscas están constituidos por cuarzo, calcita, plagioclasa opacos y clorita, principalmente. En proporciones accesorias suelen presentar la misma mineralogía que las pizarras y limolitas.

Las intercalaciones de finos niveles calcáreos suelen estar constituidas principalmente por calcita y en menor proporción cuarzo; conteniendo en proporciones accesorias plagioclasa, opacos, mica blanca, turmalina, circón y rutilo.

El hecho de que sobre esta formación se apoyen discordantemente los materiales del Ordovícico superior mediante la Formación de los Conglomerados de La Rabassa o las areniscas de la Formación Cavá. Así como el que no aflore la base de la formación, hace imposible calcular su espesor en este sector. POBLET (1991) cita en el sector oriental del Domo de Pallassos unos 150 m de potencia.

Al igual que en la formación anterior no se han encontrado fósiles.

2.1.1.3. Pizarras, areniscas y cuarcitas. Cambro-Ordovícico indiferenciado (15)

En el afloramiento del Barranc de Bargadera-Pujoalbo (esquina NO de la hoja) situado en el núcleo del extremo oriental del Anticlinal Central, existe un afloramiento de Cambro-Ordovícico que no ha sido posible incluir en ninguna de las formaciones en que se subdivide este conjunto, debido a la escasez de afloramientos. No obstante parece tener más similitudes con alguno de los tramos de las pizarras laminadas, areniscas, cuarcitas microconglomeráticas, porfiroides y calizas de las Formaciones Montenartró y La Central.

2.1.2. Conglomerados, areniscas, calizas y pizarras. Ordovícico superior (16, 17, 18, 19 y 20)

Sobre los materiales Cambro-Ordovícicos anteriormente descritos, se apoya discordantemente, en los sectores NO (afloramiento de Pujoalbo), N (Pales de Ruda y Pòrt dera Bonaigua), E (Son-Jou-Estáis) y SE de la hoja (Turó de Riuposa), una secuencia detrítico-carbonatada que ha sido atribuida por diversos autores al Ordovícico superior (KLEINSMIEDE, 1960, HARTEVELT, 1970, BOURKE, 1979, POBLET, 1991, PALAU, 1995, 1998 y SOLER HERNÀNDEZ, 1997).

HARTEVELT (1970) estableció para el sector Catalano-Andorrano del Pirineo Central la litoestratigrafía detallada de estos materiales, subdividiéndolos en varias formaciones (de muro a techo):

Conglomerados de La Rabassa, Fm Cavá, Fm Estana, Fm Ansobell y Cuarcita de Bar. Este criterio ha sido seguido en la realización de esta hoja, habiéndose podido identificar y cartografiar en algunos afloramientos todas ellas, salvo la Fm Cuarcita de Bar (cuya ausencia podría deberse a motivos tectónicos, o bien a su disminución de espesor y desaparición hacia el N y el O; GIL PEÑA *et al.*, 2000, 2001), mientras que en otros solo se ha podido cartografiar un Ordovícico superior indiferenciado.

2.1.2.1. Conglomerados de La Rabassa (16)

Constituyen el tramo basal de la sucesión del Ordovícico superior. PALAU (1995, 1998) los denominó Unidad de Conglomerados de La Bonaigua. Están presentes en varios afloramientos en la hoja: en el sector del Pòrt dera Bonaigua (al N de Era Peülha y O del Pic del Muntanyó), en el sector E de la hoja (al ONO de Jou) y en el sector SE (alrededores de Baiasca).

Se trata de conglomerados poligénicos constituidos principalmente por cantos de cuarzo polícrstalino blanco, cuarcitas y areniscas; si bien también se han encontrado cantos de pizarras y limolitas, así como de areniscas porfiroides y aplitoïdes. En general son subredondeados, de tamaño comprendido en su mayoría entre 1 y 10 cm, si bien se han observado cantos de hasta 20 cm. A menudo estos cantos tienen geometrías elipsoidales debido a un intenso estiramiento tectónico. En general tienen una textura matriz-soportada, si bien llegan a tener en algunos casos una textura grano-soportada. La matriz suele variar entre pizarrosa y areniscosa de tonos gris-verdosos, presentando en ocasiones una textura porfiroides, con numerosos fenoclastos de cuarzo monocrstalino milimétricos rodeados por la foliación. Presentan a veces intercalaciones areniscosas de 20 cm a 2,5 m de espesor, a veces feldespáticas.

Su potencia en el sector del Pòrt dera Bonaigua (al N de Era Peülha), según según PALAU (1995, 1998) es de unos 120 m, muy similar a la citada por POBLET (1991) para el NO del Domo de l'Orri (125 m).

A estos materiales se les ha atribuido un origen continental (conos aluviales), según SANZ y PALAU (en prensa) y GIL PEÑA *et al.* (2004).

En cuanto a su edad, es una formación azoica, habiéndosele asignado una edad Caradoc inferior a partir de la edad asignada a formaciones superiores con contenido paleontológico.

2.1.2.2. Areniscas, cuarcitas, limolitas y pizarras. Fm Cavá (17)

Fue definida formalmente por HARTEVELT (1970). PALAU (1995, 1998) denomina a esta formación, en el sector del Pòrt dera Bonaigua, Unidad pelíticoarenosa de Matamoixons. Se apoya concordantemente sobre los Conglomerados de La Rabassa, pasándose en algunos casos gradualmente de estos a la Fm Cavá mediante la disminución del tamaño de los clastos, hasta dar lugar a un microconglomerado POBLET (1991). Se han encontrado afloramientos de la misma en el sector del Pòrt dera Bonaigua (al N de Era Peülha y al O del Pic del Muntanyó), al ONO de la localidad de Jou y en el área Pic de Quartules-Estaís (sector E de la hoja). En el sector NO de la hoja, en el área de Pales de Serrahèra-Pujoalbo, parte de los materiales del Ordovícico superior indiferenciado podrían corresponder a la Fm Cavá.

Está constituida por pizarras grises más o menos arenosas, a menudo laminadas, areniscas y cuarcitas con laminaciones milimétricas de pizarras y cuarcitas grises en bancos desde 20 cm a 1,5 m. Se han observado también, en el afloramiento de Era Peülha (al S del Pòrt dera Bonaigua), microconglomerados cuarcíticos en bancos próximos a 1m de espesor, intercalados en cuarcitas grises, que muestran porfiroclastos de cuarzo gris, monocristalinos milimétricos. Por otra parte, en la esquina SE de la hoja, al O del Coll de Rat, se han observado alternancias milimétricas de pizarras y areniscas porfiroides con porfiroclastos de cuarzo monocristalino de 1mm. Estas facies tienen un carácter vulcanoclástico, observándose al microscopio cristales de cuarzo monocristalinos con algún "golfo de corrosión", así como clastos totalmente transformados a finas masas de clorita en una matriz pelítico arenosa constituida por mica blanca, cuarzo y clorita principalmente, y en proporciones accesorias minerales opacos, rutilo y turmalina. Se observan algunos sulfuros.

La potencia de esta formación, debido a motivos tectónicos y de recubrimientos, es difícil de establecer. PALAU (1995,1998) estima un espesor en el sector situado al N de Era Peülha, de unos 100 m, mientras que en la Serie de Pletiu de la Font (fuera de la hoja hacia el NE) se reduciría a unos 15 m.

HARTEVELT (1970) describió en la parte alta de esta formación una fauna de braquiópodos, tentaculitos, cistoideos y briozoos que permiten atribuirla al Caradoc.

2.1.2.3. Calizas, calizas margosas y pizarras carbonatadas. Fm Estana (18)

Fue definida por HARTEVELT (1970) en la localidad de Estana situada en la vertiente S del Río Segre. PALAU (1995,1998) en el sector del Pòrt dera Bonaigua y Macizo de Marimanya la denomina Unidad detríticocarbonatada del barranc d'Alòs. Se apoya concordantemente sobre la formación anterior (Fm Cavá).

En el área de estudio, se han observado afloramientos de esta formación, tanto al S del Pòrt dera Bonaigua (al N de Era Peülha), como al E del mismo (al O del Pic del Montanyó), así como en el sector E de la hoja, en el área Pic de Quartules-Estaís-Pantà de La Torrassa. En la esquina NO de la hoja en las Pales de Serrahèra, afloran calizas y calcoesquistos oquerosos similares a los de la Fm Estana en materiales del Ordovícico superior indiferenciado.

Está constituida por una alternancia centimétrica de calizas oquerosas, a veces brechoides, de tonos crema a ocres, de tonos grises en fresco, en niveles de 2 o 3 cm, con pizarras y calcoesquistos verdes, también oquerosos, en niveles de 0,5 a 2 cm. En algunos casos se observan niveles de calizas de hasta 20 cm. Los huecos que dan el aspecto oqueroso a esta formación, han sido interpretados como restos de fósiles disueltos (POBLET, 1991).

No se han reconocido restos fósiles en esta Hoja; no obstante en otros sectores de la Zona Axial del Pirineo Central, varios autores han descrito fauna en esta formación (braquiópodos, briozoos, crinoideos y/o cistoideos, trilobites, ostrácodos, moluscos y corales) que indican una edad Caradoc superior-Ashgill inferior (SCHMIDT, 1931, SOLÉ y LLOPIS, 1947, HARTEVELT, 1970, POBLET, 1991)

La potencia de esta formación es muy variable y puede desaparecer en distancias cortas pasando lateralmente a la Fm Ansobell. PALAU (1995, 1998) cita un espesor máximo para el sector

del Pòrt dera Bonaigua situado al N de Era Peülha (Serie de Les Ares) de unos 100 m, mientras que en el sector Pic de Quartiules-Estaís-Pantà de La Torrassa, su espesor es únicamente de unos 3 metros, quizá debido en buena parte a la intensa deformación existente en esa zona.

2.1.2.4. *Pizarras con intercalaciones esporádicas de limolitas y areniscas finas.*

Fm Ansobell (19)

Esta formación fue definida por HARTEVELT (1970) en la localidad de este nombre en el Domo de l'Orri. PALAU (1995, 1998) en el sector del Pòrt dera Bonaigua situado al N de Era Peülha, la denomina Unidad pelíticoarenosa de la Peülla. En el área de la hoja se apoya concordante-mente sobre la Fm Estana e incluso sobre la Fm Cavá. En otros sectores del Pirineo Central se llega a apoyar sobre el Conglomerado de La Rabassa, e incluso sobre el Cambro-Ordovícico, de manera probablemente discordante (HARTEVELT, 1970, POBLET, 1991).

Aflora en el sector N de la hoja , al N de Era Peülha y en el afloramiento de Pales de Ruda. En el sector E de la hoja aflora en una banda de dirección NO-SE desde Campolado (al pie de Lo Teso), por la Serrat de Sant Jaume y Estaís, hasta el Pantà de La Torrassa.

Está constituida por una monótona sucesión de pizarras y pizarras con laminaciones limolíticas grises y negras, en las que ocasionalmente se intercalan algunos delgados niveles de areniscas. Ocasionalmente contienen algún canto disperso de limolita o arenisca fina de hasta 2 cm. Tam-bién se pueden observar agregados de sulfuros. Su aspecto es muy similar al de las pizarras del Silúrico, y cuando no se encuentra la Cuarcita de Bar, es muy difícil separar ambas formaciones, si bien las pizarras de la Fm Ansobell son menos deleznables que las del Silúrico y raramente tiznan los dedos de negro. Al no encontrarse la Cuarcita de Bar, probablemente debido a mo-tivos tectónicos, no es posible calcular su espesor. HARTEVELT (1970) da para distintos sectores del Pirineo Central potencias que varían entre 20 y 320 m, aumentando su potencia hacia el N donde reemplazaría a la Fm Cavá. POBLET (1991) da una potencia máxima para estos mate-riales de 250-260 m en el sector centrooriental del Anticlinal de La Massana-Ribera de Cardós.

Su edad, teniendo en cuenta la de las formaciones infra y suprayacentes debe estar compren-dida entre el Ashgill inferior y el Llandovery medio.

2.1.2.5. *Conglomerados, areniscas, calizas y pizarras. Ordovícico superior indiferenciado (20)*

En la esquina NO de la hoja, en el sector Pales de Serrahèra-Bosc deth Malh Roi, no se han podi-do individualizar las distintas formaciones que se distinguen en el resto de la hoja en el Ordovíc-i-co superior. No obstante, apoyándose sobre materiales atribuidos al Cambro-Ordovícico indiferen-ciado, afloran areniscas y pizarras gris oscuras, con calizas y calcoesquistos oquerosos similares a los de la Fm Estana, que han sido atribuidos al Ordovícico superior (SOLER HERNÀNDEZ, 1997).

2.1.3. *Pizarras grafitosas y calizas negras. Silúrico (21)*

Afloran en los sectores NO y N de la hoja (Pales de Serrahèra-Pujoalbo y Pales de Ruda, respecti-vemente), si bien el mayor afloramiento se encuentra en el sector E de la misma, en una banda

de dirección NO-SE comprendida entre Campolado-Coll de Fogueruix-Pantà de La Torrassa (al O de las localidades de Son y Jou). Existen, por otra parte, una serie de afloramientos de Silúrico orlando al Macizo granodiorítico de La Maladeta, por el E y el SE (Costa dels Alls, Pala d'Eixe, Collada de la Coma d'Espòs), además de otros observados en el sector SO (Boí-Taüll) marcando repeticiones entre materiales devónicos o entre materiales cambro-ordovícicos y devónicos.

Numerosos autores han estudiado estos materiales en el área de estudio y alrededores del Pirineo Central (DALLONI, 1930, ZANDVLIET, 1960, LLOPIS, 1965, ZWART, 1965, MEY, 1968, HARTEVELT, 1970, BOURKE, 1979, BOTTINGA y GRAS, 1983, BOTTINGA, 1984, GRAS, 1985, POBLET, 1991, GARCIA SANSEGUNDO, 1992, PALAU, 1995, 1998).

Regionalmente se apoya concordantemente sobre la Cuarcita de Bar o sobre la Fm Ansobell (HARTEVELT, 1970), si bien en esta Hoja no se ha observado a la citada cuarcita y los contactos con el Ordovícico superior y con el Devónico inferior suelen estar tectonizados, habiendo actuado a menudo como horizonte de despegue.

Está constituido mayoritariamente por pizarras ampelíticas de color negro a gris muy oscuro, que suelen tiznar los dedos. Es frecuente la existencia de sulfuros dispersos o en agregados estirados, y cuando están intensamente cizalladas, la presencia de numerosas venas de cuarzo. Intercalan ocasionalmente pizarras grises, así como areniscas y cuarcitas grises, y calizas negras, en ocasiones con orthoceratidos, principalmente a techo de la serie. En la parte alta de la serie se observa a veces una alternancia de niveles centimétricos de cuarcitas negras y niveles de calizas grises de 20 a 30 cm de espesor. En el sector SO, en la pista que sube del Pont de Boí a las Bordes d'Erill, aflora una intercalación entre las ampelitas de un nivel de 50 a 80 cm de calizas arenosas con sulfuros dispersos. Las intercalaciones de calizas negras son más frecuentes en los sectores SE y SO de la hoja.

Diversos autores (HARTEVELT, 1970, POBLET, 1991, entre otros) han descrito la existencia de dos tramos en la sucesión silúrica en el Pirineo Central, siendo el inferior, fundamentalmente de pizarras negras ampelíticas, el más potente (unos 110 m según POBLET, 1991), mientras que en el superior alternan las pizarras ampelíticas con calizas negras, en las que son frecuentes los orthocerátidos, crinoideos y lamelibranquios, y no sobrepasa los 20 a 30 m (POBLET, 1991). En el área de la hoja la intensa deformación que afecta al Silúrico impide separar estos dos tramos así como calcular su potencia.

Al microscopio las pizarras ampelíticas están constituidas fundamentalmente por mica blanca, y materia grafitosa, con proporciones variables de cuarzo. En las proximidades del Macizo granodiorítico de La Maladeta, pueden mostrar blastos de andalucita de contacto. En el Coll de Fogueruix (unos 2 km al NNO de Espot) se han observado blastos de clorita de un metamorfismo estático posiblemente ligado a la aureola de contacto de La Maladeta.

Esta unidad representa un episodio de sedimentación de baja energía con gran cantidad de materia orgánica, que hacia el techo evoluciona a una sedimentación carbonatada correspondiente a un episodio de oxigenación con acumulación de moluscos, dentro de un contexto de subsidencia lenta (SANZ, 2004).

En cuanto a la edad de estos materiales, HARTEVELT (1970) y POBLET (1991), cita una edad comprendida entre el Llandovery medio y el Ludlow inferior, basándose en la fauna (diversas especies de graptolitos y trilobites) recogida por diferentes autores (ROUSSEL, 1904, DALLONI, 1930, SCHMIDT, 1931, BOISSEVAIN, 1934, LLOPIS LLADÓ, 1966 y OLIVER, 1967). SANZ y SARMIENTO (en GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1994) refieren la presencia de conodontos, en algunas intercalaciones carbonatadas cercanas a la base de la serie, del tránsito Aeroniense-Rudaniense. La abundante fauna de orthocerátidos, crinoideos, bivalvos, trilobites, graptolitos, braquíopodos, conodontos y quitinozoos, han permitido a diversos autores (HARTEVELT, 1970, BOERSMA, 1968, BUCHROITNER *et al.*, 1974, POBLET, 1991), establecer una edad comprendida entre el Wenlock superior y el Devónico mas bajo para el tramo superior con calizas, que según VALENZUELA-RÍOS (1994) alcanzaría al Lochkoviense basal.

2.1.4. Calizas y pizarras. Devónico

MEY (1967a) divide los materiales del Devónico y el Carbonífero prevarisco del Pirineo en cuatro grandes áreas de facies: Área de facies meridional, Área de facies central, Área de facies septentrional y Área de facies occidental. Posteriormente BOERSMA (1973) agrupa en tres las cuatro áreas de subfacies en que MEY (1967a) subdividió al Área de facies meridional (Subfacies de Sierra Negra s.l., Subfacies de Comte y Subfacies de Renanue). La Subfacies de Sierra Negra s.l., agrupa a su vez a las áreas de subfacies de Sierra Negra s.s. y del Baliera de MEY (1967a). ZWART (1979) modifica esta división, añadiendo el Área de facies Nord-Pirenaica (Fig. 2.2).

Los materiales devónicos aflorantes en la hoja pertenecen en su gran mayoría a la Subfacies de Sierra Negra s.s. del Área de facies meridional. Únicamente los afloramientos situados en el Pòrt dera Bonaigua y al E del mismo, pertenecen al Área de facies central.

2.1.4.1. *Devónico prevarisco del Área de facies meridional. Subfacies de Sierra Negra s.s.* (23, 24, 25, 27, 28 y 29)

Afloran principalmente por el sector E y SE de la hoja, orlando al Macizo plutónico de La Maleda por el E y el SE. En el SO de la hoja afloran en la vertiente N de la Serra de Llats (al N de Boí y Taüll) y al NO de Erill la Vall. Finalmente en el sector NO de la hoja existen varios afloramientos situados en la terminación oriental del Sinclinorio de Pla dels Estanys así como afloramientos dispersos pertenecientes a esta subfacies. De muro a techo se han distinguido las siguientes formaciones devónicas: Fm Rueda, Fm Castanesa, Fm Fonchanina, Fm de Manyanet y Fm Civis.

- Alternancias de pizarras, pizarras carbonatadas y calizas. Fm Rueda (24). Pizarras negras. Fm Aneto (23)

Fue definida por MEY (1967 b) en la vertiente E del Río Esera, como la primera formación del Devónico, si bien la serie devónica empieza a techo del tramo carbonatado infrayacente que contiene conodontos del Lochkoviense basal (VALENZUELA-RÍOS, 1994). Se apoya concordantemente sobre el Silúrico, siendo su límite superior la base de la caliza o dolomía más baja de más de 10 m de espesor. Se trata de una alternancia de calizas arenosas y arcillosas con pizarras

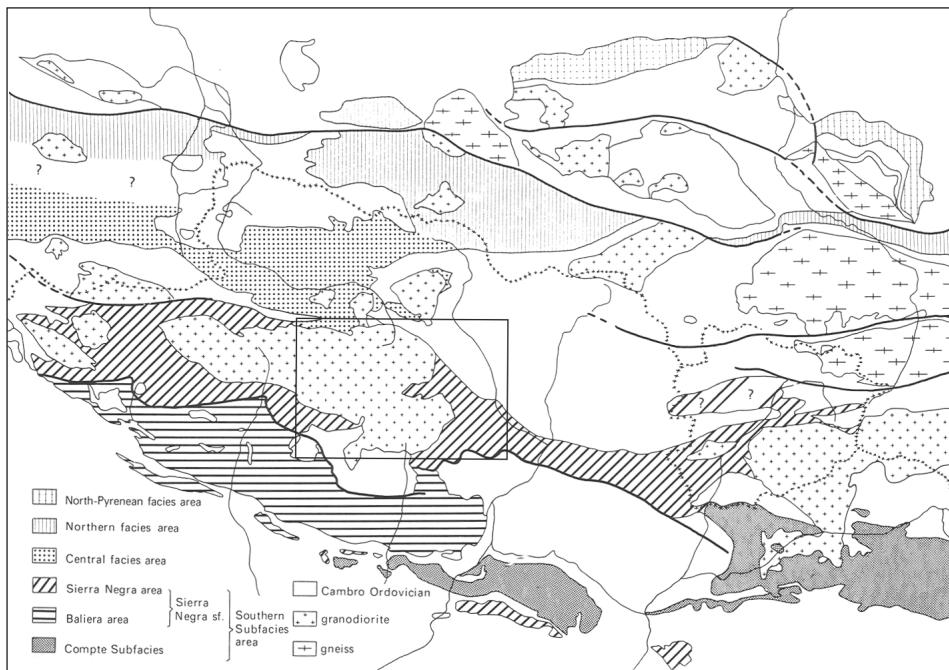


Fig. 2.2.– División en Áreas de facies para los Devónicos del Pirineo Axial, según ZWART (1979), y situación de la Hoja de Esterri d'Àneu.

calcáreas y ligeramente carbonosas. En la parte inferior de la formación pueden encontrarse algunas pizarras puras. Muestran habitualmente tonos marrón oscuro y negro.

En el área de estudio está constituida fundamentalmente por una alternancia decimétrica en bancos de entre 5 y 50 cm (sobre todo entre 10 y 30 cm) de calizas grises a veces con aspecto noduloso a brechoide con rocas calcosilicatadas y pizarras gris oscuras mas o menos carbonatadas (ocasionalmente con láminas de carbonatos millimétricas).

Los niveles pizarrosos y /o calcosilicatados intercalados con frecuencia muestran un aspecto brechoide, con fracturación "en dominó" y aboudinamiento debido a su comportamiento más frágil frente a la deformación que los niveles de calizas intensamente foliados. En ocasiones se observan numerosos fragmentos de fauna (principalmente artejos de crinoideos), si bien deformados y recristalizados.

En el sector NO de la hoja (Pales de Serrahèra), en el flanco S del Anticlinal Central, afloran en el núcleo de un anticlinal cortado por un cabalgamiento varisco un tramo pizarroso negro masivo no grafitoso (23), por debajo de calizas del Devónico inferior (Fm Rueda), que podría ser un tramo pizarroso intercalado en esta formación, o bien el tramo pizarroso situado en la parte basal de la formación citado por MEY (1967 b). Tendría ciertas similitudes con la Fm Aneto, y

la caliza suprayacente con la Fm Gelada definidas por el mismo autor para el área de subfacies del Baliera.

Al microscopio las pizarras carbonatadas están constituidas por mica blanca, epidota/clinozoisita y clorita principalmente, y en menor proporción cuarzo. Las calizas arenosas están constituidas por carbonatos, cuarzo y feldespato potásico, fundamentalmente. En proporciones accesorias suelen contener minerales opacos, círcón y turmalina.

Esta formación representa la instauración de una sedimentación hemipelágica con progresiva oxigenación de la cuenca, que muestra un incremento en la tasa de subsidencia durante el Praguiense inferior (SANZ, 2004).

En cuanto a su espesor, MEY (1967 b) da un espesor de 50 a 80 m para el área situada al SO del Macizo de La Maladeta (Sierra Negra), mientras que POBLET (1991) cita espesores de 40 a 55 m para el Sinclinal de Llavorsí, que podría aumentar hasta 100 m en la subunidad de Sierra Negra.

En los estratos calcáreos es frecuente la presencia de placas de crinoides, además de corales, ortocerátidos y braquiópodos (ARRANZ, 1997). BOERSMA (1968), encontró conodontos en la parte más baja de esta formación en la zona de Las Nogueras, que le proporcionaron una edad Gediniense inferior, mientras que VALENZUELA-RÍOS (1994) los identifica en el Mb Aneto, donde dan una edad Lochkoviense inferior. POBLET (1991) atribuye a esta formación una edad comprendida entre el Gediniense inferior y el Siegeniense superior, e incluso el Emsiense inferior, teniendo en cuenta la edad de las formaciones supra e infrayacentes. Por último SANZ (1995, 2004) atribuye la Fm Rueda en la región de la Sierra Negra al Lochkoviense superior-Praguiense.

b. Calizas masivas. Fm Castanesa (25)

Fue definida por MEY (1967b) en el Pico Castanesa, situado en el Área de subfacies Sierra Negra, s.s., al SO del Macizo de La Maladeta. Se apoya concordantemente sobre la Fm Rueda apoyándose sobre ella, con contacto neto, una serie de pizarras negruzcas que a veces contienen algunas delgadas capas de calizas intercaladas (Fm Fonchanina). En el área de la hoja afloran únicamente en los sectores situados al E y SE del Macizo de La Maladeta, y al SO del mismo (Boí-Taüll).

Se trata de calizas generalmente masivas, de tonos negros a gris oscuros, de grano fino, a veces intensamente foliadas. Se presenta a veces en bancos decimétricos, y en ocasiones laminares e intercalando algún nivel delgado de pizarra gris a negra. Con cierta frecuencia contienen sulfuros. A menudo contienen numerosas venas de calcita, blancas, replegadas.

Su potencia fue estimada por MEY (1967b) en el sector situado al SO del Plutón de La Maladeta entre 30 y 60 m. En el área de estudio su espesor es difícil de estimar, pues esta formación está fuertemente plegada e implicada en una tectónica de cabalgamientos, llegando en el flanco S del Sinclinal de Llavorsí, en la zona próxima al valle del río Noguera Pallaresa, a disminuir su espesor a 2 m (POBLET, 1991) o incluso a desaparecer.

En cuanto a su edad, DALLONI (1910, en MEY, 1967 b) atribuyó esta formación al Eifeliense en un sector situado al O de la hoja. BOERSMA (1968, en HARTEVELT, 1970) en cuenta conodontos de edad Emsiense en el techo de la formación Basibé (correlacionable con la Fm Castanesa) en la zona de las Nogueras. VALENZUELA-RÍOS (1994), mediante conodontos encuentra una edad Praguiense superior-Emsiense inferior para la parte superior de la Fm Basibé. SANZ (1995) atribuye también a esta formación una edad, para el área de subfacies Sierra Negra de Praguiense superior a Emsiense inferior.

c. Pizarras negras. Fm de Fonchanina (27)

Fue definida por MEY (1967b) en la localidad de Fonchanina, situada en la vertiente oriental del río Baliera, y descrita como pizarras finamente exfoliables de color oscuro con algunas finas intercalaciones de calizas (mudstone) y calizas margosas gris oscuro. Se apoya concordantemente sobre la Fm Castanesa. Es una formación muy discontinua que desaparece hacia el sector oriental del Sinclinal de Llavorsí.

En el área de la hoja aflora en los sectores situados al E y SE del Macizo de La Maladeta, así como al SO del mismo (Boí-Taüll) y está constituida por pizarras negras a gris oscuras, monótonas, a veces satinadas, que ocasionalmente intercalan algunos niveles decimétricos de calizas laminadas, gris a negras, y en un caso nodulosas. Pueden contener agregados de sulfuros. Cuando se encuentran próximas al contacto con el Plutón de La Maladeta muestran un aspecto más grosero, con un moteado brillante (posiblemente moscovita de contacto).

Al microscopio se han observado pizarras carbonatadas constituidas principalmente por mica blanca, carbonatos y minerales opacos muy finos, con una laminación en bandas mas pizarrosas y otras con más carbonatos. Presentan una foliación de tipo *slaty cleavage* que rodea a agregados de carbonatos alargados así como, en los níquelitos más pelíticos, a blastos de cloritoide.

La potencia de esta formación es difícil de estimar, debido a su incompetencia y a la intensa deformación a que ha sido sometida. No obstante su espesor parece disminuir de Este a Oeste, dentro del área de subfacies Sierra Negra variando entre los menos de 75 m que HARTEVELT (1970) cita para el área entre los valles del Alto Segre y Valira, los 50 m que cita POBLET (1991) para el Sinclinal de Llavorsí en las cercanías del río Santa Magdalena, hasta los 15 a 35 m que cita MEY (1967b) en los valles del Alto Noguera Ribagorzana y Baliera.

La falta de fauna con valor cronoestratigráfico da una datación relativa, teniendo en cuenta las edades de las formaciones supra e infrayacentes, del Gediniense inferior al Siegeniense superior e incluso Emsiense inferior para POBLET (1991), mientras que SANZ (1995) da una edad Emsiense inferior alto en las áreas de subfacies Sierra Negra y Baliera.

d. Alternancia de calizas multicolores con pizarras carbonatadas verdosas a gris claro.
Fm de Manyanet (28)

Fue definida informalmente por ROBERTI (en MEY, 1967b) en el valle del río Manyanet, donde posteriormente MEY (1967) la define formalmente como "Formación griotte de Manyanet", constituida principalmente por calizas de colores variados, nodulares con intercalaciones de

pizarras y calizas margosas rojas y verdes. POBLET (1991) propone denominarlas simplemente Formación de Manyanet, debido a que, en su opinión, sus niveles calcáreos no son equivalentes a las verdaderas calizas griotte, ni desde el punto de vista litoestratigráfico, ni bioestratigráfico ni cronoestratigráfico.

Se apoya concordantemente sobre la formación infrayacente (Fm de Fonchanina) y aflora en el sector E y SE de la hoja, pertenecientes al sector occidental del Sinclinal de Llavorsí, así como en el sector SO (Boí-Taüll) donde es intruida por el Plutón de La Maladeta.

En el área de estudio está constituida por una alternancia decimétrica, en bancos de 5 a 80 cm (principalmente de 20 a 30 cm) de calizas multicolores, a veces laminadas, (de tonos blanco-amarillentos, verdosos a gris claro y a veces rosados, rojizos y marrones) con pizarras carbonatadas verdosas a gris claro, que pueden tener nívelitos centimétricos de calizas intercalados. Algunos niveles tienen un aspecto noduloso y raramente superan 1 m de espesor (se observó un solo nivel de 3 m). En algunos niveles de calizas grises se han observado cristales de pirita idiomorfos de 1 a 2 mm. En los afloramientos afectados por la aureola de contacto del Plutón de La Maladeta, las calizas se transforman en mármoles y las pizarras carbonatadas en niveles calcosilicatados.

Al microscopio se han observado calizas bioclásticas, a veces arenosas, constituidas principalmente por calcita y en menor proporción cuarzo y/o mica blanca, así como minerales opacos finos en cantidades accesorias. Contienen numerosos fragmentos de fósiles, que en ocasiones se identifican como artejos de crinoides. Se han observado también pizarras, a veces con una fina laminación arenoso-limolítica, constituidas principalmente por mica blanca fengítica, y en menor proporción clorita y cuarzo. En proporciones accesorias contienen minerales opacos, circón, turmalina, rutilo y apatito. Muestran una foliación de tipo *slaty cleavage*, definida por la orientación de mica blanca, que rodea a cloritas y moscovitas detriticas, y en un caso a cristales de cloritoide.

Las pizarras carbonatadas al microscopio están constituidas por carbonatos, cuarzo y mica blanca, con minerales opacos en proporciones accesorias. Se observan finas alternancias de nívelitos calcíticos con algo de cuarzo y otros pizarrosos con algún carbonato disperso.

Unos 350 m al NE de la localidad de Escart, en el SE de la hoja (x: 347150, y: 4712150), se corta en la carretera que sale al valle de la Noguera Pallaresa, una intercalación de un cuerpo ígneo de unos 10 m de potencia con geometría de dique o sill, cuyos bordes son paralelos a la estratificación de las calizas encajantes. Es una roca de grano fino a medio, blanco-verdosa, de carácter dacítico, que al microscopio muestra texturas peperíticas, características de intrusiones de sills en sedimento húmedo. Por otra parte, a techo de la Fm Manyanet, en el SE de la hoja, en la pista a Caregue y Rialp (x: 345225, y: 4708775), se observa una intercalación de 2 a 3 m de espesor de una roca ígnea, verdosa, granular, de grano fino, paralela a la estratificación de las calizas, que parece un sill, de composición diabásica. Al microscopio se observa que está reajustado metamórficamente en condiciones de esquistos verdes.

La potencia de esta formación varía entre los 200 a 300 m citados por HARTEVELT (1970) para el sector oriental del Sinclinal de Llavorsí (valles del Alto Segre y Valira) hasta los 35 a 70 m

citados por MEY (1967b) en el sector del área de subfacies Sierra Negra situado al SO del Plutón de La Maladeta. Para el Sinclinal de Llavorsí, POBLET (1991) cita un espesor comprendido entre 135 y 145 m.

En cuanto a la edad de esta formación, BOERSMA (1973, en ZWART, 1979) les atribuye un intervalo comprendido entre el Givetiense y el Fameniense inferior, mientras que para POBLET (1991) su edad variaría entre el Gediniense inferior y el Emsiense inferior, como mucho. GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1990), mediante conodontos, cita una edad para esta formación desde el Emsiense inferior al Eifeliense basal, mientras que para SANZ (1995), sin embargo variaría entre Emsiense medio y Emsiense medio-superior e incluso Eifeliense inferior, debido a la existencia de un cambio de facies entre la Fm de Manyanet y el tramo inferior de la formación suprayacente (Fm Civis).

e. Pizarras y pizarras limolíticas grises a negras. Fm de Civis (29)

Fue definida formalmente por HARTEVELT (1970). Posteriormente, RÍOS (1977) la denomina "pizarras de Cerler" en la subunidad de Sierra Negra. Aflora ampliamente en el Sinclinal de Llavorsí. En el área de la hoja, aflora en el sector SE de la misma, fundamentalmente en el núcleo del extremo noroccidental del Sinclinal de Llavorsí, y en dos pequeños afloramientos en el extremo NO del Domo de l'Orri.

Se apoya concordantemente sobre la Fm de Manyanet, y está constituida, según HARTEVELT (1970), por pizarras gris a negras, monótonas, en las que localmente se pueden dar delgadas intercalaciones de niveles arenosos y calizos.

En el área de estudio, está constituida fundamentalmente por pizarras y pizarras limolíticas de tonos grises a negros, más bien groseras, monótonas, en las que es difícil reconocer la estratificación. Es muy característica la presencia de un punteado de micas blancas. Se puede observar localmente alguna laminación arenosa o limolítica milimétrica (2-3 mm) a centimétrica (3-4 cm), así como algunos niveles intercalados decimétricos (50 cm a 1 m) de areniscas. En la aureola de contacto del Plutón de La Maladeta, muestran un "mosqueado" de contacto, hasta llegar a transformarse en una corneana andaluítica.

Al microscopio, se trata principalmente de pizarras groseras, ocasionalmente con laminaciones arenosas, constituidas principalmente por mica blanca, clorita, moscovita, cloritoide, y en menor proporción, cuarzo y minerales opacos finos. En proporciones accesorias suelen presentar minerales opacos, turmalina, circón, apatito y a veces cloritoide (si no está entre la mineralogía principal). Muestran una foliación de tipo *slaty cleavage* grosero, que rodea a láminas de moscovita y clorita detriticas, así como a blastos prismáticos de cloritoide desorientados.

Las limolitas o pizarras limolíticas, solo se diferencian al microscopio en la diferente proporción entre micas y cuarzo, habiéndose observado también como mineral accesorio rutilo.

La potencia de esta formación es difícil de establecer, debido a que su techo no aflora, así como a la dificultad en reconocer la estratificación. No obstante, HARTEVELT (1970) le atribuye un espesor de al menos 400 m en los valles del Alto Segre y Valira, y POBLET (1991), cita un espesor máximo reconocido de 350 m.

Intercalados entre las pizarras de esta formación se observan algunos diques o sills de rocas ígneas, de tendencia similar a las descritas en la Fm Manyanet, de los cuales tres han sido cartografiados al NO de Espot, en el flanco N del Sinclinal de Llavorsí. Además se han observado estas rocas en otros puntos de la Fm Civis, tanto en el flanco N como en el S del sinclinal (coordenadas x: 344450, y: 4713000; x: 347800, y: 4711250; x: 342650, y: 4711625). Se trata de diques o sills de 0,5 a 2m de potencia de carácter diabásico a cuarzo-traquíntico, de tono gris algo verdoso, grano fino, en ocasiones foliados. Muestran metamorfismo de contacto y fuerte alteración a sericita y carbonatos. Cartográficamente son subparalelos a las estructuras principales. POBLET y ENRIQUE (1990) describen en el sector centro-oriental del Sinclinal de Llavorsí, un conjunto de rocas hipabisales prehercínicas de microgranudas a porfídicas, similares a las descritas anteriormente, tanto en relación con la Fm Manyanet, como en esta formación, afectadas por la foliación varisca y reequilibradas por el metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo. Les atribuyen un carácter básico a intermedio con composiciones entre basaltos y andesitas, situándose intercaladas en materiales devónicos de edad Eifeliense-Givetense.

En cuanto a su edad, HARTEVELT (1970) y BOURKE (1979), entre otros autores, consideran una edad Carbonífero (Tournaisiense-Westfaliense) para esta formación. GROOS-UFFERNORDE *et al.* (1972), atribuyen una edad a la "serie de Vilaller", equivalente de la Fm de Civis, del Emsiense al Frasniense, mientras que BUCHROITNER y STATTEGER (1975) y BUCHROITNER (1976, en POBLET, 1991) identifican conodontos en el Sinclinal de Llavorsí de edad comprendida entre el Emsiense inferior y Emsiense superior, y RÍOS (1977) atribuye las pizarras de Cerler, también equivalentes a la Fm de Civis al Devónico. Por último SANZ (1995), atribuye una edad a esta formación comprendida entre el Emsiense medio y el Eifeliense superior o Givetense inferior.

2.1.4.2. Unidades Silúrico-Devónicas del Área de facies central (22, 26 y 30)

Afloran únicamente en un sector reducido situado al N de la hoja, entre el Pòrt dera Bonaigua y el borde S del Macizo granitoide de Marianya, y en un pequeño afloramiento situado en el extremo NO de la hoja (Pales de Sarrahèra).

La sucesión estratigráfica existente en este sector fue descrita y datada mediante conodontos por LOSANTOS *et al.* (1986) y posteriormente PALAU y SANZ (1989) y PALAU (1995, 1998).

Siguiendo los criterios de este último autor se han reconocido y cartografiado en este sector las siguientes unidades, de muro a techo: Unidad de Moredo-Salau y Unidad de Lutitas de Beret. A su vez la Unidad De Moredo-Salau se subdivide de muro a techo en las siguientes subunidades: Alternancia Trenada, Calizas del Marxant, Alternancia paralela y Calizas de Campaus. Las tres primeras subunidades se han agrupado cartográficamente debido a lo reducido de su afloramiento así como a su intensa tectonización.

a. Alternancia de calizas y calcarenitas grises y pizarras negras, mármoles con fragmentos de crinoideos. Fms. Alternancia Trenada, Calizas del Marxant y Alternancia paralela (22)

Junto con las Calizas de Campaus, constituyen la Unidad de Moredo-Salau, que alcanza un espesor máximo de 300 m, según ARRANZ (1997) y yace mediante contacto mecánico sobre los materiales infrayacentes.

La **Aternancia Trenada** está constituida por calcarenitas marmorizadas grises y blancas con pasadas anastomosadas de filitas negras de espesor generalmente inferior a 2 m. Los niveles calcareníticos presentan bases erosivas con cantos blandos, y contienen numerosos fragmentos de crinoideos, corales y briozoos. VALENZUELA-RÍOS (en ARRANZ, 1997) y PALAU (1998), en el sector NE del Macizo de Marimanya (fuera de la hoja), identificaron restos de conodontos del Silúrico superior, probablemente Wenlock superior-Ludlow inferior.

Las **Calizas del Marxant** están constituidas por mármoles con fragmentos de crinoideos. Tienen tonos grises y blancos en su base, que se van oscureciendo gradualmente hacia el techo, hasta adquirir en los tramos superiores un tono gris oscuro a negro, sobre el que destacan algunos fragmentos de fósiles, probablemente crinoideos y ortocerátidos, muy deformados (PALAU, 1998). Se han identificado algunos restos de conodontos que indican una edad silúrica (ARRANZ, 1997).

Estas dos subunidades son equivalentes en conjunto a las pizarras ampelíticas negras y a las calizas negras con Orthoceras descritas por HARTEVELT (1970) en otros sectores del Pirineo, y en concreto en el resto de la hoja, a las que atribuye una edad silúrica.

La **Alternancia paralela**, está constituida por una alternancia de niveles de calizas de tonos grises con fragmentos de crinoideos y niveles de pizarras negras. Ocasionalmente se observan granoclasicaciones positivas y laminación paralela en niveles carbonatados (PALAU, 1998). Hacia techo disminuye el espesor de los tramos carbonatados y aumenta el de los niveles detriticos, que pueden estar silicificados. Esta unidad es equivalente a la alternancia de calizas y pizarras denominada por los autores holandeses como Fm Rueda, en el Área de facies meridional (subfacies Sierra Negra) en la que se incluyen el resto de los devónicos de la hoja. Su edad podría ir del Silúrico superior al Praguiense.

b. Calizas grises a blancas. Calizas de Campaus (26)

Se apoya en transito gradual sobre la Alternancia paralela. Las calizas van perdiendo progresivamente intercalaciones lutíticas, hasta dar lugar a calizas grises a blancas (en función de la intensidad del metamorfismo de contacto), masivas o en bancos con bandeados centimétrico y en ocasiones aspecto brechoide, en las que ocasionalmente se observan calcarenitas con fragmentos detriticos de cuarzo. El contenido pelítico de los carbonatos disminuye en su tramo central, volviendo a incrementarse en su parte superior (PALAU, 1998).

En algunos casos se conservan fragmentos de fósiles, blancos, muy estirados. En algunos puntos se observa una intensa deformación de cizalla dúctil asociada a un cabalgamiento alpino.

La intensidad de la deformación que les afecta hace muy difícil calcular su espesor en el área de la hoja.

La edad de esta unidad, basada en conodontos recogidos y estudiados por diversos autores (MORET y WEYANT, 1986, PALAU y SANZ, 1989, PALAU, 1998) se extiende desde el Praguiense superior al Emsiense inferior. En el Valle de Arán estas Calizas serían correlacionables con la Caliza Basal (KLEINSMIEDE, 1960, GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1988, GARCÍA SANSEGUNDO,

1992) en el sector de La Tuca, que aflora mínimamente en la esquina NO de la hoja (Pales de Sarrahèra).

c. Pizarras gris-azuladas con intercalaciones carbonatadas. Unidad Lutitas de Beret (30)

Afloran únicamente en un sector situado al E del Pòrt dera Bonaigua, al SO del Macizo de Marimanya. En otros sectores situados al N y al O del macizo plutónico, están en continuidad estratigráfica sobre las unidades de Moredo-Salau, si bien en el sector de la Bonaigua el contacto con la subunidad Calizas de Campaus, es en su mayor parte tectónico.

Está constituida principalmente por pizarras gris-azuladas, que cerca de la base presentan intercalaciones carbonatadas (PALAU, 1998).

En el área de La Bonaigua, son fundamentalmente pizarras grises a negras con intercalaciones centimétricas de calizas grises y calcoesquistos, con intensa deformación y numerosas venas calcíticas replegadas. En esta sucesión lutítica se intercalan algunos niveles de calizas de varios metros de espesor, de tonos grises a negros, aboudinados, con frecuentes nódulos esparcidos blancos, que pueden corresponder a fragmentos de fósiles (ortocerátidos) y le dan un aspecto característico.

En la reducida área en que aflora en la hoja no es posible calcular su espesor; si bien PALAU (1998) estima para el área de Marimanya un espesor de 150 m.

En cuanto a la edad de esta unidad, PALAU (1998) ha encontrado en uno de estos niveles calizos intercalados, restos de conodontos que determinan una edad devónica supraemsiense. En otros sectores del Pirineo Axial se han citado edades que llegan al Eifeliense.

2.1.5. Calizas tableadas. Fm Calizas de La Renclusa. Devónico superior-Carbonífero inferior (31)

Fue definida por RÍOS (1977) en el valle del río Esera, debiendo su nombre al Refugio de La Renclusa.

Aflora en la esquina NO de la hoja, en el flanco S de la terminación oriental del Sinclínorio del Plan d'Estan y en algunos afloramientos dispersos situados más al E (Serra de Sauvadies, Bosc des Banhs), en contacto con el macizo plutónico de La Maladeta. Se trata de una secuencia constituida por calizas tableadas en bancos decimétricos (30-40 cm) donde alternan calizas grises laminadas y calizas blanquecinas más masivas. Se observan intercalaciones de niveles de tonos claros brechificados, posiblemente dolomíticos, así como de niveles gris-verdosos pelítico-arenosos corneanizados. Diversos autores (RÍOS, 1977, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992) citan la existencia de una intercalación de un nivel de lítitas en el cual se sitúa la base del Carbonífero.

Al microscopio los niveles carbonatados son mármoles calcosilicatados debido al metamorfismo de contacto. Están constituidos principalmente por calcita y anfíbolo tremolítico, y en menor proporción por clinopiroxeno (diopsido), minerales opacos y esfena. Muestran una importante alteración a minerales del grupo de la epidota/clinzoisita y a micas finas. Los niveles pelíticos

están constituidos principalmente por mica blanca y clorita, y en proporciones accesorias por cuarzo, minerales opacos, turmalina, circón y moscovita; mostrando placas de moscovita y epidota/clinozoisita de contacto.

No es posible calcular su potencia en el área de la hoja, ya que no aflora el muro de la formación. POBLET (1991) cita en la proximidad de los Baños de Benasque (NO del Sinclinal de Plan d'Estan) un espesor no inferior a 230 m.

La edad de estos materiales ha sido atribuida por RÍOS (1977) y GARCÍA SANSEGUNDO (1992) al Devónico superior (Fameniense) y Carbonífero inferior (Tournaisiense-Viseense). Esta última edad se basa en conodontos recogidos en la parte superior de esta formación por Adriechen Boogaert (en GARCÍA SANSEGUNDO, 1992) y BOUQUET y STOPPEL (1975). BOERSMA (1973), dató mediante conodontos estas calizas al SO del área de la hoja, obteniendo una edad Tournaisiense superior-Namuriense. SANZ (2004), divide esta formación en dos tramos separados por una laguna estratigráfica. El tramo inferior comenzaría, con dudas en el Givetense medio y llegaría, también con dudas, al Frasnense medio; mientras que el tramo superior comenzaría entre el límite Fameniense-Tournaisiense y el Tournaisiense-Viseense pudiendo llegar al Bashkiriense.

2.1.6. Alternancias de areniscas feldespáticas, grauwacas y litarenitas con pizarras. Carbonífero inferior en facies "Culm" (32)

Aflora únicamente en el NO de la hoja, en el extremo oriental del núcleo del Sinclinal de Plan d'Estan.

Ha sido estudiado por diversos autores, entre los que cabe destacar a KLEINSMIEDE (1960), WATERLOT (1969), ZWART (1979) y GARCÍA SANSEGUNDO (1992).

Presenta una homogeneidad litológica en todo el Pirineo, estando constituido por una sucesión fundamentalmente siliciclastica de alternancias decimétricas de areniscas feldespáticas, grauwacas y litarenitas con pizarras o lutitas oscuras. En las grauwacas y litarenitas, se encuentran frecuentemente fragmentos de pizarras irregulares de 1 a 20 cm (KLEINSMIEDE, 1960). En esta serie ocasionalmente se intercalan niveles de conglomerados y microconglomerados de carácter lenticular, en niveles de grauwacas y areniscas. Los conglomerados presentan cantos en general bien redondeados de cuarzo y cuarcita, mientras los microconglomerados suelen contener clastos de cuarzo angulosos. GARCÍA SANSEGUNDO (1992) cita la existencia de niveles de brechas envueltos en una matriz microconglomerática. Esporádicamente se encuentran también niveles de calizas intercalados. La potencia de esta formación en el área de la hoja no es determinable, al no aflorar el techo de la misma.

En cuanto a su edad WATERLOT (1969), encontró fauna de goniatítidos de edad Namuriense y restos vegetales de edad Westfaliense, coincidiendo en esta última datación paleobotánica con DALLONI (1910, 1913) y ARCHE (1971). SANZ (2004), le atribuye en este sector de la cadena, una edad Bashkiriense inferior para su parte baja, sin que se sepa la edad del techo, si bien en otros sectores de la cadena (Dominios Septentrional y Central) puede llegar desde el Serpukhoviense hasta la base del Moscovense, al menos.

2.1.7. Brechas poligénicas (33)

En la esquina NO de la hoja (Pales de Sarrahèra), existe un pequeño afloramiento, que parece continuarse fuera de la misma, de una brecha de tonos gris oscuros a algo rojizos, heterométrica, constituida por cantes de pizarra, areniscas y litarenitas, en una matriz pizarro areniscosa, más o menos ferruginosa, con textura matriz-soporitada. Los cantes son angulosos y su tamaño varía entre 5 mm y 40 a 50 cm. Se observan tramos areniscosos masivos con cantes, e intercalaciones de niveles de pizarras negras foliados con cantes de 5 a 10 cm rodeados por la foliación.

Su potencia en este afloramiento no supera los 3 m, si bien su contacto N es un cabalgamiento que pone el Silúrico ampelítico alóctono sobre estos materiales, mientras que se apoyan sobre una sucesión que de techo a muro tiene ampelitas silúricas y materiales del Ordovícico superior del flanco N y núcleo del Anticinal central. El accidente que pone en contacto por el N estas brechas con el Silúrico y calizas devónicas equivalentes a la caliza Basal del Área de facies Central, podría ser el Manto de Gavarnie.

Estas brechas se parecen a las descritas al S de la Subunidad del Flamisell-Baliera (al S del Macizo de La Maladeta) por MEY *et al.* (1968), donde estos autores definieron formalmente la Fm Aguiró. En la citada localidad describen en la base de la formación unas brechas poligénicas, mal seleccionadas con bloques angulosos de hasta 2 m de tonos grises a marrones a veces tendiendo a púrpura o rojizo hacia la base, que se apoyan sobre las formaciones prevariscas infrayacentes.

En los tramos de conglomerados situados sobre estas brechas se intercalan lutitas carbonosas en las que diversos autores han encontrado restos de flora fósil que situaría esta formación entre el Westfaliense D hasta incluso el Estefaniense B (ROUSSEL, 1903, DALLONI, 1930, NAGTEGAAL, 1969, WATERLOT, 1967 y 1969, HARTEVELT, 1970, BROUTIN y GISBERT, 1985).

2.1.8. Lutitas, areniscas y microconglomerados rojos. Fm Peranera (34)

En el sector NO de la hoja, en los alrededores de Prüedo, se observan en la pista que va de Sallardú a Artiés, dos pequeños afloramientos de pizarras más o menos arenosas y metalimolitas de tonos morado-rojizos a verdosos y grises, afectadas por una foliación microplegada con desarrollo de una foliación de crenulación muy penetrativa de plano axial. Se observan en uno de estos afloramientos (coordenadas X: 328.700, Y: 4.724.950) numerosas venas de cuarzo paralelas a la foliación .

En otro de estos afloramientos (coordenadas X: 328.275, Y: 4.725.300), en parte removido bajo depósitos morrénicos constituidos de bloques de granitos, se observa que estas lutitas moradas intercalan niveles de microconglomerados con cantes de cuarzo monocristalinos y policristalinos, así como de biotita oxidada.

Al microscopio las pizarras arenosas contienen numerosos minerales opacos muy finos oxidados así como granos de cuarzo monocristalino dispersos que parecen tener, en algunos casos, "gollos de corrosión". Muestran una intensa deformación de carácter milonítico, con desarrollo de pliegues intrafoliares sobre venas de cuarzo con la foliación principal de plano axial, y

desarrollo de *ribbons* en la venas de cuarzo. Los microconglomerados están constituidos por cantos de cuarzo (mono y policristalino), biotita, minerales opacos, moscovita, feldespato potásico, turmalina, círcón y algunos posibles fragmentos de vidrio volcánico; en una matriz foliada constituida fundamentalmente por mica blanca y óxidos de Fe. En algunos cuarzos monocristalinos se observan "gollos de corrosión".

Estos afloramientos han sido atribuidos por diversos autores (KLEINSMIEDE, 1960, MATTAUER y SÉGURET, 1966, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992, SOLER HERNÁNDEZ, 1997) al Triásico o al Permotriásico del autóctono del Manto de Gavarnie, basándose en su correlación con la Formación Peranera, definida por MEY *et al.* (1968) más al S y a su similar posición en el bloque de muro del Manto de Gavarnie. No obstante la falta de datos paleontológicos, la escasez de afloramiento, y la intensa deformación sufrida por estos materiales, hace difícil atribuirles una edad con ciertas garantías.

2.2. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios en la Hoja alcanzan un buen desarrollo superficial, con una edad comprendida entre el Pleistoceno y el Holoceno, siendo en su mayoría depósitos relacionados con los eventos glaciares, periglaciares y gravitacionales ocurridos en esta zona del Pirineo. En el Mapa Geológico se han diferenciado las formaciones superficiales que se describen a continuación.

2.2.1. Bloques, arenas con clastos, masivos, gravas, arenas, limos y lutitas.

Depósitos glaciares y till (35). Pleistoceno

En la Hoja de Esterri d'Àneu predominan los depósitos glaciares, y dentro de estos, los que hemos denominado till o depósito glaciar indiferenciado que se extienden por toda la Hoja.

Estas formaciones superficiales de origen glaciar incluyen: till o depósito glaciar indiferenciado, depósito glaciar con bloques subglaciares, conos proglaciares, terrazas kame, depósitos por aguas de fusión glaciar y rellenos de cubetas de sobreexcavación glaciar.

Sus espesores varían desde menos de 1 metro a más de 200-450 metros de potencia, como se puede observar en el corte del Valle del Riu Escrita en el sector de la localidad de Estahís (VENTURA, 1983), también en el corte de Esterri d'Àneu a Son del Pí y en el valle de Boí-Taüll (VILAPLANA, 1983a). Dado que se ha agrupado un amplio abanico de depósitos, muchos de ellos no presentan morfología bien definida, bien porque la han perdido por procesos posteriores o bien porque los afloramientos no la expresan, y se extienden a diferentes cotas de altura, desde los 900 m hasta por encima de los 2.500 m.

La litología y granulometría dependen del depósito específico del que se trate. Así podemos ver a nivel de afloramiento los till indiferenciados con clastos muy heterométricos, desde grandes bloques a gravas (menor de 10 cm hasta más de 2 m), la mayoría de grandiorita y algunos de rocas metamórficas, en una matriz arenosa, a veces con una cierta orientación y, con capas o zonas donde predominan las gravas y arenas con estratificación, como se puede observar en el corte de la carretera del depósito del Valle del Riu Escrita. Hay niveles que se podrían

clasificar como un diamictón con una fábrica del tipo clasto-soportada y en algunos puntos matriz-soportada. En muchos afloramientos se observan surcos erosivos donde se disponen los grandes bloques con direcciones determinadas, indicando el sentido del movimiento del hielo de un glaciar de valle al avanzar.

Los depósitos glaciares con bloques de transporte subglacial, como el situado en La Collada del Pas del Coro, presentan una granulometría que varía desde bloques con más de 1-2 m hasta menor a 5 cm, en general de granodiorita, con morfologías en bala y en plancha, en una matriz arenosa, constituyendo también un diamictón. Para los depósitos de aguas de fusión glaciar, los conos proglaciares y las terrazas kame el tamaño del sedimento es mixto, desde gravas polimíticas a arenas y limos, con o sin estratificación cruzada y algún canto y bloque disperso, las terrazas kame presentan estratificaciones cruzadas.

Además, en la Hoja aparecen dos complejos sedimentarios proglaciares ligados a cubetas de sobreexcavación, estudiadas en detalle por BORDONAU (1992), aunque en el mapa se encuentran actualmente representados y rellenos por depósitos de origen fluvial. En la parte Nororiental de la Hoja la cubeta de sobreexcavación de Esterri d'Àneu, situada en las inmediaciones de dicha localidad, en el valle del Noguera Pallaresa, tiene un relleno de sedimentos de 400 m de potencia, y en la esquina suroccidental se halla la cubeta de Barruera con 160 m de profundidad (VILAPLANA, 1983a; VILAPLANA y CASAS, 1983; BORDONAU, 1992) en el valle del Noguera de Tor. En ellas los sedimentos varían desde depósitos glaciolacustres (alternancia de niveles lutíticos y arenosos), a fluviales, fluvio-deltaicos (arenas y gravas) y en la parte superior depósitos aluviales subactuales y actuales con conos de deyección fluvio-torrenciales (bloques, cantos, gravas y arenas con niveles de limos).

A estos depósitos se les ha atribuido una edad Pleistoceno en general, por la amplia gama de depósitos que aquí se han agrupado.

2.2.2. Bloques, clastos con arenas y limos. Morrenas glaciares y morrenas de nevero (36). Pleistoceno-Holoceno

Las morrenas son depósitos glaciares que se encuentran separados en la cartografía geológica y geomorfológica de la Hoja, con una morfología característica en "vallum" y una cresta bien definida. En este conjunto, para el mapa geológico, se han agrupado por su morfología, tanto las morrenas del máximo glaciar como otras originadas por los glaciares de valle, así como las de circo y las morrenas de nevero o protalus rampart. Se encuentran a diferentes altitudes y posiciones respecto a cada valle o circo glaciar, con dimensiones muy variadas; algunas de ellas presentan varios cordones laterales o frontales y otras formando arcos bien definidos siendo éstas las más recientes.

Su litología es variada, en general se puede decir que se trata de sedimentos de till subglacial y supraglacial, es decir son un diamictón. Se trata de arenas, limos y gravas, a veces con estratificaciones muy marcadas, otras presentan pliegues, slumps, y fracturas (como se observan en la morrena de la Estación de esquí de Super-Espot, interpretadas como estructuras sinsedimentarias) y, con clastos y bloques heterométricos, de tamaños centimétricos a métricos y de subangulosos a redondeados. Hay niveles de gravas, de arenas y otros de grano más fino con limos

y lutitas que presentan laminaciones paralelas, de colores gris-azulado y otros de color pardo a veces formando pequeños canales.

En otros puntos podemos describir los depósitos como diamicton (granulometría variada), con cantos y bloques subredondeados, algunos de origen metamórfico con morfologías planas y muchos de ellos, tanto los plutónicos como los metamórficos muy alterados.

Dependiendo de cada morrena y su origen, predominan las secciones con muchos cantos y bloques en una matriz arenosa (protalus rampart o morrenas de nevero) o bien con niveles de materiales más finos como gravas, arenas y limos con clastos heterométricos.

A estos depósitos se les atribuye una edad entre el Pleistoceno-Holoceno.

2.2.3. Limos, lutitas y arenas. Depósitos glaciolacustres (37). Pleistoceno Superior

Se han diferenciado este tipo de depósitos glaciolacustres al este de la Hoja en Estahís, en La Plana del Son del Pí, y otros dos depósitos de este tipo en el Valle de Boí. Esto no quiere decir que no existan otros depósitos glaciolacustres que no han sido cartografiados bien por sus dimensiones, bien porque en la actualidad no afloran en superficie. Aunque la calidad de los afloramientos es mínima, se deduce que se trata de sedimentos finos es decir alternancias de limos lutitas y arenas de tonos grises, negros y rojizos, con espesores variables entre 10 y 30 m. Estos sedimentos se suelen formar en ambientes glaciolacustres cuando la depresión sobre la que se encuentran queda parcialmente descubierta de hielo. Su edad se considera Pleistoceno Superior.

2.2.4. Bloques angulosos en cordones. Glaciares rocosos (38). Pleistoceno Superior-Holoceno

Son depósitos originados en un ambiente periglaciar, muy abundantes en el contexto de la Hoja. En general se trata de una masa de derrubios gruesos y finos, cuyo origen puede ser glaciar (till) o periglaciar (crioclastismo), situados en laderas y que contienen o contuvieron hielo intersticial o núcleos de hielo y que muestran signos de movimiento actual o pasado.

Se suelen encontrar ocupando el fondo de antiguos circos glaciares, cabeceras de valle y tramos altos de laderas. Están formados por grandes bloques y clastos de diferentes litologías, repartidos por toda la zona, y originados a partir de pizarras, areniscas y otros procedentes de las rocas plutónicas del Complejo de La Maladeta. Al sur-sureste de la Hoja aunque existen bloques de grandes dimensiones predominan los de menor tamaño por el tipo de roca que los origina (pizarras y calizas grises metamorfizadas de la Formación Rueda). Presentan morfologías y dimensiones variables, pero casi siempre con un frente escarpado, márgenes laterales abruptos y relieve superficiales en su interior de cordones o crestas y surcos arqueados.

En esta Hoja hasta hace pocos años han existido glaciares rocosos activos (zona de Los Besiberris) (CHUECA y JULIAN, 2005), y en general se han localizado entre 2.600-2.095 m en el Pirineo central-oriental, con desplazamientos de 22 cm/año (SERRANO y AGUDO, 1998).

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno Superior-Holoceno.

2.2.5. Arenas, gravas y limos. Abanicos fluvio-deltaicos. Abanicos torrenciales. Conos de deyección. (39). Pleistoceno Superior-Holoceno

Estos depósitos se diferencian por la morfología que presentan. Los abanicos torrenciales y/o conos de deyección son de dimensiones pequeñas y generalmente con bastante pendiente. Aparecen localizados preferentemente en la salida de barrancos a un valle de orden superior. Existen buenos ejemplos en las márgenes de la totalidad de los ríos que surcan la Hoja, siendo los de mayor tamaño y extensión los situados en la Cubeta de Esterri d'Aneu, el abanico torrenciale de Erill la Vall que llega hasta la Cubeta de Barruera, y al norte en los valles del Riu Valtarties y del Riu Aiguamotx en la zona de Los Baños de Tredós. El espesor de los depósitos que forman los conos o abanicos torrenciales es variable, pero por lo general de orden métrico, y la composición litológica muy heterogénea con gran porcentaje de finos y clastos de naturaleza muy diversa, aunque básicamente silícea. Un buen ejemplo de abanico torrenciale se observa en la localidad de Eric La Vall , en la esquina suroeste de la Hoja.

Los abanicos fluvio-deltaicos se han representado en la Cubeta sobreexcavación de Esterri d'Àneu en la ribera del Noguera Pallaresa, y también han sido descritos a través de sondeos en la Cubeta sobreexcavación de Barruera en el valle del Noguera de Tor (BORDONAU, 1992); son abanicos más amplios, aplanados y con una pendiente más baja que los conos, sobre ellos se han depositado otras morfologías aluviales subactuales como se puede observar en la cartografía de la Cubeta de sobreexcavación de Esterri, en las proximidades de la localidad de Escalarre en la zona oriental, donde existen dos abanicos torrenciales superpuestos a los sedimentos de un abanico fluvio-deltaico y también en la salida del río de Son del Pí a dicha cubeta. Si entendemos esta denominación de abanicos fluvio-deltaicos de acuerdo con estudios previos realizados en la zona, se desarrollan sobre la depresión de la cubeta proglaciar en un ambiente glacioclastre, que según BORDONAU (1992) se produce con posterioridad a la Fase de glaciares de valle. Este autor describe un espesor de dichos sedimentos en la Cubeta de Esterri entre 80 y 40 metros y en la de Barruera entre 20-50 metros, compuestos por arenas, gravas y limos.

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno Superior-Holoceno.

2.2.6. Bloques, clastos con arenas, masivos. Conos de avalancha o aludes y otros depósitos de ladera: canchales y conos de derrubios (40). Pleistoceno Superior-Holoceno

Dentro de este conjunto de formaciones superficiales se incluyen los relacionados con ambiente y procesos periglaciares y nivales, ya sean gravitacionales como son los canchales y conos de derrubios originados por crioclastia-gravedad, o bien los conos de avalanchas o aludes originados por la acción de la nieve. Estos últimos se sitúan siempre en laderas con pendientes entre 25º-50º.

Estos depósitos tienen una amplia representación y se localizan en casi todas las laderas de los valles importantes de la Hoja, así destacan en los valles del Río Escrita-Espot, del San Nicolau, del Noguera de Tor, del Valarties, del Aiguamotx, del Garona de Ruda, y de la Bonaigua. Además muchos de los canchales o pedreras se han incluido (en la parte trasera) como parte de los abundantes glaciares rocosos de la Hoja.

Los conos de avalanchas o de aludes suelen estar constituidos por elementos finos, limos y arenas, en los que se incluyen un conjunto de gravas y bloques angulosos de diferentes litologías

en razón de la naturaleza de la roca madre. La morfología de estos depósitos es alargada, con tendencia linguoide, aunque en muchos de los valles de la Hoja su morfología se parece bastante a un cono o abanico, pudiendo alcanzar una longitud de más de 2 km. La potencia puede oscilar entre 2 y 5 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

Por su parte los canchales o pedreras, las vertientes de bloques, los conos de derrubios o los taludes, presentan morfologías variadas, y en general recubren las laderas en sus partes medianas y bajas. Su composición es variable. Aunque predomina los clastos angulosos o gelifractos procedentes de las áreas escarpadas superiores a ellos. Así se puede decir que están constituidos por bloques, gravas y cantes. En los bloques no es raro que sobrepasen dimensiones métricas, hasta 3 y 4 m según el eje mayor. Las gravas y cantes son heterométricos y angulosos y con una litología que varía de unas zonas a otras, según la naturaleza del sustrato pudiendo ser de rocas ígneas, cuarcitas, pizarras, esquistos, calizas o una mezcla de varias de ellas. La potencia suele estar entre 1 y más de 10 m, a excepción de las laderas de derrubios que oscila entre una ligera película de cantes y los 2-3 m. Su edad estaría entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno.

2.2.7. Bloques de litología variada, arenas y limos. Deslizamientos mixtos o complejos (41). Holoceno

Una de las características de muchos valles del Pirineo (valles alpinos) donde anteriormente existieron glaciares de valle, es la formación de procesos gravitacionales en las laderas de los antiguos valles glaciares en "U" o en artesa. Es el caso de algunas zonas de la Hoja de Esterri, donde por la inestabilidad que se crea en las laderas muy verticalizadas de un valle glaciar, al retirarse los hielos, se producen movimientos en masa, hasta conseguir un equilibrio con las nuevas condiciones. Idea ya descrita por muchos autores anteriores, como PEÑA MONNÉ, (1994) que comenta que la fusión de las masas de hielo ha favorecido los procesos de descompresión en las laderas, dando lugar a deslizamientos y desprendimientos masivos, como en el valle de Boí.

Los movimientos en masa, cartografiados como deslizamientos mixtos se localizan sobre todo en el sector oriental de la Hoja, en la cuenca del Noguera Pallaresa hasta las proximidades del Puerto de la Bonaigua, también en los valles al norte de la Hoja como el de Aiguamoxt y Rencules, destacando entre todos los deslizamientos cartografiados el situado en el valle del Río San Nicolau, que al cerrar el valle ha originado la formación del Estany Llebreta (el único lago de la Hoja que no tiene un origen glaciar).

Algunos movimientos en masa tienen longitud kilométrica, pero en general sus tamaños suelen tener dimensiones decamétricas y están constituidos por bloques y clastos del sustrato, o bien con un aspecto desordenado de arenas y/o limos que engloban cantes y bloques derivados de las formaciones o rocas del sustrato, movilizados gravitacionalmente desde las superficies de deslizamiento. Algunos de ellos están constituidos por materiales de origen glaciar. Debido a la propia naturaleza del depósito, su espesor puede variar según las zonas, llegando a alcanzar más de 20 m en algunos de ellos.

La génesis de estos deslizamientos está relacionada con la inestabilidad de pendientes elevadas y abundancia de agua; otros factores condicionantes y desencadenantes de estos movimientos son la vegetación, las propiedades mecánicas de las rocas, la sismicidad o la acción antrópica.

Por su relación con el relieve actual se asignan al Holoceno.

2.2.8. Arenas, limos, gravas y bloques. Fondos de valle y llanuras de inundación fluvial (42). Holoceno-actualidad

En este apartado se incluyen los depósitos de la llanura aluvial sobre los que se encuentra encajada la red actual. Los más significativos son los que constituyen las riberas del Garona de Ruda, la Noguera Pallaresa, la Noguera de Tor, y la del Sant Nicolau, afluente de este último, con anchuras menores a 1 Km y a 1-2 m sobre el cauce actual.

La litología de estos depósitos es similar a la que presentan los niveles de terrazas aunque texturalmente suelen presentar un mayor contenido de finos. A techo aparecen los limos y arcillas de inundación, sobre los que se desarrollan los fértiles suelos pardos de vega (Entisoles).

Los depósitos de fondos de valle se consideran actuales y subactuales (actividad holocena). Son todos aquellos depósitos asociados a los arroyos y cursos fluviales secundarios, en valles de fondo plano y barrancos de funcionamiento estacional, formados por materiales de carácter aluvial o por la combinación de estos con los aportes de las laderas (aluvial-coluvial). Aunque se debe destacar que en casi todos ellos existen depósitos de origen glaciar retrabajados por el sistema fluvial.

En general presentan una morfología de valles de fondo plano, con perfil en artesa, heredados de otra época anterior con un clima más frío que el actual, aunque en muchos puntos se observa la incisión fluvial y por lo tanto la morfología en "v" de los valles.

Los depósitos de fondo de valle son depósitos de carácter fluvio-torrencial, observándose grandes bloques en dichos materiales. Tienen un espesor variable, en general menor a 2-3 m. y suelen ser de gravas y bloques de carácter silíceo, aunque dependiendo de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido, con arenas de tonos amarillo-anaranjado y limos grises.

La edad atribuida es Holoceno-actualidad.

3. TECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

La Cadena Pirenaica constituye un orógeno de doble vergencia, asimétrico, orientado Este-Oeste, ubicado entre la Península Ibérica y el resto del continente europeo, originado como resultado de la colisión entre las placas Ibérica y Europea, durante el intervalo de tiempo Cretácico superior-Mioceno inferior. Durante esta colisión se habría producido una subducción continental parcial de la placa Ibérica bajo la Europea (ROURE *et al.*, 1989, MUÑOZ, 1992) o una indentación tectónica a nivel de la corteza inferior (MARTÍNEZ-TORRES *et al.*, 1994; TEIXELL, 1998).

La estructura interna de la cadena se caracteriza por el desarrollo de pliegues y cabalgamientos, orientados Este-Oeste.

La deformación alpina afecta a un zócalo, previamente deformado y metamorfizado durante la Orogenia Varisca, con granitoides generados en esta misma orogenia; a una cobertura mesozoica

depositada en un marco extensional previo a la compresión alpina y a un conjunto de materiales formados entre el Cretácico superior y Terciario, sincrónicos con el desarrollo de las estructuras alpinas.

La cadena ha sido dividida en tres grandes zonas, dispuestas Este-Oeste (Fig. 1.1), denominadas de Norte a Sur: *Zona Norpirenaica*, *Zona Axial* y *Zona Surpirenaica* (MATTAUER, 1968; CHOUKROUNE y SEGURET, 1973). La **Zona Norpirenaica** limita con la Cuenca de Aquitania al Norte y con la Falla Norpirenaica al Sur, vergiendo las estructuras alpinas en ella al Norte. La **Zona Axial** se sitúa en el eje orográfico de la cadena y está constituida principalmente por rocas del zócalo paleozoico, vergiendo las estructuras alpinas principalmente al Sur. Según MUÑOZ (1992), los cabalgamientos alpinos definen un apilamiento antiformal que sería el responsable del resalte topográfico de esta zona. Finalmente, en la **Zona Surpirenaica** se desarrollan importantes mantos cabalgantes en la cobertura postvarisca, con niveles de despegue regional subhorizontales que cortan a la sucesión estratigráfica hacia arriba, mediante rampas que se levantan hacia el Sur.

La magnitud del acortamiento alpino varía según el sector de la cadena, entre 70 a 80 km al Oeste (TEIXELL, 1996) y 110 km (ROURE *et al.*, 1989) a 147 km (MUÑOZ, 1992) en la transversal del Perfil Sísmico ECORS.

El área de la hoja se sitúa aproximadamente en el sector centro-meridional de la Zona Axial (Fig. 1.2).

3.2. PRINCIPALES UNIDADES ESTRUCTURALES Y ESTRUCTURAS CARTOGRÁFICAS

En el área de la hoja se encuentran representadas las siguientes unidades estructurales principales (POBLET, 1991; PALAU, 1998), como se puede ver en la Figura 3.1: Anticinal Central (extremo NO de la hoja), Domo de La Pallaresa y Anticinal de la Massana-Ribera de Cardós (sector nororiental), Unidad del Esera-Valira (Sinclinal de Llavorsí, en el sector suroriental, Sinclinal de Pla dels Estanys, en el sector NO, y Subunidad de Sierra Negra en el SO de la hoja), Domo de Muro (en el Extremo SO de la hoja), Domo de Pallassos (SO y S de la hoja) y Domo de l'Orri (extremo SE de la hoja).

En el centro y oeste de la hoja, y con contactos básicamente intrusivos sobre la Unidad del Esera-Valira se sitúa el Plutón de La Maladeta (Fig. 1.2).

El núcleo de los anticinales de la Massana-Ribera de Cardós y Pla dels Estanys, así como el de los domos de La Pallaresa, Muro, Pallassos y l'Orri, está constituido por una secuencia de materiales Cambro-Ordovícicos, sobre los cuales, en el área de la hoja, en los anticinales de la Massana-Ribera de Cardós y Pla dels Estanys, así como en los domos de La Pallaresa y de l'Orri, se apoyan materiales del Ordovícico superior, recubiertos por el Silúrico. En el Domo de Pallassos, dentro de la hoja, el Silúrico se apoya sobre el Cambro-Ordovícico, mientras que fuera de la misma se apoya sobre un Ordovícico superior (POBLET, 1991). Sin embargo en el Domo de Muro, no se han encontrado materiales del Ordovícico superior.

La Unidad del Esera-Válira, es básicamente un sinclinal vergente al S, intruido por el Plutón de la Maladeta, y en el están representados materiales silúricos, así como la mayoría de los



Fig. 3.1.– Principales unidades estructurales y estructuras cartográficas existentes en la hoja: AC-Anticlinal de La Massana-Ribera de Cardós, DLP-Domo de La Pallaresa, DM-Domo de Muros, DO-Domo de Pallassos, SLL-Sinclinial de Llavorsí, SPE-Sinclinial de Plà dels Estanys, 1-Imbricado de Plà de la Font, 2-Cabalgamiento de Llavorsí-Senet, 3-Falla de Ticolet, 4-cabalgamiento de Era Peülha, 5-Cabalgamiento del Puerto de La Picada-Valarties, 6-Cabalgamiento de Gavarne, 7-Cabalgamiento del Estanhonet de Escunhau, 8-cabalgamiento del Pòrt dera Bonaiqua, 9-Cabalgamiento Canals de Rialba-Cot d'Arts, 10-Falla de Soldeus-Lanus, 11-Cabalgamiento de Estarón, 12-Cabalgamiento de la Serra de les Mussoles, 13-Falla de Pala d'Exe, 14-Falla del N de la Maladeta-Pales del Pui-Espot, 15-Zona de Cizalla del Tuc de Salana, 16-Falla del Arriu de Valarties, 17-Falla Refugi de La Restanca-Pòrt de Caldes, 18-Zona de Cizalla Negre-Colomers, 19-Zona de Cizalla de Sant Nicolau, 20-Cabalgamientos de Els Encantats V Roca del Estany, 21-Falla del Estany Gento, 22-Falla del Estany Salat-Estany Nere.

materiales devónicos de naturaleza calcáreo-pizarrosa, de la subfacies de Sierra Negra, y materiales carboníferos en facies Culm.

3.3. DEFORMACIÓN PRE-VARISCA

La única evidencia de deformaciones pre-variscas existentes en la Zona Axial pirenaica, y en concreto en el área de la hoja, es la discordancia sárdica, que separa al Ordovícico superior de una serie más antigua, azoica, predominantemente arenoso-pelítica, denominada Paleozoico inferior en los Pirineos orientales (CAVET, 1957), Fm La Seo en los Pirineos centrales (ZWART, 1979) o simplemente Cambro-Ordovícico (es el caso de esta hoja).

La base del Ordovícico superior suele ser conglomerática (Conglomerado de Rabassa) y, si bien es azoica, es atribuida al Caradoc inferior a partir de la edad asignada a formaciones superiores con contenido paleontológico.

Esta discontinuidad ha sido interpretada como una discordancia cartográfica (LAUMONIER, 1988, 2004; GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989), aunque otros autores la describen en distintos puntos como una discordancia angular que fosiliza basculamientos anteriores (SANTANACH, 1974; MUÑOZ, 1985; PALAU, 1998; GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 2004, SANZ y PALAU, en prensa).

3.4. DEFORMACIÓN VARISCA

La Zona Axial pirenaica fue dividida por ZWART (1963, 1979) en dos dominios estructurales denominados *infraestructura* y *supraestructura*. La *infraestructura* se caracteriza por un buen desarrollo de estructuras subhorizontales, de trazado Este-Oeste, algunas de las cuales son coetáneas con el clímax del metamorfismo varisco, que en determinadas zonas alcanza condiciones de alto grado. La *supraestructura* se caracteriza por el desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas asociadas, dispuestas desde subverticales a fuertemente vergentes al Sur.

El área de la hoja, dentro de esta división estaría incluida en su totalidad en la *supraestructura*.

GARCÍA SANSEGUNDO (2004), propone un modelo tectónico esquemático que agrupa las estructuras variscas de la Zona Axial en tres fases de deformación:

La **Primera Fase** se observa en las zonas profundas del orógeno (*infraestructura*), donde se forman pliegues acostados, vergentes al Sur, a los que se asocia un clivaje primario (S_1).

La **Segunda Fase** da lugar a la formación de pliegues vergentes hacia el Norte, muy apretados y acostados en la *infraestructura* y, de menor tamaño y más bajo ángulo entre flancos en la *supraestructura*. A estos pliegues se asocia una foliación tectónica (S_2) que es un clivaje primario en la *supraestructura*, mientras que en la *infraestructura* es una foliación de crenulación coetánea con el clímax metamórfico varisco.

La **Tercera Fase** de deformación da lugar al desarrollo de cabalgamientos dirigidos hacia el Sur con pliegues verticales relacionados, en la *supraestructura*. Estos pliegues llevan asociado un clivaje de crenulación de plano axial, subvertical, que es la foliación dominante en estos sectores.

Por su parte GIL PEÑA y BARNOLAS (2001) observan en el Domo de Pallassos la superposición de dos sistemas de pliegues variscos no coaxiales con cabalgamientos asociados, que a su vez son deformados por estructuras tardías tardivariscas y/o alpinas.

En el área de la hoja, se observan dos etapas deformativas principales y una serie de deformaciones tardías que las afectan en distinta medida, sin que pueda descartarse que algunas de ellas puedan estar relacionadas con la Orogenia Alpina.

3.4.1. Primera Etapa de deformación (D1)

Se caracteriza por la existencia de un clivaje primario (S_1) de tipo "slaty cleavage" subparalelo a ligeramente oblicuo a la estratificación, bien desarrollado en los niveles pelíticos. Este clivaje se desarrolla en condiciones de muy bajo grado de metamorfismo y está definido por la orientación de micas blancas serícitas y clorita (sobre todo en materiales cambro-ordovícicos, donde solo en un caso se ha observado también la presencia de cloritoide), acompañados en ocasiones de minerales opacos de tamaño muy fino. En el Sinclinal de Llavorsí, las formaciones pizarrosas del Ordovícico superior (Ansobell), Silúrico y Devónico (principalmente la Fm Civis), muestran un clivaje principal que parece primario definido por la orientación de micas blancas serícitas, a veces opacos finos y clorita. En estas formaciones es frecuente la existencia de cloritoide con un carácter de sin a tardicinemático respecto a la S_1 que se reaplasta sobre el mismo. Puntualmente se ha detectado la presencia de biotita regional incipiente en relación con esta foliación.

En general no se observan pliegues mayores asociados, si bien, ocasionalmente se observan pliegues menores muy apretados (hasta 15° de ángulo entre flancos) asociados, de los que este clivaje es plano axial, haciéndose también patentes en las charnelas de los pliegues posteriores, donde el clivaje S_1 es crenulado. Con frecuencia, se observa también la existencia de venas de cuarzo subparalelas a la S_1 plegadas posteriormente.

El carácter subparalelo a ligeramente oblicuo del clivaje respecto a la estratificación y sus relaciones con las estructuras de la siguiente etapa deformativa lleva a pensar que los pliegues de esta etapa eran probablemente pliegues tumbados con superficies axiales subhorizontales (PALAU, 1995, 1998). En el Anticinal de Massana-Ribera de Cardós, POBLET (1991) encuentra vergencia al norte de estas estructuras, al igual que CLARIANA (2001), CLARIANA *et al.* (2004) y CLARIANA y GARCÍA SANSEGUNDO (en prensa) más al E, al N de Andorra. Por su parte, GIL PEÑA y BARNOLAS (2004) describen en el Domo de l'Orri, un pliegue-manto vergente al sur, anterior al clivaje regional varisco que sería atribuible a esta primera etapa deformativa. La vergencia de estas estructuras no ha podido ser corroborada en el área de esta hoja.

La disposición de los planos de foliación, así como de las lineaciones de intersección de la S_1 con la S_0 y de los ejes de pliegues menores de esta etapa deformativa muestra una fuerte dispersión en proyección estereográfica (Figs 3.2a a 3.2f), debido a que están plegadas por etapas posteriores de deformación.

Estas estructuras serían correlacionables con las estructuras de D2 descritas por GARCÍA SANSEGUNDO (1992, 2004) en el Domo del Garona, así como con la Fase previa de plegamiento DP2 de PALAU (1995, 1998) y con los "pliegues pre-clivaje principal" de POBLET y CASAS (1993). También serían correlacionables, por otra parte, con la primera generación de pliegues

descrita en el borde occidental del Domo de Pallassos por GIL PEÑA y BARNOLAS (2001), que al estar fuertemente deformados por estructuras posteriores no coaxiales, da lugar a una fuerte inmersión de los ejes y a su aplastamiento. Estos autores citan pliegues de características similares desarrollados en los materiales silúricos de la Unidad de Durro-Llessui así como en los devónicos de la Unidad de Flamisell-Baliera, en las cuales estos pliegues llevan direcciones norteadas (NNE-SSO a NE-SO) y están plegados por pliegues posteriores de dirección ONO-ESE.

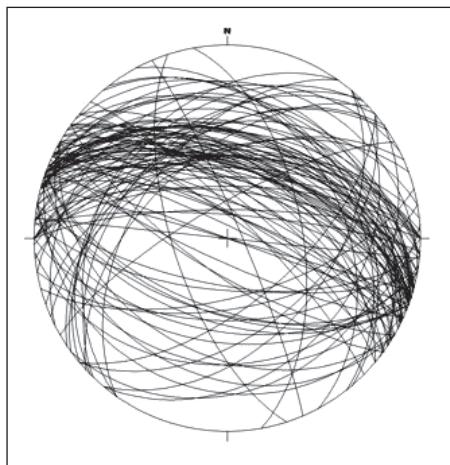


Fig. 3.2a.- Planos de S1. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana-Port dera Bonaigua.

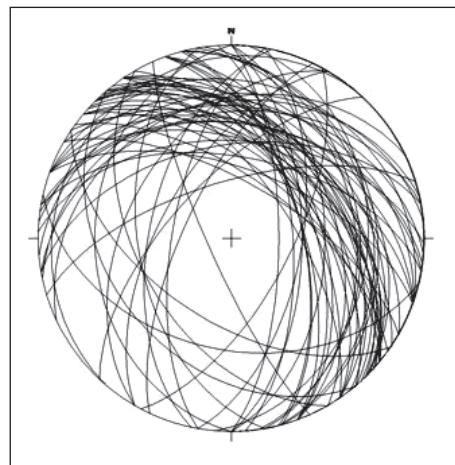


Fig. 3.2b.- Planos de S1. Sector Sinclinal de Llavorá.

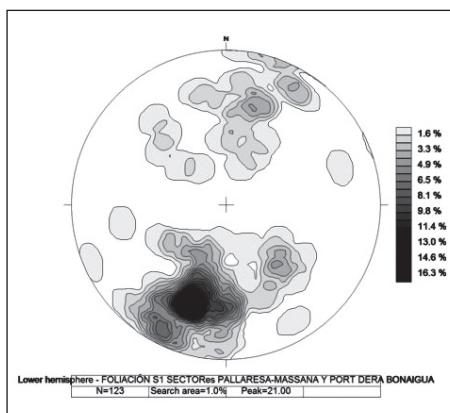


Fig. 3.2c.- Contornos de densidad de polos de planos de S1. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana-Port dera Bonaigua.

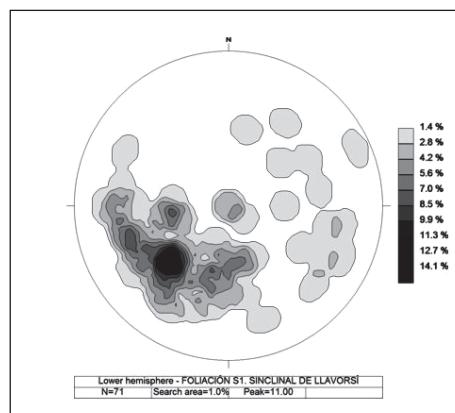


Fig. 3.2d.- Contornos de densidad de polos de planos de S1. Sector Sinclinal de Llavorá.

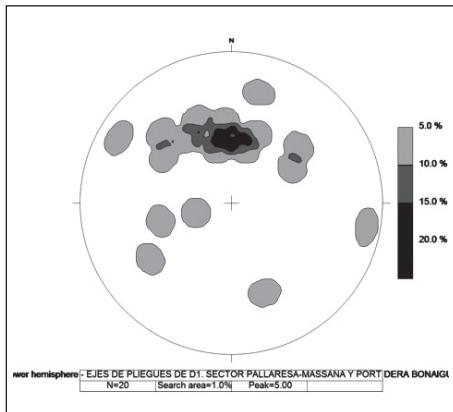


Fig. 3.2e.– Contornos de densidad de L1. Sector D. La Pallaresa-A. de Massana-Port dera Bonaigua.

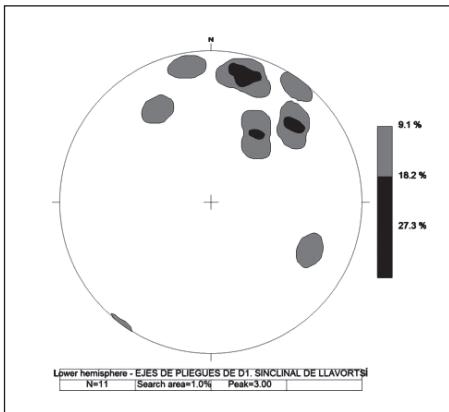


Fig.3.2f.– Contornos de densidad de L1. Sector Sinclinal de Llavorí.

3.4.2. Segunda Etapa de deformación (D2)

3.4.2.1. Pliegues y estructuras menores asociadas

Es la fase deformativa principal en el área de la hoja. Se caracteriza por el desarrollo generalizado de pliegues y, sobre todo, de un clivaje de crenulación (S_2) de plano axial que llega a ser muy penetrativo, llegando a ser la foliación visible en campo sobre todo en el sector del Domo de La Pallaresa/Anticlinal de Massana-Ribera de Cardós, así como en los sectores de los Domas de l’Oriu y Pallassos. Este clivaje lleva una dirección media ONO-ESE y raramente transpone totalmente a la estratificación, mostrando refracción al atravesar niveles de distinta competencia.

La orientación de los planos de clivaje y superficies axiales de D_2 (S_2) y de las lineaciones de intersección y ejes de pliegues de D_2 (L_2), muestran una dispersión debido a la acción de las fases deformativas tardías (Figs. 3.3a a 3.3c). Las lineaciones de estiramiento y estrías llevan una dirección NNE-SSO a N-S y una inclinación variable hacia el N (Fig. 3.3d).

Las variaciones en la orientación e inclinación de estos ejes se debe, según PALAU (1995, 1998), no solo a la acción de las fases deformativas tardías, sino también a la existencia de una fase previa de plegamiento (D_1), siendo a menudo difícil distinguir las lineaciones de intersección con la S_0 de la S_1 y S_2 a causa de la fuerte transposición que suele sufrir la S_1 por el clivaje S_2 y en ocasiones del carácter coaxial de las mismas (se pueden producir reaplastamientos de la S_1).

En el sector Domo de La Pallaresa/Anticlinal de Massana-Ribera de Cardós, es donde existe un mejor desarrollo de estructuras de esta etapa, observándose el desarrollo de pliegues a todas las escalas con vergencia hacia el sur (POBLET, 1991), siendo frecuentes los pliegues apretados con ángulos entre flancos comprendidos entre 20° y 40° y charnelas relativamente engrosadas, que a veces pliegan a venas de cuarzo subparalelas al clivaje previo. Estos pliegues llevan

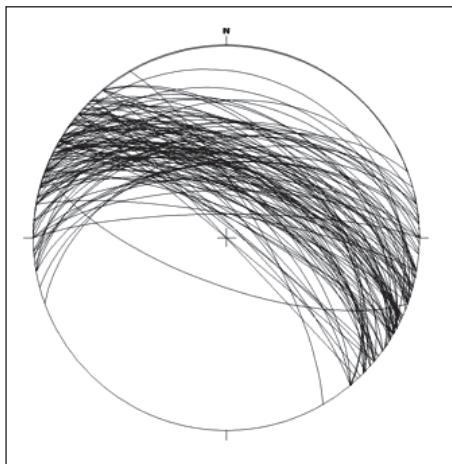


Fig. 3.3a.– Planos de S₂. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana.

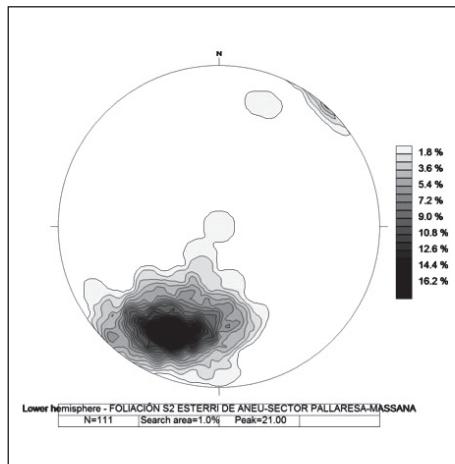


Fig. 3.3b.– Contornos de densidad de polos de planos de S₂. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana.

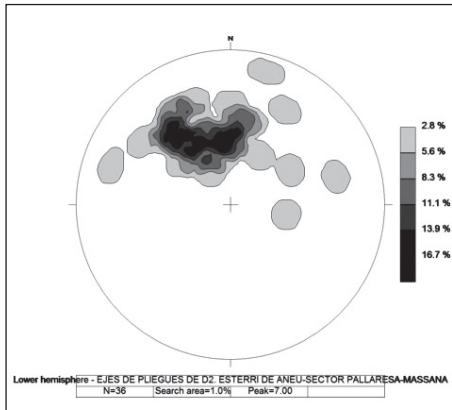


Fig. 3.3c.– Contornos de densidad de la lineaación L₂. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana.

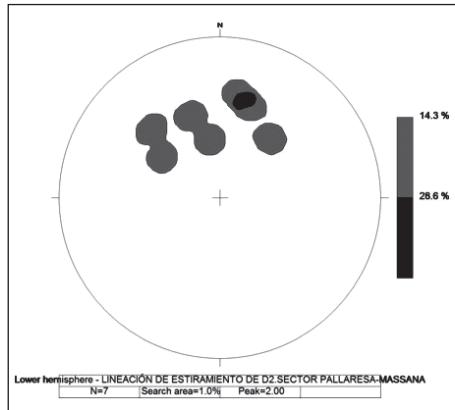


Fig. 3.3d.– Contornos de densidad de la lineaación de estiramiento L_{2e}. Sector Domo de La Pallaresa-Anticlinal de Massana.

asociado un clivaje de plano axial (S₂) de crenulación del clivaje previo (S₁), a menudo de espacio milimétrico o menor, definido por la orientación de micas blancas sericíticas y planos de concentración de minerales opacos. En ocasiones se desarrolla un bandeadío tectónico.

La orientación media del clivaje S₂, en este sector es ONO-ESE con un buzamiento comprendido, principalmente, entre 40° y 75° hacia el N, si bien pueden mostrar, en algunos casos, desde

una disposición subhorizontal a subvertical, debido a las etapas de plegamiento tardías (Figs. 3.3a y 3.3b).

Con frecuencia se observan foliaciones filoníticas o miloníticas, con geometría sigmoidal y desarrollo de estructuras S/C en la proximidad de superficies de cabalgamiento relacionadas con esta etapa deformativa. En estos casos se pueden ver al microscopio colas de presión asimétricas, pliegues intrafoliares y ribbons de cuarzo.

Los ejes de los pliegues, así como las lineaciones de intersección, de D_2 , muestran una relativa dispersión sobre los planos de clivaje, inclinándose tanto al E como al O, si bien predominan los de dirección comprendida entre N175°E, inclinados 56°N y N143E, inclinados 43°NO (Fig. 3.3c).

En algunos casos, normalmente en la vecindad de superficies de cabalgamiento, se observan lineaciones de estiramiento en los planos de S_2 , cuya dirección varía entre NO-SE y NE-SO, con inclinaciones comprendidas entre 30° y 53° al N (Fig. 3.3d). Estas lineaciones junto con la geometría sigmoidal de la foliación y estructuras S/C antes descritas, dan criterios cinemáticos de movimiento inverso, con desplazamiento de techo hacia el sur.

En el Domo de Pallassos se han observado también la existencia de pliegues de D_2 vergentes al S, que pliegan a la estratificación (S_0) y a un clivaje previo (S_1) subparalelo a S_0 , desarrollando un clivaje de crenulación de plano axial. En ocasiones se observan venas de cuarzo subparalelas al primer clivaje (S_1), replegadas y abudinadas con un clivaje de crenulación de plano axial. Algunos de estos pliegues tienen charnelas curvadas.

Al igual que antes, en la proximidad de superficies de cabalgamiento relacionadas con esta etapa deformativa, se observan foliaciones filoníticas o miloníticas, con venas de cuarzo abudinadas y replegadas, a veces con desarrollo de pliegues intrafoliares con la foliación principal, que en ocasiones es de crenulación, de plano axial. En estos lugares se observan también almendrones de cizalla con geometría sigmoidal y desarrollo de estructuras S/C con criterios de movimiento de bloque de techo inverso hacia el S.

En el Domo de l'Orri también se observan en algunos puntos en materiales del Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior pliegues apretados con 30° a 50° de ángulo entre flancos que tienen una foliación de crenulación de plano axial.

En el Sinclinal de Llavorsí, las formaciones pizarrosas del Ordovícico superior (Ansobell), Silúrico y Devónico (principalmente la Fm Civis), muestran un clivaje principal de tipo "slaty cleavage" a "rough slaty cleavage", buzando moderadamente al NE, que parece primario definido por la orientación de micas blancas sericíticas, a veces opacos finos y clorita. No obstante, es frecuente encontrar, al microscopio cristales de cloritoide con un carácter de sin a tardicinemático respecto al clivaje principal que se reaplasta sobre el mismo, de modo que no se puede descartar que el clivaje principal sea S_{1+2} y la estructura principal del sinclinal sea de D_{1+2} , debido a la interferencia de pliegues de primera etapa vergentes al N y de segunda etapa vergentes al S, como muestra el corte interpretativo del Perfil ECORS realizado por BERÁSTEGUI *et al.* (1993). Las lineaciones de intersección y ejes de pliegues de esta etapa llevan una dirección N-S inclinándose suavemente al N.

En el sector NO de la hoja se encuentra un prolongación muy estrechada, debido a motivos tectónicos, del Anticinal Central, en cuyo núcleo afloran materiales Cambro-Ordovícicos y del Ordovícico superior, limitado por el N por el Cabalgamiento alpino de Gavarnie y por el S, por el cabalgamiento varisco de La Picada-Valarties (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992). Al S de este último se encuentra el Sinclinorio de Plan d'Estan, en cuyo núcleo se encuentran materiales del Carbonífero en facies Culm. En el Anticinal Central, la foliación principal es de crenulación (S_3 de GARCÍA SANSEGUNDO, 1992).

Estas estructuras serían correlacionables con las estructuras de D3 descritas por GARCÍA SANSEGUNDO (1992, 2004) en el Domo del Garona, así como con la Fase principal de plegamiento, DR, de PALAU (1995, 1998) y con el "Episodio sin-clivaje principal", DH3, de POLET (1991). También serían correlacionables, por otra parte, con la Segunda generación de pliegues descrita en el borde occidental del Domo de Pallassos por GIL PEÑA y BARNOLAS (2001), y con la Cuarta Fase D4 que SANZ y PALAU (en prensa) describen en la vecina hoja de Isil.

3.4.2.2. *Estructuras mayores. Pliegues, fallas y cabalgamientos*

El pliegue más importante que se observa en la hoja es el Sinclinal de Llavorsí. Se trata de un sinclinal de orientación ESE-ONO, vergente al sur que se extiende por el sector E y SE de la hoja, al E del Plutón de La Maladeta, que le intruye, y en cuyo núcleo afloran materiales del Silúrico al Devónico. Algunos autores han considerado que se trata de un pliegue resultado de una superposición de pliegues desarrollados durante una primera fase de plegamiento anterior a la fase principal (D1) y de los pliegues y cabalgamientos asociados a la fase principal (D2), que habría sido la principal responsable de la compresión de las estructuras iniciales (HARTEVELT, 1970, BOURKE, 1979, GRAS, 1985, CAPELLA, 1988, POLET, 1991).

Asociados a los pliegues y estructuras menores de la Segunda Etapa de Deformación D2, aparecen numerosos cabalgamientos de vergencia S que se desarrollan de simultánea a tardíamente con relación a los mismos (POLET, 1991; GIL PEÑA y BARNOLAS, 2001).

A menudo, la falta de marcadores hace difícil distinguir el carácter varisco o alpino de estos cabalgamientos. No obstante, por su relación con los plutones de La Maladeta (principalmente) y de Marianya, así como con sus respectivas aureolas de contacto, algunos cabalgamientos pueden relacionarse con la Orogenia Varisca o Alpina.

En el área de la hoja existen varios cabalgamientos o conjuntos de cabalgamientos que se pueden considerar variscos, ya que son cortados por el Plutón de La Maladeta y sus rocas de deformación asociadas están recristalizadas por su aureola de contacto.

a. Cabalgamientos del sector NE

En el sector NE de la hoja, Domo de La Pallaresa/Anticinal de Massana-Ribera de Cardós (Fig. 3.1), se observan cabalgamientos de dirección comprendida entre NO-SE y E-O, que buzan de moderada a fuertemente al N y cortan a las estructuras de la Primera Etapa de deformación (D1) así como a las de Segunda Etapa o fase principal (POLET, 1991). Llevan asociadas estructuras

S/C y almendrones en venas de cuarzo, de cizalla inversa con algunas lineaciones de estiramiento de dirección media N-S, que dan criterio de movimiento de bloque de techo hacia el S, además de foliación filonítica o milonítica, en algunos casos, con desarrollo de ribbons de cuarzo, colas de presión asimétricas y pliegues intrafoliares. En la proximidad de estos cabalgamientos se observa también una foliación filonítica y de crenulación de plano axial de pliegues apretados que pliegan a la foliación de primera etapa (S_1) y a venas de cuarzo. Producen repeticiones de la sucesión Cambro-Ordovícica, así como superposiciones de esta sobre el Ordovícico superior y el Silúrico.

b. Cabalgamientos del sector de Plá de la Font

En el sector de Plá de la Font, entre el Coll de Fogueruix y el pico de Lo Teso, existe un imbricado de cabalgamientos de buzamientos moderados a altos hacia el N, cuya dirección gira desde N-S (Lo Teso) a E-O en el Coll de Fogueruix. Están cortados por el Plutón de La Maladeta y afectados por su aureola de contacto. Producen repeticiones entre las Fm Fonchanina y Castanesa del Devónico inferior. Llevan asociados también una foliación de cizalla con almendrones de cizalla inversa y pliegues intrafoliares. Muestran en ocasiones una lineación de estiramiento de dirección N-S a NE-SO, que junto a las estructuras anteriores proporciona un criterio de movimiento de bloque de techo hacia el S. En dos muestras tomadas en pizarras de la Fm Fonchanina en este sector (MP-9415 y 9416), se ha observado la presencia de seudomorfos de posible granate retrogradado a mica blanca \pm clorita \pm epidota/clinozoisita rodeados por la foliación principal, desarrollando colas de presión asimétricas.

c. Cabalgamientos del flanco S del Sinclinal de Llavorsí

En el flanco S del Sinclinal de Llavorsí (sector SE de la hoja), existe otro conjunto imbricado de cabalgamientos, de dirección NO-SE a E-O, buzando al N, que dan lugar a repeticiones en la sucesión del Devónico inferior y cortan a pliegues previos, de modo que el contacto tectónico a veces aparentemente es de carácter sustractivo. Se observan calizas milonitzadas y pizarras filoníticas con almendrones en venas de calcita o de cuarzo, con colas de presión asimétricas así como venas de calcita intensamente replegadas, a veces con pliegues intrafoliares, con la foliación principal de plano axial y lineación de estiramiento de dirección N-S a NNE-SSO buzando suavemente al N, indicando movimiento inverso con movimiento de bloque de techo hacia el S.

d. Cabalgamiento de Llavorsí-Senet

En el extremo SE de la hoja, el Cabalgamiento de Llavorsí-Senet (POBLET, 1991) superpone los materiales del Devónico inferior del Sinclinal de Llavorsí sobre materiales del Silúrico, Ordovícico superior y principalmente del Cambro-Ordovícico del Domo de l'Orri.

En general se observan asociados pliegues muy apretados con ángulo entre flancos entre 30° y 50°, que afectan a veces a venas de cuarzo abudinadas, con foliación de crenulación de plano axial, definida por la orientación de mica blanca \pm clorita \pm opacos finos.

Asociados a este accidente se ven criterios cinemáticos contradictorios, tanto de movimiento inverso dirigido hacia el S, como de movimiento extensional dirigido hacia el N. Así, en un punto

se observan venas de cuarzo abudinadas dibujando sigmoides con criterio de movimiento inverso dirigido hacia el S y estructuras de tipo ECC con movimiento extensional hacia el N (pista a unos 2 km al O de Baiasca). Por otra parte se observan también desarrollo de estructuras S/C y colas de presión asimétricas, con lineación de estiramiento N-S, inclinada moderadamente al N, con criterios de movimiento extensional hacia el N (1,5 km al ENE del Coll de la Portella o en el Turó de Riuposa). En estos casos se ve al microscopio una foliación muy penetrativa (mica blanca y opacos finos) plano axial de venas de cuarzo replegadas que rodea a grandes opacos con desarrollo de colas de presión asimétricas.

El Cabalgamiento de Llavorsí-Senet es interrumpido por el Macizo plutónico de La Maladeta y continua al O del mismo por el sector SO de la hoja, donde separa los materiales Silúricos y Devónicos de la subunidad de la Sierra Negra en el bloque de techo, al N, de los Cambro-Orдовícicos de los domos de Pallassos y Muro, en el bloque de muro, al S. En la base del cabalgamiento, las pizarras grafitosas del Silúrico están intensamente deformadas, observándose al microscopio una foliación filonítica con algunos pliegues intrafoliares. Este cabalgamiento ha sido interpretado de diversas maneras: como cabalgamiento alpino (MEY, 1967b y 1968; SEGURET, 1970 y 1972; CASAS, 1986; LOSANTOS y PALAU, 1986; SPEKSNIJDER, 1986 y 1987a; BATES, 1987 y 1989; POBLET, 1987, McCLELLAND y McCAG, 1988-89 y McCAG y McCLELLAND, 1992, RÍOS *et al.*, 2002) o como cabalgamiento varisco (BOTTINGA, 1984; GRAS, 1985; CASAS y POBLET, 1989; CASAS *et al.*, 1989; POBLET, 1991). El hecho de que es interrumpido por el Macizo plutónico de La Maladeta, así como el de que no desplace a su aureola de contacto, nos lleva, al igual que a POBLET (1991) a incluirle entre los cabalgamientos variscos. GIL PEÑA y BARNOLAS (2001), atribuyen a este cabalgamiento, al menos en el sector de la Noguera de Tor (SO de la hoja), una edad varisca y un carácter sustractivo, debido a que corta a estructuras previas de la primera etapa de deformación varisca, siendo posteriormente plegado por anticlinales y sinclinales de dirección E-O y vergencia S, que atribuyen a la segunda etapa de deformación varisca. La relación actual entre el Domo de Pallassos, y el Domo de Muro se produce según GIL PEÑA y BARNOLAS (2001) mediante un sistema de cabalgamientos imbricados de alto ángulo de vergencia S, de modo que el Cambro-Ordovíccico del Domo de Pallassos cabalga sobre el Silúrico de Durro y sobre el Domo de Muro. Asociado a estos cabalgamientos se desarrollan venas de cuarzo replegadas y abudinadas con una foliación de crenulación de plano axial, así como almendrones de cizalla y estructuras S/C con criterios cinemáticos de cabalgamiento con movimiento de bloque de techo hacia el S. Según estos autores, estos cabalgamientos se continúan por el borde occidental del Domo de Pallassos hacia el NO hasta conectar con el Cabalgamiento de Senet. Al O de la Noguera de Tor, se desarrolla un imbricado de escamas con despegue en el Silúrico que repiten los devónicos inferiores, confluyendo hacia el E en una estructura lateral existente en el Río Noguera de Tor. Los más meridionales de estos cabalgamientos pueden estar relacionados con el sistema de cabalgamientos imbricados antes citado. Asociados a este imbricado se observa en el Silúrico, venas de cuarzo abudinadas y plegadas por pliegues, a veces de eje curvado, con un clivaje de crenulación de plano axial, así como filonitización con almendrones de cizalla y estructuras S/C asociadas con criterios cinemáticos de cabalgamiento con movimiento de bloque de techo hacia el S. En cuanto a la edad de este sistema tardío de cabalgamientos, es incierta, ya que constituyen la prolongación lateral de los cabalgamientos imbricados de la zona de la Noguera Ribagorzana, al O del área de esta hoja (GIL PEÑA y BARNOLAS, 2001), algunos de cuales son variscos, como demuestra el que sean cortados por el Macizo tardivarisco de La Maladeta (MEY, 1967b, 1968, POBLET, 1991).

pero otros sin embargo involucran a sedimentos post variscos (Cabalgamiento de Bono, MEY, 1967b, 1968; Cabalgamiento de Senet, RÍOS *et al.*, 2002) lo que implicaría al menos su rejuego alpino.

Por otra parte GIL PEÑA y BARNOLAS (2004) interpretan la estructura varisca al S del Sinclinal de Llavorsí (Domo de l'Orri) como un gran pliegue-manto de tipo helvético vergente al S desarrollado anteriormente al clivaje regional varisco (S_2 de crenulación en el flanco N), que habría sido deformado por los pliegues y cabalgamientos asociados a este clivaje regional y por deformaciones posteriores tardivariscas y alpinas. Como se verá en el siguiente capítulo estas estructuras han desempeñado un importante papel en la deformación alpina.

e. Cabalgamientos del sector del Pòrt dera Bonaigua

Al E del Pòrt dera Bonaigua, entre La Mare de Déu de les Ares y la Bassa de Boscas se observan dos cabalgamientos de dirección NNO-SSE, que superponen, los conglomerados del Ordovícico superior (Fm Rabassa) sobre las pizarras con intercalaciones de calizas de la Unidad Lutitas de Beret del Devónico inferior-medio, el más oriental, denominado Falla de Ticolet (PALAU, 1995, 1998), y las Calizas de Campaus (Devónico inferior, Emsiense) sobre las Lutitas de Beret (Emsiense-Eifeliense). Estos dos cabalgamientos están plegados por pliegues pertenecientes a la Segunda Etapa de deformación, D2, también denominada Fase principal de plegamiento, DR, por PALAU (1995, 1998) y cortados por dos cabalgamientos posiblemente alpinos de dirección NO-SE: el del Pòrt dera Bonaigua, por el O, y otro que iría desde Canals de Rialba al Clot d'Arts, por el E.

El sector situado a O del Pòrt dera Bonaigua, entre Era Peülha y las Pales de Ruda, por un lado, y entre el Cabalgamiento del Pòrt dera Bonaigua y el Macizo de la Maladeta por otro, es incluido por PALAU (1995, 1998) dentro de la Unidad estructural de La Pallaresa. Se observan en el mapa dos cabalgamientos de dirección E-O a NO-SE, que son cortados por el Cabalgamiento del Pòrt dera Bonaigua. Parte del trazado, al menos, de este cabalgamiento ha sido atribuido al Cabalgamiento de Gavarnie, alpino, por SOLER HERNÀNDEZ (1997), como se verá más adelante. El más importante de ellos hace cabalgar materiales Cambro-Ordovícicos sobre materiales del Ordovícico superior, que de E a O, pasan de los Conglomerados de la Fm Rabassa, a la Fm Cavá, y Fm Ansobell, desapareciendo hacia el O la Fm Estana, aflorante al N de Era Peülha. Asociado a estos cabalgamientos se observa el desarrollo de una foliación milonítica o filonítica, a veces plano axial de pliegues intrafoliares, inclinada en general al N, con desarrollo de estructuras S/C y lineación de estiramiento de dirección NO-SE, inclinada también al N, que muestra criterios de movimiento inverso con movimiento de bloque de techo hacia el S. Son frecuentes las venas de cuarzo plegadas con la foliación principal de plano axial. Esta foliación principal en ocasiones es de crenulación.

Se observan algunas evidencias de que estos cabalgamientos son originalmente variscos, como es el hecho de que en el sector de Era Calaumada no interrumpan a la aureola de metamorfismo de contacto. Sin embargo, en el sector de Era Peülha, existen también algunas evidencias de que estos cabalgamientos pueden haber rejugado en tiempos alpinos, como es el hecho de coexistir rocas miloníticas con estructura S/C, en la cual los planos de foliación están definidos por la orientación de mica blanca y acumulación de minerales opacos finos, sin recristalización

posterior y rocas afectadas por metamorfismo de contacto que muestran algunos cristales de andalucita retrogradados total o parcialmente a moscovita (corona de alteración) poco deformados (lámina MP-9321).

f. Cabalgamiento del Puerto de La Picada-Valarties

En el sector NO de la hoja se encuentra el cabalgamiento varisco del Puerto de La Picada-Valarties (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992), anteriormente denominado Falla del sur de Joeu (KLEINSMIEDE, 1960), de dirección aproximada E-O, que separa en Anticinal Central, al N, del Sinclinorio de Plan d'Estan, al S (Fig. 3.1). Este cabalgamiento varisco se encuentra plegado por el efecto de dos estructuras alpinas, el Cabalgamiento de Gavarnie, al N, y un cabalgamiento que limita por el S el Sinclinio de Plan d'Estan, al S del Estanhot de Escunhau, debido a lo cual buza, tanto al N como al S, siendo vergente al S.

3.4.3. Deformaciones tardivariscas

3.4.3.1. *Pliegues y crenulaciones tardías*

Bajo este epígrafe se engloban parte de las deformaciones (pliegues y crenulaciones) posteriores al clivaje principal (S_2).

PALAU (1995, 1998) y SANZ y PALAU (en prensa), citan y describen para un sector que incluye el NE de la hoja y la vecina Hoja de Isil, al norte, la existencia de varios sistemas de pliegues y crenulaciones posteriores al clivaje principal, que agrupan en fases tardías con planos axiales verticales y fases tardías con planos axiales de buzamiento moderado.

En el área de la hoja, sobre el clivaje principal (S_2) y sobre el clivaje previo (S_1), se observa, principalmente en el Sinclinal de Llavorsí, un conjunto de pliegues centimétricos a decimétricos, abiertos, con una crenulación poco penetrativa de longitud de onda milimétrica, que a veces desarrolla un clivaje de crenulación de fractura de espaciado centimétrico.

La orientación de los planos axiales de estas estructuras es predominantemente NE-SO, buzando entre 25° y 64° al NO, mientras que los ejes llevan una dirección comprendida entre NNE-SSO y NE-SO con una inclinación variable, comprendida entre 16° y 70° al norte.

La disposición de los escasos datos de que se dispone en esta hoja, muestra cierta semejanza con el conjunto de fases tardías con planos axiales de buzamiento moderado de PALAU (1995, 1998) y con el episodio DH4 (Pliegues y kink bands N-S postclivaje principal) de POLET (1991).

Estas estructuras parecen ser posteriores al metamorfismo de contacto de los macizos graníticos existentes en la hoja. Sin embargo la falta de marcadores no permite establecer con seguridad el carácter varisco o alpino de las mismas. GARCÍA SANSEGUNDO (1992) relacionó con el cabalgamiento alpino de Gavarnie a pliegues con un plano axial subhorizontal. Estos pliegues parecen tener asociado un clivaje de crenulación poco penetrativo, espaciado e irregular, y subhorizontal a inclinado al noreste que aparece como un plegamiento de los clivajes anteriores o por una acumulación de minerales opacos.

Por otra parte, hay que destacar también la existencia de un replegamiento de escala cartográfica, que se ha observado principalmente en el sector oriental de la hoja, entre las localidades de Son y Estaís. Se trata de pliegues de gran amplitud, con dirección aproximada E-O, y plano axial subvertical, que afecta a S_1 y S_2 , a las que horizontaliza en las zonas de charnela y hace buzar al sur en el flanco sur de los antiformes de estos repliegues tardíos. Un buen ejemplo se puede observar en el punto de coordenadas X: 344100 e Y: 4719525, donde, en el camino, se ve la charnela de un pliegue apretado de D2, tumbado con el clivaje principal de creñulación (S_2) de plano axial. Este replegamiento parece correlacionable con el episodio DH5 (Pliegues E-O postclivaje principal) de POBLET (1991).

3.4.3.2. Sistemas de fracturas asociados a inyección filoniana

Uno de los **sistemas filonianos básicos intragraníticos** más importante es el que se localiza en la zona SE del Macizo de la Maladeta, en las inmediaciones del Estany Gento y del Estany Tort. El emplazamiento de estos diques básicos está asociado a un sistema de fracturas que tiene direcciones comprendidas entre N130°-135°E y buzamientos que varían entre 40° y 65° NE. Algunos de estos diques, como el que se encuentra próximo a la estación del funicular del Estany Gento está afectado por esquistosamiento con directriz N130°E, 40°NE. También junto al barranco de Murrano, se encuentra un dique cuarzodiorítico de unos 5 m de potencia que tiene una dirección promediable en N130°E.

Otras direcciones de fractura asociadas a inyección de filones básicos oscilan principalmente entre N30°-50°E y N90°-N110°E.

En el caso de los **diques de lamprófido**, ARRANZ (1997), indica que las direcciones preferentes oscilan entre N50° a 60°E con buzamientos mayores que 70°, encontrándose también filones de esta naturaleza con direcciones N10° a 30°E y N110° a 120°E.

El emplazamiento del sistema de filones básicos se ha producido principalmente en estadios en los que los granitoides estaban completamente rígidos. No obstante, se encuentran algunos sistemas filonianos en los que se ha producido mezcla de fundidos básicos con leucogranitos que posiblemente corresponden a residuos de cristalización de los granitoides más evolucionados de la Unidad de Boí (granitos de Travessani). Un buen ejemplo de estos sistemas de mezcla filoniana se encuentra junto a la cerrada del Estany de Cavallers.

Los **sistemas filonianos ácidos** más importantes se localizan en zonas próximas a los Estanys de Gemenà y Cavallers y tienen direcciones comprendidas entre N30°E y N70°E. También se observa inyección de filones leucograníticos según direcciones E-O a N120°E y N-S a N160°E.

Los buzamientos más comunes de estos filones oscilan entre 90° y 60°, aunque no son raros los filones con buzamientos inferiores, comprendidos entre 15° y 40°.

ARRANZ (1997) señala que las direcciones más comunes de los diques aplíticos y pegmatíticos corresponden a sistemas N50° a 60°E y N120° a 130°E subverticales, encontrándose también una proporción menor de filones con dirección N28°E, también subverticales que son los más tempranos.

3.5. DEFORMACIÓN ALPINA

La ausencia de marcadores no permite a menudo discriminar entre estructuras variscas y alpinas, puesto que además las condiciones de desarrollo de las mismas en este sector de la cadena son similares. No obstante existen algunos datos que permiten atribuir ciertos accidentes a la Orogenia Alpina (Fig. 3.1), bien directamente o bien como rejuego de accidentes previos variscos, como son las relaciones de corte de estas estructuras con el Plutón de La Maladeta o su aureola de contacto, así como con dos pequeños afloramientos de materiales atribuidos al Estefaniense y al Pérmico.

3.5.1. Cabalgamientos y pliegues asociados

En la esquina NO de la hoja aflora el **Cabalgamiento de Gavarnie** (BRESSON, 1903). Esta estructura fue cartografiada desde la zona de Gavarnie hasta este sector por MAJESTE-MENJOLAS (1979a) y corresponde a su traza norte. A lo largo de su trazado se puede observar que cabalga tanto a rocas paleozoicas como a materiales postvariscos (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992). Este cabalgamiento superpone al O del Barranc de Bargadera a las Calizas de Campaus (Emsiense) pertenecientes a los Devónicos del Área de Facies Central, y al E del citado barranco pizarras grafitosas silúricas, sobre los materiales Cambro-Ordovícicos y del Ordovícico superior del flanco N del Anticinal Central. Dentro del sector NO de la hoja, en los alrededores de Prüedo, al N del Tuc de Salana, se observan en la pista que va de Salardú a Artiés, dos pequeños afloramientos de pizarras más o menos arenosas y metalimolitas de tonos morado-rojizos a verdosos y grises, afectadas por una foliación microplegada con desarrollo de una foliación de crenulación muy penetrativa de plano axial. Al microscopio, muestran una intensa deformación de carácter milonítico, con desarrollo de pliegues intrafoliares sobre venas de cuarzo con la foliación principal de plano axial, y desarrollo de *ribbons* en la venas de cuarzo. Estos afloramientos han sido atribuidos por diversos autores (KLEINSMIEDE, 1960, MATTAUER y SÉGURET, 1966, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992, SOLER HERNÀNDEZ, 1997) al Triásico o al Permotriásico del autóctono del Manto de Gavarnie, basándose en su correlación con la Formación Peranera, definida por MEY *et al.* (1968) más al S y a su similar posición en el bloque de muro del Manto de Gavarnie. Además, en la esquina NO, existe un pequeño afloramiento, que parece continuarse fuera de la misma, de una brecha de tonos gris oscuros a algo rojizos, heterométrica, constituida por cantos de pizarra, areniscas y litarenitas, en una matriz pizarro areniscosa, más o menos ferruginosa, con textura matriz-soportada. Los cantos son angulosos y su tamaño varía entre 5 mm y 40 a 50 cm. Su parecido a las descritas al S de la Subunidad del Flaminell-Baliera (al S del Macizo de La Maladeta) por MEY *et al.* (1968), donde estos autores definieron formalmente la Fm Aguiró, se les ha atribuido una edad Westfaliense-Estefaniense. Estas brechas se apoyan sobre ampelitas silúricas y materiales del Ordovícico superior del flanco N y núcleo del Anticinal Central, y son a su vez cabalgados por materiales ampelíticos del Silúrico de la base del Cabalgamiento de Gavarnie.

En el sector del Bòsc deth Malh Roi, en la pista que sube al Barranc dera Aubeta, afloran pizarras grises del Ordovícico superior del Anticinal Central, muy próximas al lugar donde el Cabalgamiento de Gavarnie debe cortar al del Puerto de la Picada-Valarties. Al microscopio se observa una foliación, que rodea a blastos de metamorfismo de contacto (moscovita, biotita y protoblastos de andalucita) con largas colas de presión y estructuras S/C (lámina MP-9408), que debe estar asociada al Cabalgamiento de Gavarnie.

Hacia el E de estos afloramientos es difícil seguir el trazado de este cabalgamiento, pues son muy abundantes los recubrimientos cuaternarios, a menudo depósitos glaciares. SOLAR HERNÀNDEZ (1997) le continua hacia el E, por el sector de Prüedo-Banhs de Tredòs-Pales de Ruda, si bien rejugado por una falla normal alpina que hunde hacia el N su bloque de techo y que es continuación de una falla normal existente al N del Bosc deth Malh Roi que corta al Cabalgamiento de Gavarnie poniendo en contacto los granitos biotíticos de Travesani-Estany Gerber y Arties con el Ordovícico superior del Anticlinal Central. Este autor cita la existencia de numerosas cizallas dúctiles en el bloque inferior del Cabalgamiento de Gavarnie en este sector, como es el caso de la parte baja del barranco de Arriu Verd, donde la ganodiorita está más o menos foliada con un buzamiento al N de 50° a 60° (SOLAR HERNÀNDEZ (1997). A 1 km al NO del Tuc de Salana, en la cuneta del camino de Prüedo al Estanh de Montcasau, existe un afloramiento de un granitoide biotítico del Macizo de La Maladeta, con una banda de 40 cm en que está fuertemente foliado con carácter frágil-dúctil, mostrando cuarzos con fuerte extinción ondulante, con división en subgranos, a veces acintados, biotita kinkada y retrogradada a opacos finos y clorita y los feldespatos con intensa fracturación frágil (lámina MP-9368). Su continuación hacia el E debe llegar a confluir con el Cabalgamiento del Pòrt dera Bonaigua, si bien no está muy claro si lo hace dentro de los materiales Cambro-Ordovícicos un poco al S de la cartera, como propone SOLAR HERNÀNDEZ (1997) o bien por el cabalgamiento que superpone los materiales del Cambro-Ordovícico al N sobre el Ordovícico superior al S, entre Era Peulha y el Pòrt dera Bonaigua. Asociado a este último, se observa el desarrollo de una foliación milonítica o filonítica, a veces plano axial de pliegues intrafoliares, inclinada en general al N, con desarrollo de estructuras S/C (lámina MP-9319B) y lineación de estiramiento de dirección NO-SE, inclinada también al N, que muestra criterios de movimiento inverso con movimiento de bloque de techo hacia el S. Existen algunas evidencias de que este cabalgamiento puede haberse desarrollado, o al menos rejugado, en tiempos alpinos, como es el hecho de coexistir rocas miloníticas con estructura S/C, en la cual los planos de foliación están definidos por la orientación de mica blanca y acumulación de minerales opacos finos, sin recristalización posterior y rocas afectadas por metamorfismo de contacto que muestran algunos cristales de andalucita retrogradados total o parcialmente a moscovita poco deformados (lámina MP-9321). La falla normal que separa las corneanas de Era Peülha (aureola de contacto del Macizo de La Maladeta) al S, del Ordovícico superior en grado bajo a muy bajo de metamorfismo situado al N, podría también haber rejugado al Cabalgamiento de Gavarnie.

En el extremo NO de la hoja se desarrolla por delante del Cabalgamiento de Gavarnie, afectando al flanco S del Sinclinorio de Plan d'Estan, un cabalgamiento al que denominamos **Cabalgamiento del Estanh d'Escunhau**, que parece enraizarse hacia el N en el Cabalgamiento de Gavarnie. Este cabalgamiento corta a pliegues previos y va en buena parte de su recorrido por el contacto entre el Culm y las Calizas de la Renclusa, limitando, además, la aureola de contacto de la Granodiorita de La Maladeta. El efecto de estos dos cabalgamientos alpinos, da lugar al plegamiento del cabalgamiento varisco del Puerto de La Picada-Valarties como ya fue propuesto por GARCÍA SANSEGUNDO (1992).

El **Cabalgamiento del Pòrt dera Bonaigua** se desarrolla por detrás del de Gavarnie, con el que confluye en la bajada hacia Esterri d'Àneu, hacia la Ermita de la Mare de Déu de les Ares. Hace cabalgar materiales devónicos del Área de Facies Central (Lutitas de Beret y Calizas de Campaus), que a su vez están cabalgadas mediante un cabalgamiento varisco plegado, por

materiales del Ordovícico superior y Cambro-Ordovícico del Domo de La Pallaresa (bloque N), sobre materiales Cambro-Ordovícicos en el Bloque S. Asociado a este cabalgamiento, se observan en la carretera al puerto, a las pizarras con intercalaciones carbonatadas que constituyen las Lutitas de Beret, intensamente deformadas con desarrollo de una foliación muy penetrativa, a veces filonítica, que es plano axial de venas de calcita replegadas. La foliación lleva una dirección ONO-ESE a NO-SE, buzando al N entre 60° y 80° y se ha observado una lineación de estiramiento N140°E inclinada 53° al NO. Se observan también algunos almendrones con criterio de movimiento inverso con bloque de techo hacia el S. Muy próximo al Santuario de Les Ares, en la carretera aflora una intensa zona de deformación milonítica a filonítica, de dirección ONO-ESE buzando 88°N, con desarrollo de venas de cuarzo posteriores, afectadas, al igual que la foliación filonítica por planos de cizalla de dirección ONO-ESE buzando 40° al N, dando sigmoides de movimiento inverso con desplazamiento de bloque de techo hacia el S.

Al NE del Cabalgamiento del Pòrt dera Bonaigua y con una dirección subparalela al mismo, se encuentra el **Cabalgamiento Canals de Rialba - Clot d'Arts**. Este cabalgamiento de dirección NO-SE y buzamiento hacia el NE, con vergencia hacia el SO, superpone las Calizas de Campaus del Devónico inferior (Emsiense), sobre el Ordovícico superior (Fm Estana, Cavá y Rabassa) del Domo de La Pallaresa, que está afectado a su vez por cabalgamientos y pliegues variscos que son cortados por este cabalgamiento alpino. Se observa un aparente carácter sustractivo (Devónico sobre Ordovícico superior) explicable por la existencia de estructuras previas variscas. Las relaciones geométricas son de rampa para el alóctono (las Calizas de Campaus buzan suavemente hacia el SO contra el plano de cabalgamiento) y también rampa para el autóctono (el plano de cabalgamiento corta a la estratificación y estructuras previas variscas que buzan más hacia el NE).

Asociado al cabalgamiento del Devónico sobre el Ordovícico superior, se desarrolla una intensa deformación de cizalla en la Caliza de Campaus con desarrollo de pliegues muy apretados con flancos muy estirados y venas de calcita con sigmoides de movimiento inverso con desplazamiento del bloque de techo hacia el SO. A muro del cabalgamiento, así como intercalado en el mármol, se observan láminas de un granitoide de grano fino a medio, biotítico, de carácter granodiorítico a tonalítico deformado por la cizalla alpina, desarrollando una foliación subvertical.

Este cabalgamiento parece continuarse hacia el ESE adentrándose en el Cambro-Ordovícico del Domo de La Pallaresa, hasta el valle del Riu de la Bonaigua, a partir del cual el amplio recubrimiento cuaternario impide continuarlo. No obstante, podría continuar por el curso del Riu de la Bonaigua, donde podría confluir con la prolongación de la Falla de Soldeu-Lanous, de ZWART (1965), a la que este autor interpreta como un cabalgamiento alpino.

La prolongación de la **Falla de Soldeu-Lanous** hacia el O continuaría por el Riu de La Bonaigua hasta ser cortada por la Falla de Espot (POBLET, 1991). En la vecindad de la falla, las rocas están intensamente deformadas, con desarrollo de foliación de crenulación, filonitas y algunas estructuras S/C con criterio de movimiento inverso hacia el S. A pesar de no involucrar en ningún punto de su recorrido a materiales postvariscos, (POBLET, 1991) piensa que su edad debe ser alpina, ya que en su extremo oriental afecta a las granodioritas tardivariscas del macizo de Mont Lluís, sin descartar que pueda ser heredada de una falla varisca previa.

El **Cabalgamiento de Estarón** (LOSANTOS, 1988) fue denominado anteriormente Falla d'Estarí por BOURKE (1979). Su atribución a las orogenias Varisca o Alpina ha sido controvertida. Así, CASAS *et al.* (1989), CIRÉS *et al.* (1990) y POBLET (1991) consideran que es un cabalgamiento varisco, mientras que MUÑOZ *et al.* (1986), MUÑOZ (1992) y BERÁSTEGUI *et al.* (1993) opinan que es un cabalgamiento alpino. POBLET (1991), se apoya para atribuir este cabalgamiento a la Orogenia Varisca, en la presencia en las rocas deformadas por el mismo de abundantes cloritoídes ligados al metamorfismo de contacto relacionado con la intrusión de los cuerpos graníticos, así como en que en su extremo oriental (puerto de Envalira, Andorra), cabalgamientos subsidiarios del mismo quedan cortados por el Macizo de Andorra, según ZWART (1965). MUÑOZ *et al.* (1986), consideraron a este cabalgamiento como la continuación hacia el E del Cabalgamiento de Gavarnie y la zona de raíz de la Zona de las Nogueras. MUÑOZ (1992) y BERÁSTEGUI *et al.* (1993), se basan en el Perfil Sísmico de Reflexión Profunda ECORS-Pirineos, para interpretar este cabalgamiento como alpino, así como el denominado Falla de Soldeu-Lanus, que podría ser, según el corte que realizan, la zona de raíz de la Zona de las Nogueras.

El Cabalgamiento de Estarón se desdobra en el área de la hoja en más de una superficie de cabalgamiento imbricada, de modo que el cabalgamiento frontal se sitúa entre el Silúrico del bloque de techo y los materiales del Silúrico y sobre todo Devónico, del flanco N del Sinclinal de Llavorsí. A los que corta en rampa para el alóctono. Se caracteriza por la existencia en las rocas afectadas por el, de una foliación principal filonítica, a veces de crenulación, definida por la orientación de micas blancas y opacos finos, con numerosas venas de cuarzo abudinadas y sigmoides de cizalla de carácter inverso con movimiento de bloque de techo hacia el SO. Una muestra tomada en materiales silúricos afectados por este cabalgamiento en el Coll de Fogue-ruix, ha mostrado esquistos ampelíticos con blastos de contacto de clorita que incluyen a una foliación previa, rodeados por una foliación de crenulación muy penetrativa, que es la principal en campo, con desarrollo de sombras de presión de cuarzo (lámina MP-9364). En esta misma lámina delgada se observan también numerosos cristales grandes de cloritoide muy transformados a clorita microgranular y opacos finos, que han sido atribuidos también a metamorfismo de contacto producido por los macizos intrusivos por POBLET (1991), si bien en esta lámina parecen orientados subparalelos a la primera foliación visible, por lo que no se puede descartar que procedan de metamorfismo regional varisco. Este hecho, junto con los datos del Perfil Sísmico de Reflexión Profunda ECORS-Pirineos nos llevan a interpretar el Cabalgamiento de Estarón como un cabalgamiento alpino, o al menos con rejuego en el alpino.

El **Cabalgamiento de la Serra de les Mussoles** discurre por el SO y S de la hoja, con dirección E-O y buzamiento al N, desde el Barranc dels Mortos al N de Erill La Vall hasta el Barranc de Llacs, al E del cerro Cometa de la Qüestió, a partir del cual gira hacia el SE, por el Barranco de les Mussoles hasta el Estany Salat, donde empieza a girar hasta ponerse de nuevo con dirección E-O siguiendo el contacto del borde S del Macizo plutónico de La Maladeta con el Cambro-Ordovícico del Domo de Pallassos. Superpone las alternancias de pizarras y calizas de la Fm Rueda sobre las pizarras de la Fm Aneto y el Silúrico, rejugando el Cabalgamiento de Llavorsí-Senet. Más al E, en la ladera oriental de la Cometa de la Qüestió pone en contacto cabalgante las granodioritas y monzogranitos de La Maladeta sobre materiales de la Fm Rueda, así como del Silúrico y Cambro-Ordovícico. Al E del Barranc de Llacs, el cabalgamiento discurre por el interior del Macizo de La Maladeta, al pie de la Sierra de les Mussoles, hasta el borde S del mismo,

donde pone en contacto cabalgante a este sobre los materiales del Cambro-Ordovícico del Domo de Pallassos.

En la ladera oriental de la Cometa de la Qüestió, aproximadamente a 1 km al sur de la Capilla de Sant Esperit, se encuentran algunos buenos afloramientos del cabalgamiento de los granitoides de la Unidad de Boí sobre los metasedimentos paleozoicos. En uno de estos afloramientos se encuentran en la base pizarras ampelíticas silúricas intensamente deformadas, con una esquistosidad $N50^{\circ}E$, $70^{\circ}NO$ y planos de cizalla $N55^{\circ}E$, $40^{\circ}NO$. Los granitoides situados sobre estas ampelitas presentan aspecto gneísmico y en ellos se encuentran planos de cizalla $N35^{\circ}$ - $40^{\circ}E$, $40^{\circ}NO$ sobre los que se aprecia una fuerte lineación de estiramiento $N155^{\circ}E$, $34^{\circ}N$.

Al E del Barranc de Llacs, se observa una zona de contacto mecánico de la granodiorita con su encajante que continúa con una zona milonítica intragranítica, en el Barranco de Les Mussoles, en la que la granodiorita se encuentra intensamente deformada, con desarrollo de una foliación bien marcada de dirección $N120^{\circ}E$ a $N140^{\circ}E$, buzando al norte. En el tramo de contacto de la granodiorita con su encajante, esta se encuentra gneisificada, mientras que los materiales Cambro-Ordovícicos a Devónicos, se encuentran intensamente deformados, con abundantes planos de cizalla, que indican movimiento inverso con desplazamiento de bloque de techo hacia el sur.

En el sector N del Embalse de Sallente, se observa que la granodiorita del Macizo de La Maladeta presenta numerosos planos de fracturación frágil con cloritización asociada y desarrollo de estrías, así como harina de falla. Los materiales del Cambro-Ordovícico del bloque de muro, muestran también planos de rotura con estrías y estructuras S/C de movimiento inverso hacia el S, que al microscopio se puede ver que son posteriores al metamorfismo de contacto, produciendo estiramiento de los protoblastos (lámina MP-9422). Un poco más al E, al S del Estany Gento, en el contacto entre las granodioritas y el Cambro-Ordovícico se observan planos de fractura subhorizontales con estrías muy marcadas de dirección $N35^{\circ}E$ y movimiento de bloque de techo hacia el S, así como planos de falla con dirección $N140^{\circ}E$ buzando 40° al SO con estrías de dirección $N70^{\circ}$ a $75^{\circ}E$ inclinadas 40° al O, con movimiento inverso hacia el ENE. De todos modos el salto de este accidente no parece muy importante, pues no hace desaparecer la aureola de contacto.

El carácter de cabalgamiento alpino en parte de su trazado y de rejuego alpino de un cabalgamiento varisco previo (cabalgamiento de Llavorsí-Senet) en otra parte, viene avalado por el hecho de que atraviesa el Macizo de La Maladeta, deformándole intensamente, en la Serra de Les Mussoles, así como por el hecho de hacer cabalgar a las granodioritas sobre su encajante metasedimentario, tanto en el Barranc de Llacs como al N del Embalse de Sallente. Además, hacia el O (en la Hoja de Benasque) confluye con el Cabalgamiento de Senet, que cabalga, al O de la citada localidad, sobre materiales atribuidos al Triásico (RÍOS *et al.*, 2002).

Al N de Erill La Vall, entre el Cabalgamiento de Les Mussoles y el borde sur de La Maladeta existe otro cabalgamiento vergente al S, que de O a E comienza superponiendo el Silúrico, y después la Fm Castanesa, sobre las alternancias de pizarras y calizas de la Fm Rueda. Hacia el E, pasa a poner en contacto la Fm Manyanet y la Fm Rueda sobre la Fm Castanesa (cortando a un cabalgamiento probablemente varisco que a su vez corta a pliegues previos). Finalmente gira hacia el SE hasta confluir con el Cabalgamiento de Les Mussoles al S del Bony Blanc.

Finalmente, el **Domo de l'Orri**, que aflora únicamente en el extremo SE de la hoja, ha sido interpretado como una estructura alpina resultado de la rotación producida por el apilamiento antiformal de láminas cabalgantes alpinas que involucran a rocas paleozoicas con estructuración varisca (GIL PEÑA y BARNOLAS, 2004). Así, el pliegue-manto de l'Orri, desarrollado en relación con la primera etapa de deformación varisca observable en este sector, constituiría el bloque superior del cabalgamiento alpino de Rialp, visible al S de esta hoja.

3.5.2. Falla de Pala d'Eixe

Se trata de un accidente de más de 5 km de longitud, de dirección media NE-SO, girando desde ENE-OSO a NNE-SSO que discurre por el borde suroriental del Macizo de La Maladeta, con un buzamiento medio de 70° al NO a subvertical. Fue definida por BOURKE (1979) y CHARLET (1979). Es posterior al emplazamiento de la granodiorita de La Maladeta, así como a su aureola de contacto, a los que afecta, superponiendo las granodioritas y las pizarras grafitosas del Silúrico encajantes sobre las alternancias de pizarras y calizas de la Fm Rueda.

Algunas veces se desarrollan clivajes irregulares a sinuosos, con espaciado milimétrico a centímetro, asociados a esta falla, que afectan a filones de cuarzo y a las rocas de metamorfismo de contacto (POBLET, 1991).

En la ladera N de la Pala d'Eixe se observan almendrones de cizalla afectando al Silúrico con planos desde subverticales a buzando 60° al E o al O y movimiento principal de desgarre dextro con cierta componente inversa hacia el O, observándose estriás norteadas, inclinadas 25° a 30° al S. Al microscopio se han observado en este lugar, cuarzomilonitas grafitosas de baja T con ribbons de cuarzo e intensa división de este en subgranos, y estructuras S/C (lámina MP-9374), así como blastos de moscovita kincados y con desarrollo de colas de presión. Dado que su situación es a menos de 200 m de la granodiorita, esta deformación dúctil no recristalizada debe ser posterior a la misma y probablemente alpina.

En las granodioritas afectadas por la falla se desarrollan bandas de deformación de hasta 8 m de anchura, en las cuales las granodioritas están cloritizadas o transformadas en cataclasitas e incluso en algunos casos foliadas (POBLET, 1991).

Corta a todas las estructuras de la fase principal (pliegues, foliación y cabalgamientos), siendo posterior al cabalgamiento varisco de Llavorsí-Senet.

3.5.3. Falla del Norte de La Maladeta-Pales del Pui-Espot

La Falla de Espot fue definida por WATERLOT (1969a y b). Lleva una dirección NO-SE, subvertical o fuertemente buzante al NE, y su trazado discurre desde la ladera NE del macizo de Lo Teso-Pic de Pinetó hacia el NO, al pie de las Pales del Pui, en el sector NE del Macizo de La Maladeta.

POBLET (1991), deduce un movimiento dextro-normal con hundimiento del labio NE para esta falla basándose en la disposición sigmoidal de la estratificación y de las estructuras de la fase

de deformación principal varisca en ambos labios de la falla. Pone en contacto materiales del Devónico inferior de la Fm Rueda y las granodioritas que en ellos intruyen, en el bloque SO (levantado), con Silúrico y posiblemente el Cambro-Ordovícico en el bloque NE (hundido). Hacia el NO llega a hacer desaparecer la aureola de contacto de las granodioritas, poniéndolas en contacto con el Cambro-Ordovícico del Domo de La Pallaresa.

Esta falla corta a las estructuras de deformación variscas, tanto pliegues como foliaciones y cabalgamientos variscos, así como corta y/o rejuega al Cabalgamiento de Estarón, al que atribuimos un origen alpino o, al menos un rejuego durante la Orogenia Alpina. Este hecho explica que en el bloque hundido los materiales sean más antiguos que en el levantado.

Por otra parte, esta falla normal parece continuarse hacia el NO con la falla normal del borde N de La Maladeta, que lleva una dirección NO-SE en el sector de Era Peülha girando a E-O en el sector Pales de Ruda-Coret de Prüedo-Bosc deth Malh Roi y cortando y/o rejugando al Cabalgamiento de Gavarnie (SOLAR HERNÀNDEZ, 1997). Esta falla hunde hacia el N su bloque de techo y pone en contacto los granitos biotíticos de Travesani-Estany Gerber y Arties con el Ordovícico superior del Anticlinal Central. Según BORDONAU y VILAPLANA (1986), esta falla fue reactivada, debido a movimientos de reequilibrio isostático, durante tiempos tardialpinos.

3.5.4. Kink Bands

Posteriormente a los sistemas de pliegues tardivariscos descritos anteriormente se desarrollan, en las rocas con foliación más penetrativa, fundamentalmente pizarras y limolitas o filonitas y milonitas, un sistema de kink bands, en su mayoría normales, cuyos planos axiales llevan una dirección predominante NO-SE a ONO-ESE, buzando moderadamente al SO o SSO con ejes subhorizontales (Figs. 3.4a, b y c).

La existencia de estos kink bands ha sido descrita en los Pirineos por diferentes autores (ZWART, 1979, SPEKSNIJDER, 1986) pero no hay dataciones fiables que permitan atribuirles a algún episodio tectónico varisco o alpino (PALAU, 1998). SPEKSNIJDER (1986) describió la formación de kink bands inversos, a los que atribuyó una edad herciniana en contraposición a unos kink bands normales, con el plano axial subhorizontal, a los que atribuyó una edad alpina.

El carácter local de estas estructuras hacen pensar que se hayan generado kink bands en momentos distintos de la evolución estructural (PALAU, 1998).

En el área de la hoja, no obstante, predominan ampliamente los kink bands normales cuyos planos axiales buzan moderadamente (30° a 50°) al SO o SSO, como se puede ver en las Figs. 3.4a y b. Su geometría implica que están relacionados con fallas normales con el labio norte levantado. Sin embargo, se ha observado en algún caso un sistema de kink bands de plano axial muy tendido hacia el sur con movimiento inverso hacia el norte, que interpretamos como conjugado del sistema principal de kink bands normales. Por otra parte en el Sinclinal de Llavorsí se han observado en algunas ocasiones un sistema de kink bands inversos cuyos planos axiales buzan entre 40° y 50° al norte o noreste con criterio de movimiento inverso hacia el sur.

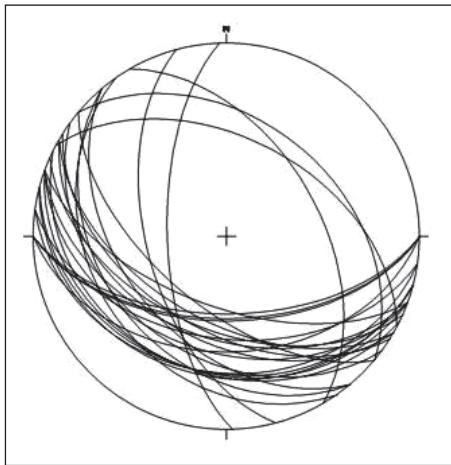


Fig. 3.4a.- Planos de Kink Bands. Sector Domo de La Pallaresa-Anticinal de La Massana-Sinclair de Llavorsí.

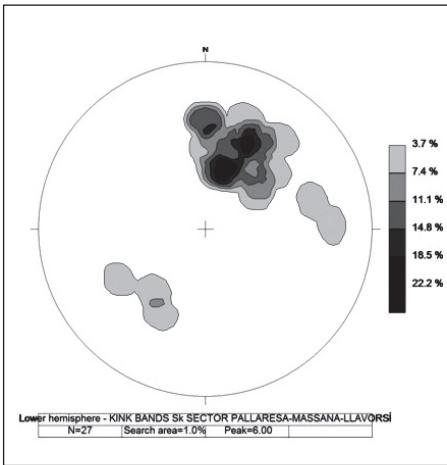


Fig. 3.4b.- Contornos de densidad de polos de planos de Kink Bands. Sector Domo de La Pallaresa-Anticinal de La Massana-Sinclair de Llavorsí.

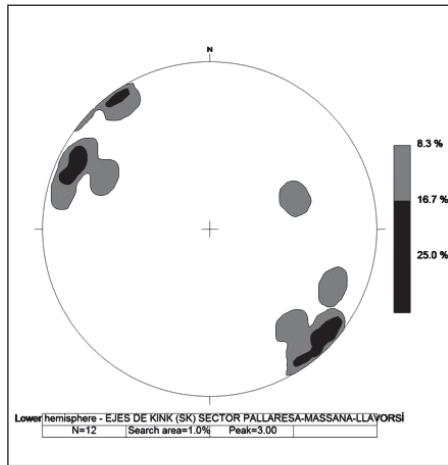


Fig. 3.4c.- Ejes de Kink Bands. Sector Domo de La Pallaresa-Anticinal de La Massana-Sinclair de Llavorsí.

SANZ y PALAU (en prensa), citan que estos kink bands afectan en algunos casos a foliaciones de bandas miloníticas relacionadas con fallas como la de La Bonaigua, Ruda o Vinyals, que atribuyen a movimientos alpinos, debido a que afectan a granitoides y rocas de la aureola de contacto.

3.5.5. Deformación en el Macizo de La Maladeta

El Macizo de La Maladeta se encuentra intensamente afectado por deformaciones tardías tanto dúctiles como frágiles, atribuibles a eventos deformativos variscos tardíos o alpinos.

Según CHARLET (1979), los accidentes tectónicos principales que afectan al Macizo de la Maladeta están representados por la zona milonítica de la Noguera Ribagorzana, que corresponde a la cicatriz de contacto entre las unidades del Aneto y de Boí, y las zonas de fractura del Río Sant Nicolau, de la Ratera y de los Baños, que según este autor dividen a la Unidad de Boí en cuatro bloques tectónicos.

La Unidad del Aneto (Néthou), como ya se ha referido, se encuentra en contacto mecánico con la de Boí (zona de fractura de la Noguera-Ribagorzana) y está emplazada en un nivel estructural más profundo (CHARLET, 1968). Está formada por dos unidades petrológicas principales que definen una estructura con dos zonas concéntricas.

La Unidad de Boí, está compartimentada en cuatro grandes bloques por una red de accidentes tectónicos, y la distribución de los granitoides y de los filones aplopegmatíticos evidenciaría según CHARLET (1979), que los bloques periféricos (Capilla de Santa Rita, Estany Gerber y Capdella corresponden a niveles estructurales más someros. Los estudios magnéticos realizados por GLEIZES (1992), GLEIZES *et al.* (1992) y LEBLANC *et al.* (1992 y 1994), sugieren que las bandas de deformación milonítica se deben fundamentalmente a la acción de la tectónica tardihercínica. Estos mismos autores consideran que la Unidad de Boí es un complejo formado por cuatro plutones principales. El plutón de Colomers estaría a su vez formado por tres subunidades. ARRANZ (1997), propone por el contrario que esta unidad está dividida en tres bloques por las zonas miloníticas de Sant Nicolau (bloques de Capdella al S y de Noguera de Tor al N) y de Ratera-Rencules (bloques de Noguera de Tor al SO y del Estany Gerber al NE). Además de estas dos zonas miloníticas, este autor describe otra importante zona de fractura en la Unidad de Boí, a la que denomina Banda de Cizalla de Negre-Colomers. En estas zonas de fractura hay evidencias de deformación dúctil postdataada por una deformación frágil.

Como resultado del detallado estudio magneto-estructural que LEBLANC *et al.* (1993) realizan en el macizo de la Maladeta, proponen que este complejo plutónico está compuesto por la yuxtaposición de cuatro unidades intrusivas principales, cada una de las cuales presenta un zonado normal, haciéndose más básica hacia los bordes. La unidad intrusiva mayor es la de Colomers, que está compuesta a su vez por diversas sub-unidades.

Las subunidades plutónicas que constituyen el Macizo de la Maladeta están, según LEBLANC *et al.* (1993), delimitadas por unos márgenes más básicos, que a su vez son más anisótropas y presentan fábricas más planares que se habrían desarrollado en estado magmático. El magma se habría emplazado en una corteza frágil, durante una fase tectónica compleja. La intrusión del magma se habría producido a favor de aperturas paralelas a direcciones NE-SW y NW-SE que se corresponderían con las lineaciones magnéticas dominantes determinadas en este estudio. Proponen que las bandas miloníticas intragraníticas se formaron en un evento tectónico tardío compresivo pero con componente dextra, durante una etapa tardí-varisca, y que el emplazamiento del macizo polidiapírico de la Maladeta fue esencialmente sintectónico. No obstante resulta complicado el explicar el escaso desarrollo de facies foliadas y lo poco penetrativa que

es la foliación en la mayoría de los granitoides del Macizo de la Maladeta si se asume un proceso intrusivo sincinemático.

GARCÍA SANSEGUNDO (1992) en referencia a la estructura del Macizo de la Maladeta considera que la mayoría de las zonas de cizalla que le afectan se deben haber originado en relación con la Orogenia Alpina y destacan por su importancia las del río Sant Nicolau y la de Valarties. Estas zonas de fractura pertenecen a dos sistemas, con dirección NE-SO y NO-SE. También son de considerable importancia otras fracturas con direcciones comprendidas entre E-W y N-110°-E como las de Caldes de Boí y las que se encuentran en el borde N (al S del Coll de Prüedo) y NE del Macizo de la Maladeta, estando estas últimas relacionadas con el movimiento del cabalgamiento alpino de Gavarnie.

Las zonas miloníticas de Sant Nicolau, Ratera-Rencules y de Negre-Colomers, son de edad pér-mica según POBLET (1991). La más precoz sería la de Sant Nicolau.

Las observaciones realizadas con respecto a las estructuras del Macizo de la Maladeta ponen de manifiesto que los principales elementos estructurales que afectan a los granitoides corresponden a una serie de bandas de cizalla que les afectan y que están relacionadas con cabalgamientos tardihercínicos y alpinos. Varias de estas bandas de cizalla, como se ha referido previamente, ya han sido identificadas y estudiadas por parte de los autores que han realizado estudios sobre este macizo. Otras estructuras que se observan en los granitoides corresponden a foliaciones magmáticas y deformativas, sistemas de fracturación fragil y de inyección filoniana y sistemas de fracturación irregular, sin representación cartográfica pero de amplia distribución, relacionadas con la tectónica alpina.

A continuación se describen los accidentes mayores que afectan al interior del macizo en el área de la hoja (Fig. 3.1).

3.5.5.1. *Estructuras mayores*

a. Zona de Cizalla del Tuc de Salana

Se sitúa entre los valles de Valarties y Aiguamòg, y está relacionada con el conjunto de zonas de cizalla de carácter milonítico del borde N de la granodiorita de la Maladeta, relacionadas con el Cabalgamiento de Gavarnie, descrito por GARCÍA SANSEGUNDO (1992), a las que atribuye una edad alpina. Llevan una dirección aproximada E-O buzando fuertemente hacia el N. Se pueden observar en la pista forestal que baja del Coll de Prüedo hacia el Valle de Aiguamòg, al S del afloramiento permotriásico, así como en el camino del Coll de Prüedo al Estanh de Montcasau y próximas a la cima del Tuc de Salana, al S y SE del mismo. Muestra bandas de intensa deformación de anchura milimétrica a decimétrica, en condiciones dúctil-frágiles, entre las cuales la granodiorita está indeformada (SOLER HERNÀNDEZ, 1997). En las bandas de máxima deformación se desarrollan protomilonitas a milonitas, que contienen una lineación milonítica (en el camino desde la pista del Coll de Prüedo-Valle de Valarties al Estanh de Montcasau contienen una lineación de dirección N160°E inclinada 68°al N), con desarrollo de intensa formación de subgranos, peces de mica y estructuras S/C que indican un criterio de movimiento inverso de bloque N hacia el S (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992 y SOLER HERNÀNDEZ, 1997).

b. Falla del Arriu de Valarties

Lleva una dirección NE-SO, desde las proximidades del Lac de Mar hasta la Coma de Carlon, con una longitud superior a 5 km.

Se caracteriza principalmente por una intensa rotura de carácter frágil con cloritización de la biotita y epidotización asociada a hidrotermalismo. Se desarrollan planos de fractura de dirección comprendida entre N30° y 60°E con buzamientos altos comprendidos entre más de 80°E y 60°O. En el extremo NE de la falla se observa un sistema principal de fracturación de dirección N30°E, 60°O, con tapiz silíceo y estrías de dirección N155°E, inclinadas 58°NO cuyo criterio de movimiento no está claro.

Se observan también algunas venas de cuarzo asociadas a estos planos, de unos 5 cm de anchura, con dirección N30°E, buzando 80° al E.

c. Zona de falla del Refugi de la Restanca-Pòrt de Caldes

Lleva una dirección NO-SE, desde el Refugi de la Restanca, pasando por el Pòrt de Caldes hasta el Lac des Gabidornats, desde donde continuaría hacia el E por el borde S del Lac Obago.

Se observa una zona de cizalla dúctil-frágil que genera una alteración a tonos gris azulados a gris verdosos en los granitoides, con desarrollo de foliación deformativa, con fuerte estiramiento del cuarzo, de dirección comprendida entre N85°-110°E, subvertical, con buzamientos entre 70°N y 70°S, si bien predominan los primeros.

A esta zona de cizalla, se le superpone una deformación frágil que genera planos de rotura tapizados por cuarzo-albita-epidota con dirección entre E-O, 34°S y N130°E, 45°SO, con estrías comprendidas entre N185°E, 34°S y N20°E, 42°S de movimiento inverso hacia el N.

d. Zona de Cizalla Negre-Colomers

Fue definida por ARRANZ (1997). Lleva una dirección E-O y pasa por el Estany Negre, Pòrt de Colomers y Pòrt de Ratera, con una longitud aproximada superior a 10 km. Pone en contacto los granitos biotíticos \pm moscovita \pm cordierita de Travessani por el N, y las granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbolo con megacristales de La Maladeta, por el S.

Se observa una zona de cizalla dúctil-frágil de anchura comprendida entre 5 m (en su sector E, junto al Estany Podo) a 10 m de anchura en las inmediaciones del Refugio Ventosa (de 20 a 40 m según ARRANZ, 1997), en la cual en ocasiones los granitos toman un tono gris-azulado. En este último punto, se desarrolla una foliación deformativa en los granitos, que están neisificados. Esta foliación lleva una dirección N60°E, subvertical y se definen planos de cizalla (planos C) con dirección E-O, también subverticales. En ella se han observado criterios cinemáticos de desgarre dextro.

A unos 700 m al E del Port de Colomers, esta banda de cizalla marca el límite meridional de los granitos biotíticos y las granodioritas, que tienen una fuerte deformación milonítica, con

desarrollo de planos C con dirección media E-O y con buzamientos que varían entre 70° y 80° N. En estos planos se observa una lineación de estiramiento N75° a 80°E, con inmersiones de 30° a 35° al E, con componente sinistro.

Más al E, junto al Estany Podo, la banda milonítica lleva una directriz principal N80°E, 82°N, apreciándose en los granitos un fuerte estiramiento de los minerales.

Son frecuentes las venas de cuarzo de espesor centímetro a decimétrico subparalelas a la foliación de los granitos.

ARRANZ (1997) describe la existencia de numerosas bandas de cizalla laterales, de menor entidad que convergen hacia la cizalla principal.

A esta zona de cizalla dúctil buzando al N, se le superpone una deformación frágil que genera planos de fractura de dirección comprendida entre N80°E, 70°S y N110°E, 40°S, que contienen estrías de movimiento en vertical, comprendidas entre N10°E, 70°S y N20°E, 38°S. Según ARRANZ (1997) este tipo de discontinuidades habrían sido reactivadas en algunos casos neotectónicamente, ya que observa algunos escarpes que rompen la continuidad de las superficies de pulido glaciar aunque no precisa su situación.

e. Zona de Cizalla de Sant Nicolau

Ha recibido diversas denominaciones: "Zone falleuse du río San-Nicolau" por CHARLET (1979), "Faille de Picardes", "Faille de Sant Maurici" y "Faille des Encantats" por BOURKE (1979) y Zona Milonítica de Sant Nicolau por POBLET (1991) y ARRANZ (1997). Esta zona de cizalla separa según CHARLET (1979) los bloques que denomina de Capdella al SE y de la Noguera de Tor al NO del Macizo de La Maladeta. Las granodioritas afectadas por estas fallas han sufrido transformaciones que han dado lugar a la formación de protomilonitas en las que generalmente es posible reconocer el protolito original, acompañadas de retrogradaciones. La foliación milonítica suele ser bastante paralela a los límites de falla, presentando las lineaciones de alargamiento contenidas en los planos de foliación una dirección N-S y una inclinación hacia el N (POBLET, 1991).

El extremo occidental de esta zona de cizalla, entre la carretera a Caldes de Boí y el Estany de Llebreta pone en contacto mecánico (cabalgante) los granitoídes sobre las calizas devónicas que están fuertemente recristalizadas, desarrollándose sobre ellas una esquistosidad N110°E y las granodioritas que se encuentran sobre estas calizas presentan un marcado esquistosamiento N110°E, 52°N. Las granodioritas y adamellitas bióticas con enclaves microgranulares de 1 a 10 cm y megacristales de feldespato de 2,5 a 4 cm próximas a esta banda de cizalla y que se sitúan más hacia el E, en las laderas sobre el río de Sant Nicolau presentan planos de esquistosidad que varían entre E-O, 52°N y N110°E, 56°N, con lineaciones de estiramiento mineral comprendidas entre N30°-35°E, 50°-55° N, y en algunos casos entre N120°-140°E, buzando 60° a 65° al NE. En algún caso se ha observado una cola de presión asimétrica de movimiento aparente sinistro.

Más hacia el E atraviesa la granodiorita de La Maladeta, con una dirección media OSO-ENE, buzando moderadamente al N o NO. Desde Sant Esperit, sale hacia el ESE una zona de cizalla

secundaria relacionada con la principal, de similares características, que podría continuarse hasta el Estany de Cubieso.

En el sector central, entre Sant Esperit y el Estany Llong, se observa un giro de la zona de cizalla hacia una dirección NE-SO, con desarrollo de foliaciones, a veces miloníticas en los granitoides y cloritización de la biotita. Se observan foliaciones comprendidas entre N30°E y N75°E, con buzamientos de 50° a 70° al NO, con alguna lineación de estiramiento N165°E, inclinada 64°NO. Al E de los Prats d'Aiguadassi se observa una foliación de tipo S/C, con planos S de dirección N50°E, buzando 50°NO y planos C de dirección N80°E, buzando 55°N que llevan asociadas estrías de dirección N30°E, inclinadas 45° a 48° al NE. Estas estructuras dan un movimiento de carácter normal-dextro con bloque N hundido, criterio que ya había sido puesto de manifiesto por POBLET (1991) y ARRANZ (1997). Desde este sector central, sale hacia el E una zona milonítica de corto recorrido de dirección N80° a 100°E que atraviesa el Barranc de Dellui. Presenta una potencia decamétrica (>30 m), y en ella la granodiorita se encuentra intensamente deformada, con desarrollo de una foliación muy penetrativa que le da aspecto gneisico, así como de filones de cuarzo de espesores centimétricos a decimétricos, que suelen estar aboudinados, desmembrados y en las zonas de mayor deformación plegados. Estos filones pueden estar rodeados por la foliación milonítica. El tránsito entre la zona más deformada y la no deformada es completamente gradual. La lineación y los indicadores cinemáticos indican, sin embargo, un movimiento inverso con desplazamiento de bloque de techo al S. La deformación llega a ser tan intensa que a veces la fábrica se encuentra fuertemente replegada.

En el sector oriental, la zona de cizalla gira a una dirección OSO-ENE, desarrollando foliaciones comprendidas entre N70°E y N100°E, buzando 65° a 70°N.

Esta foliación dúctil-frágil está cortada en el sector occidental, por bandas discretas, de 30 cm a 1 m de anchas, de cataclasitas oscuras a foliadas verdes, de dirección entre N80°E, buzando 77°N y N150°E, 70°NE, con estrías en buzamiento y criterios de movimiento inverso hacia el S. También se han observado planos verticales de dirección entre N40° y 60°E con estrías de desgarre (horizontales). En el sector oriental, se han observado planos de fractura frágiles de direcciones N120°E, 32°S y N60°E, 25°S, con estrías asociadas de dirección entre N160°-175°E, inclinadas 25° o menos al S, con movimiento de falla normal.

El que una parte de la deformación de este accidente sea de carácter dúctil-frágil o dúctil ha llevado a POBLET (1991) a considerar que esta deformación se debió desarrollar en un nivel estructural relativamente profundo, y por lo tanto, según él, difícilmente se puede haber desarrollado después de la sedimentación de los materiales de facies Buntsandstein, ya que la importante erosión post-varisca habría situado al Macizo de La Maladeta a profundidades poco importantes donde las condiciones reinantes no darían lugar a milonitas sino a deformación frágil con desarrollo de cataclasitas. Esto estaría de acuerdo con la atribución de una edad relativamente temprana en la evolución postintrusiva del Macizo de La Maladeta indicada por CARRERAS y CAPELLA (1994). No obstante, POBLET (1991) admite como probable que haya sufrido también un rejuego posterior inverso-sinistro, durante la Orogenia Alpina.

f. Zona Milonítica de Ratera-Rencules

Fue denominada por CHARLET (1972) como Falla de Ratera y posteriormente ARRANZ (1997) la denomina Zona Milonítica de Ratera-Rencules y le atribuye un movimiento dextro-normal. Coincide con una lineación muy marcada que define un corredor NO-SE en foto aérea. Separaría los bloques de Noguera de Tor y del Estany Gerber.

No obstante, las observaciones realizadas en el campo en el trazado de esta banda no permiten apreciar efectos muy importantes sobre las estructuras de las rocas aflorantes.

A lo largo de este corredor se encuentran zonas sin deformación así como zonas con bandas de deformación dúctil-frágil de entre menos de 1 m y 4 a 5 m de anchura, desde débil, con desarrollo de bandas de cataclasitas foliadas con alteración de la granodiorita a tonos gris-azulados, a intensa, con desarrollo de protomilonitas y milonitas, que desarrollan una foliación en la granodiorita con estructuras S/C, en las que los planos S llevan una dirección entre N70°E y N100°E buzando entre 35° y 75° al N, con lineaciones de estiramiento o estrías inclinadas al N o NO entre 60° y 70°, con criterios de movimiento inverso hacia el sur.

Estas foliaciones no son coherentes con una zona milonítica de dirección NO-SE con componente dextro-normal, sino más bien con una serie de corredores discretos de cizalla inversa de dirección aproximada E-O, buzando hacia el norte.

g. Cabalgamientos del sur del Estany de Sant Maurici

Según POBLET (1991), la Zona de Cizalla de Sant Nicolau, continua hacia el E girando a partir del Estany Llong hacia el Portarró d'Espot saliendo del interior del Macizo de La Maladeta y resolviéndose en varios accidentes de dirección E-O, buzando de 40° a 70° al N, que bordean por el N al bloque de Capdella del Macizo de La Maladeta. La amplitud de los recubrimientos cuaternarios asociados al Valle de Espot impiden la unión entre la Zona de Cizalla de Sant Nicolau y los accidentes que bordean por el N al bloque de Capdella.

Se han observado en este sector dos accidentes principales: el Cabalgamiento de Els Encantats, por el S y más al N el Cabalgamiento de la Roca de l'Estany.

El **Cabalgamiento de Els Encantats**, lleva una dirección comprendida entre E-O y ENE-OSO, buzando al N unos 30°. De O a E, pone en contacto cabalgante hacia el S, granodioritas y monzogranitos con megacristales en el bloque superior, sobre granodioritas y monzogranitos con megacristales en el bloque inferior, en el Pic dels Feixans de Monestero, pasando en la ladera E de este pico a dejar ver entre los granitoides de ambos bloques, una estrecha zona de 4 a 15 m de espesor que incorpora mármoles devónicos deformados. Más hacia el E continua por el sur del Macizo de Els Encantats (al sur del Gran Encantat) haciendo cabalgar granitoide sobre Silúrico y Devónico inferior (Fm Rueda) sobre Silúrico. Su continuación hacia el ENE es difícil de precisar debido a la amplitud de los recubrimientos existentes en la ladera N de los macizos de Els Encantats y Pui de Linya. Se caracteriza por la existencia en los granitoides de la base del bloque de techo de una estrecha zona en que el granitoide está intensamente deformado, mostrando una foliación de dirección comprendida entre N50°-70°E, buzando 50° a 70° al N, con

abundantes venas de cuarzo subparalelas a la foliación, plegadas con la foliación de plano axial. Además entre ambos bloques, en la ladera E del Pic dels Feixans de Monestero, se observa una zona de intensa deformación de entre 4 y 15 m de espesor con granitoides intensamente brechificados e inyectados por venas de cuarzo de espesor centimétrico a métrico, así como mármoles intensamente deformados, con foliación milonítica, incluyendo tectoclastos de hasta 1 m de granitoides y almendrones de cabalgamiento con bloque de techo hacia el S.

El **Cabalgamiento de la Roca de l'Estany**, se sitúa al N del anterior, entre este y el Estany de Sant Maurici. Lleva una dirección E-O a ENE-OSO, buzando también unos 30° hacia el N. Superpone materiales carbonatados del Devónico inferior (Fm Manyanet) en el bloque de techo, sobre las granodioritas-monzogranitos de La Maladeta. Los granitoides del bloque de muro en la proximidad del cabalgamiento, se encuentran débilmente foliados y afectados por fracturación frágil con abundantes venas de cuarzo. En la pared E de la Roca de l'Estany se observan varias láminas cabalgantes hacia el S, dibujando dúplexes entre dos de ellas, que cortan pliegues también vergentes al S. En la ladera O de la Agulla del Portarró se observan bloques caídos de granodiorita foliada. La continuación de su trazado hacia el E y el O es difícil de determinar debido a los abundantes recubrimientos existentes.

En el sector SE del plutón de La Maladeta, al NE del bloque de Capella, se observa en la pista que va desde el Valle de Espot al Estany Negre, al E del Pui de Linya, un cabalgamiento de dirección NO-SE, que hace cabalgar los materiales de la Fm Manyanet hacia el SO, sobre las pizarras grafitosas del Silúrico del flanco inverso de un sinclinal vergente al SO con núcleo en la Fm Rueda. Asociada a este cabalgamiento hay una zona de intensa deformación dúctil-frágil de baja T, que da lugar al desarrollo de una intensa filonitización de las calizas y calcoesquistos de la Fm Manyanet, así como en las pizarras ampelíticas del Silúrico al que cabalgan. Se observa una foliación filonítica y planos C de dirección NO-SE buzando 53°-55°NE, con una lineación asociada de dirección N10°-12°E, inclinada 20°-45° N. POBLET (1991) opina que este cabalgamiento, así como otro paralelo, cartografiado algo más al NE, son continuación de las fallas, en nuestra opinión cabalgamientos, situados al S del Estany de Sant Maurici, que rodean por el N y NE al bloque de Capella del Plutón de La Maladeta.

h. Falla del Estany Gento

En el extremo SE del Plutón de La Maladeta, hacia el borde S del Estany Gento se observan dos fallas que hacia el interior del Plutón confluyen en una sola de dirección NO-SE, buzando 60° al NE. Fue denominada por POBLET (1991) como "Falla de l'Estangento". Este autor reconoce estructuras de tipo dúplex de dimensiones métricas relacionadas con esta falla. La falla situada más al N hace cabalgar a las granodioritas-monzogranitos de La Maladeta sobre una estrecha lámina de pizarras grafitosas con calizas negras, silúricas, mientras que la situada más al S hace cabalgar estas pizarras sobre granitoides. Sobre los planos de falla se han observado estrías, una de dirección N70°-75°E, inclinadas 40° al OSO con criterio de movimiento inverso hacia el ENE (retrocabalgantes), así como otras de dirección N35°E, asociadas a planos de falla subhorizontales, con criterio de movimiento de bloque de techo hacia el SO.

En las zonas próximas a estas fallas se observan procesos de retrogradación de las granodioritas de tipo sericitización y/o cloritización, así como moscovitización de cordierita. En la zona más

interna, en una banda de anchura centimétrica, las rocas graníticas se transforman en filonitas con un clivaje localmente anastomosado de espaciado milimétrico, de orientación paralela a la superficie de falla (POBLET, 1991).

Su dirección es paralela al tramo del Cabalgamiento de la Serra de les Mussoles comprendido entre la Serra de les Mussoles y el Estany Salat. Este hecho, junto con la relación de la deformación asociada con la aureola de contacto del plutón, plantea la posibilidad de que esta falla pudiera estar relacionada con el citado cabalgamiento alpino.

i. Falla del Estany Salat-Estany Nere

Atraviesa con dirección NNE-SSO el Bloque de Capdella, desde el borde S del Macizo de La Maladeta hasta el Estany Nere, a partir de donde gira poniéndose NE-SO, al O del Estany de Sant Maurici, haciendo de límite entre las granodioritas de La Maladeta y los materiales devónicos del Sinclinal de Espot.

En su sector S (Estany Salat-Estany Nere), se ha observado en el Estany de Cubieso, una zona de falla anastomosada con desarrollo de pseudotaquilitoides, de dirección N-S y buzamiento 70°O con estrías inclinadas 5°N, con criterios de desgarre sinistro. Se observan también en relación con este sistema de fracturas, venas de cuarzo de dirección N10°E, desde subverticales a buzando 55°E. Así mismo, este sector de la fractura es aprovechado por un dique de lamprófido de dirección N10°-20°E subvertical, para emplazarse, si bien la fractura puede estar posteriormente rejugada.

Al N del Estany Nere, en las calizas del encajante, se han observado inmediatamente al O del Estany de Sant Maurici planos de falla de dirección N58°E, 76°SE con estrías de dirección N80°E, inclinadas 54°E, mientras que en la granodiorita situada al O de la falla, se observan tonos gris-azulados y una orientación deformativa con planos N108°E, buzando 60°N, además de planos de falla frágiles a frágil-dúctiles de dirección N62°-65°E, 22° a 26°S con espejos cloritizados que contienen estrías de falla de dirección N175°E, inclinadas 20° a 24°S. Estos planos podrían estar ya relacionados con la Zona de Sant Nicolau.

j. Falla de Boí

Se trata de una falla subvertical de trazado curvo de dirección NNE-SSO a N-S, que sigue el curso del río Noguera de Tor (POBLET, 1991), cuyos depósitos cuaternarios la ocultan. Afecta tanto a materiales pre-variscos como a materiales afectados por la aureola de contacto y al macizo plutónico de Barruera.

Esta falla divide al Domo de Muro en dos partes y corta al cabalgamiento varisco de Llavorsí-Senet, rejugando probablemente una estructura lateral de este cabalgamiento. Corta también al cabalgamiento alpino de la Serra de Les Mussoles por el valle del Noguera de Tor.

No produce un desplazamiento aparente importante en cartografía.

Su importancia deriva de que en su posible prolongación hacia el NNE, siguiendo el curso del Noguera de Tor, se encuentra un manantial termal sobre el que se sitúa el balneario de Caldes de Boí.

3.5.5.2. Estructuras menores

Además de las estructuras mayores descritas, el macizo plutónico de La Maladeta está afectado por un gran número de estructuras menores, desde foliaciones a planos de falla.

a. Foliaciones

La presencia de foliaciones de carácter tectónico o magmático en los granitoides del Macizo de la Maladeta no es muy frecuente y suele restringirse a las zonas próximas a las principales zonas de deformación. No obstante, a nivel críptico se detecta una foliación magnética generalizada que es debida a la orientación de los minerales ferromagnesianos en el proceso de emplazamiento del magma (LEBLANC *et al.*, 1993).

Las foliaciones en las granodioritas y monzogranitos que constituyen la facies principal de la Unidad de Boí del Macizo de la Maladeta están definidas fundamentalmente por la orientación de la biotita y del anfíbol, apreciándose en las zonas más intensamente deformadas, estiramiento del cuarzo. Estas orientaciones deformativas suelen estar relacionadas con cabalgamientos y con zonas de cizalla de distinto significado.

La dirección media de las foliaciones medidas en las granodioritas y monzogranitos de la Unidad de Boí es aproximadamente de N100°E, con un buzamiento de unos 68° al N (Figs. 3.5 a y b).

En la zona occidental de la hoja, al S de Caldes de Boí, las granodioritas están fuertemente orientadas, con estiramiento de los minerales y de los enclaves microgranudos, definiéndose en ellas planos N130°E, 56°N, siendo debida esta deformación a los efectos de la Zona de Cizalla de Sant Nicolau.

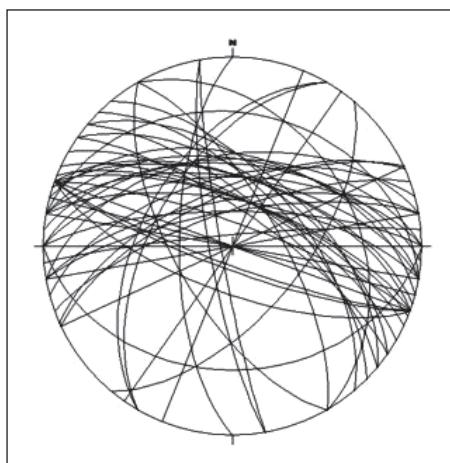


Fig.3.5a.– Planos de foliación en granitoides de La Maladeta.

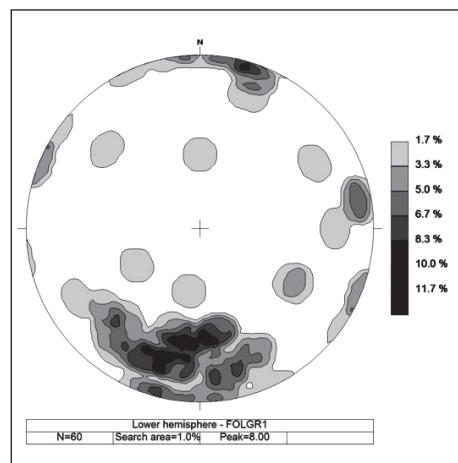


Fig.3.5b.– Contornos de densidad de polos de planos de foliación en granitoides de La Maladeta.

b. Sistemas de fracturación frágil

Los granitoides de la Unidad de Boí se encuentran afectados por diversos sistemas de fracturación tardí y post variscos que se manifiestan tanto a escala regional como a nivel de afloramiento (Figs 3.6 a, b y c).

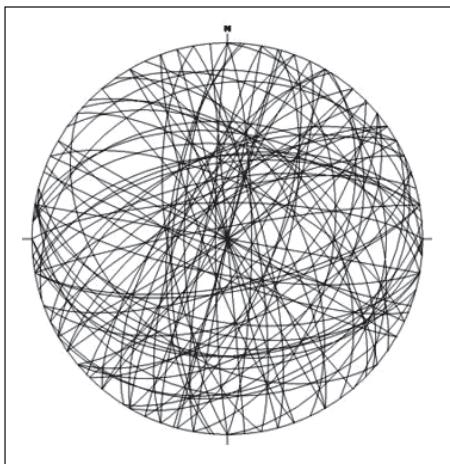


Fig.3.6a.– Planos de falla en granitoides de La Maladeta.

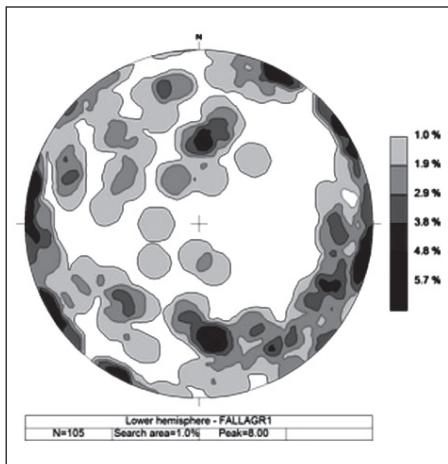


Fig.3.6b.– Contornos de densidad de polos de planos de falla en los granitoides de La Maladeta.

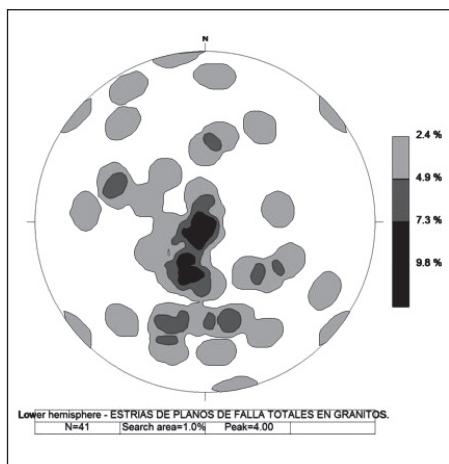


Fig.3.6c.– Estrías de planos de falla en granitoides de La Maladeta.

Según ARRANZ (1997), la fracturación tardí-varisca se agrupa principalmente en sistemas N-110° a 120°E, y a él pertenecerían las fallas de Espot y de Estany Gento, y en el sistema N130° a 150°E que es el principal, y a él pertenecerían las fracturas del Estany Rius y las del bloque de Capdella. Otros sistemas de fractura post-variscos son el N30° a 40°E y el N50° a 60°E que son conjugados de los anteriores.

La orientación media de los sistemas de fracturación medidas en los estudios de campo a nivel de afloramiento, tiene un valor de N88°E con un buzamiento superior a 65°.

También se encuentran una serie de fracturas, en las que se producen transformaciones de bajo grado en los granitoides afectados, que les confiere una mayor resistencia a la meteorización, por lo que suelen asociarse a ellas pequeños resalte morfológicos.

Un ejemplo de estos tipos de fracturas se encuentra en las proximidades de la cabecera del Río Aiguamòg, al sur de los Baños de Tredos, con una dirección media de unos N60°E y buzamientos subverticales. Este tipo de transformaciones también se encuentra en relación con fracturas de dirección N105°E con buzamientos subverticales. En estas zonas, los granitoides presentan un grado de esquistosamiento variable y están afectados por transformaciones hidrotermales de baja temperatura que se manifiestan principalmente en epidotizaciones de la plagioclasa y en degradaciones de la biotita, adquiriendo coloraciones verde-azuladas, sobre las que destacan las biotitas de tonalidades doradas (cloritizadas).

A nivel de afloramiento, es bastante frecuente la presencia de fisuras que se ponen de manifiesto por sistemas reticulados complejos que constituyen resalte sobre las superficies erosionadas de los granitoides, debido a la mayor resistencia a la meteorización de estas fisuras, ya que a favor de ellas se producen silicificaciones y otra serie de transformaciones secundarias que les confieren mayor dureza y resistencia a los agentes erosivos. Estas fisuraciones y las alteraciones hidrotermales asociadas, están relacionadas con los procesos tectonotérmicos alpinos.

Estos sistemas de rotura tienen una directriz predominante N88°E con buzamientos muy elevados, del orden de 80° (Figs 3.7 a y b) tanto al N como al S.

ARRANZ (1997) también cita la existencia de fracturas neotectónicas post-glaciares aunque sin precisar su situación.

Se pueden distinguir tres conjuntos de planos de fractura menores en función de sus criterios cinemáticos: Fallas con predominio de la componente inversa, fallas con predominio de la componente de desgarre y fallas con predominio de la componente normal.

- **Fallas con predominio de componente inversa.** En el sector N del Macizo de La Maleda, en el área Banhs de Tredòs-Lac Major de Colomers, se han observado corredores de hasta 15 m de espesor en las que las granodioritas están bastante deformadas con carácter frágil-dúctil, y abundan las bandas de un tono gris-azulado. Buzan tanto al N como al S, tienen espesores centimétricos (2-3 cm) y espaciados de unos 7 cm entre si. También se observan en estas bandas planos de 2 a 3 cm de espesor de ultracataclasitas foliadas negras y vidrios seudotaquíticos y a veces foliación milonítica.

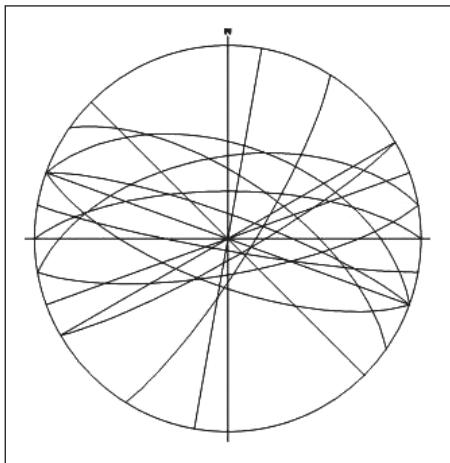


Fig.3.7a.- Planos de “costillares” en los granitoides de La Maladeta.

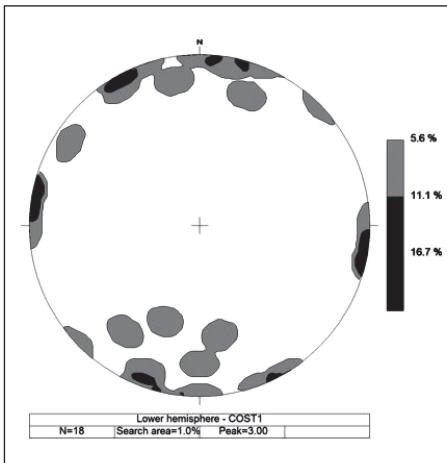


Fig.3.7b.- Contornos de densidad de polos de “costillares” en granitoides de La Maladeta.

Asociados a estas bandas frágil-dúctiles, se asocian en este y otros sectores del macizo granitoidal, planos fractura con desarrollo de cataclasitas verdes, cloritización y a veces epidotización, así como ocasionalmente algún relleno de prehnita. Son frecuentes también los tapices silíceos con óxidos de Fe y/o Mn y rellenos tardíos de carbonatos. Existen dos conjuntos, probablemente conjugados y relacionados con el emplazamiento del Cabalgamiento de Gavarnie. Un conjunto está constituido por planos buzando al N con movimiento inverso hacia el S y el otro por planos buzando al S con movimiento inverso hacia el N (retrovergentes).

El conjunto vergente al S, muestra planos de dirección comprendida entre N50°E, 65°NO y N134°E, 20°NE y estrías entre N110°E, 60°O y N4°E, 15°N con una componente inversa más pura; planos con importante componente de desgarre dextra de dirección comprendida entre N80°E, 53°N y N110°E, 45°N con estrías de dirección comprendida entre N114°E, 40°O para los primeros y N140°E, 25°NO para los segundos; y planos con importante componente de desgarre sinistra de dirección N63°E, 56°N y estrías NE-SO inclinadas 30° al NE.

El conjunto vergente al N, muestra planos de dirección comprendida entre N50°E y N88°E y estrías entre N130°E, 50°SE y N30°E, 60°SSO con una componente inversa más pura y planos con importante componente de desgarre sinistra de dirección comprendida entre N32°E, 45°SE y N36°E, 60°S con estrías de dirección comprendida entre N162°E, 40°SSE y N176°E, 60°SSO.

Además de los dos conjuntos principales de componente inversa mencionados, existe un conjunto de planos de dirección comprendida entre 160°E, 80°E, con estrías N-S, 55°N y componente dextra, y N27°-33°E, 75° a 54°O y componente sinistra, con estrías

N10°E, 48°N, que pueden representar fallas laterales del conjunto de movimiento inverso vergente al S. Por otra parte, se ha observado también otro conjunto de planos con direcciones N5°E, 65°O, con estrías N30°E, 40°SO con componente sinistro y N40°E, 68°SE, con estrías N20°E, 40°S de componente dextro, que pueden representar fallas laterales del conjunto de movimiento inverso vergente al N.

- **Fallas con predominio de la componente de desgarre.** Se han observado escasos planos de falla con criterio cinemático de desgarre puro (estrías subhorizontales), comprendidos en tres direcciones: N130°E, subvertical; N170°E, 70°E y N50°E, subvertical con criterio de desgarre dextro. El primer y tercer sistema parecen anteriores a los planos de falla inversos. Se han observado también planos de cataclasitas verdes de dirección N156°E, 30°NE con estrías subhorizontales en bandas de 3-4 cm de espesor foliadas con tonos gris-azulados, en el sector Banhs de Tredòs-Colomers (N de la hoja), así como planos frágil-dúctiles con foliación asociada, de dirección E-O, 66°S y criterio de desgarre dextro, en este mismo sector.
- **Fallas con componente normal.** Son escasos los datos de planos de falla menores con criterios de movimiento normal o de desgarre normal observados en el interior del Macizo de La Maladeta.

En el sector de Banhs de Tredòs-Colomers, unos 2,3 km al N del Refugio de Colomers, se han observado planos de dirección N53°E, 63°SE, con estrías degradadas de dirección N40°E, 25°SO, de desgarre dextro-normal (bloque S hundido). En el sector del Estany de Cavallers, se ha observado una zona de fractura con harina de falla de 35 cm de espesor sobre un dique de cuarzo. La pared S de la zona de fractura es un plano de dirección N100°E, 85°N con estrías N10°E, 85°N y criterios de falla normal con bloque N hundido.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Esterri d'Àneu (N.º 181), a escala 1:50.000, se encuentra situada en el noreste peninsular, formando parte de la provincia de Lleida. Desde el punto de vista administrativo, pertenece a la Comunidad Autónoma de Cataluña, e incluye parte de las comarcas pirenaicas de Val d'Aran, Pallars Jussà, Pallars Sobirà y Alta Ribagorça. Consta de 10 municipios, Valle de Bohí, dentro de la Comarca de la Alta Ribagorza, con 11 núcleos de población siendo su cabecera la localidad de Barruera (al SO de la Hoja); otro municipio es el de Esterri d'Àneu situado en la Comarca de Pallars Sobirà y en la subcomarca de los Valles de Àneu, con solo la localidad de Esterri d'Àneu. Otros son La Guingueta de Àneu con 13 núcleos de población. También se encuentra el de Espot con 4 núcleos de población y el municipio de Alto Aneu con 9 localidades y la capital del municipio es Valencia d'Àneu. En el Valle de Arán, al norte de la Hoja, se encuentra el municipio de Naut Aran ("Alto Arán"), siendo el municipio más extenso de todo el Valle de Arán, su capital es Salardú y tiene nueve localidades. También forman parte de la Hoja pequeñas zonas de otros municipios como los de LLavorsí, Torre de Capdella, Vielha e Mijaran, Sort y Vilaller.

La Hoja de Esterri d'Àneu comprende las cabeceras de los ríos Noguera Pallaresa y Noguera de Tor afluente del Noguera Ribagorçana, ambos pertenecientes a la cuenca del Mediterráneo, y al norte otras cabeceras del río Garona, que vierte sus aguas al Atlántico. El Noguera Pallaresa y el Noguera-Ribagorçana son afluentes del Segre (cuenca del Ebro) y su valles tienen un clima mediterráneo de alta montaña. El Noguera de Tor nace en esta Hoja entre los picos de los Besiberris y los Colomers, a este río se unen por su margen izquierda tres afluentes: Sant Nicolau, Sant Martí y Durro. Al norte de la Hoja, los ríos tributarios del Garona tienen una dirección S-N y son los ríos de Valartíes, d'Aiguamotx y el Garona de Ruda. Por su parte, en la esquina NE de la Hoja se encuentra el Río de la Bonaigua, y al sureste el Río Escrita, ambos aportan sus aguas al Noguera Pallaresa. La gran divisoria de aguas entre los ríos que van al Atlántico (Cuenca del Garona) y los que pertenecen a la cuenca del Ebro se sitúa en el sector septentrional de la Hoja. Así la divisoria de aguas de los dos grandes cursos de agua (Noguera Pallaresa y Garona) enlaza desde el Port de la Bonaigua al Pla de Beret.

El relieve es particularmente abrupto y ofrece una morfología típica de alta montaña. Los contrastes altimétricos son muy acusados con diferencias superiores a los 1.000 m desde los fondos de los valles principales hasta las cotas más altas. Dentro de todo el conjunto destacan algunas alineaciones entre picos, como los de Besiberri Nord-Montarto-Tuc de Ribereta-Gran Tuc de Colomers-Tuc de Ratera-Pic de Amitges-Pics de Bassiero y Pics de les Agudes, todos ellos dentro del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany Sant Maurici. La altura media de la Hoja está entre los 2.500 m y los 1.500 m, con la cota más alta en el sector noroccidental, zona de los Besiberris, en el Pic de Comaloforno con 3.029 m, Besiberri Sud con 3.024 m y Besiberri Nord con 3.008 m. En la zona central del mapa destaca el Gran Tuc de Colomers con 2.936 m de altitud. Las pendientes son especialmente acusadas, de tal manera que las comunicaciones se desarrollan por los principales valles, con lo que el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja es prácticamente imposible, salvo por algunas pistas forestales.

Es un territorio montañoso modelado por los hielos, tal como se aprecia en la forma de los valles, cabeceras de ríos y cumbres. La morfología de los valles está condicionada por su origen glacial, con cubetas o depresiones que, con la desaparición del hielo, algunas se configuraron como lagos, siendo la zona de Pirineos donde existe mayor concentración de lagos o estanyos. Aunque también algunos de los valles muestran una erosión fluvial que predomina sobre la acumulación.

Dentro de esta Hoja se encuentra prácticamente todo el Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. El Parque Nacional fue creado el 21 de octubre de 1955, con una extensión inicial de 9.851 hectáreas, basándose en una antigua Ley de Parques Nacionales del año 1916. Fue el quinto Parque Nacional de España y el segundo de los Pirineos, después del Parque Nacional de Ordesa.

En la actualidad el Parque tiene una extensión de 40.852 ha dividida en dos zonas de protección diferenciadas, la zona interna y la zona periférica. La zona interna es la que tiene la categoría de Parque Nacional, estrictamente hablando y abarca 14.119 ha. Las 26.733 ha de la zona periférica rodean a la zona interna y están destinadas a crear un nivel de protección gradual entre la parte interna, más protegida, y el exterior. Su principal seña de identidad corresponde a los 272 lagos o estanyos que se encuentran en el Parque, a los impresionantes riscos

de "Els Encantats" y a sus característicos meandros de alta montaña ("las aigüestortes"). Es un paraíso para los amantes de la naturaleza: lagos, torrentes, cascadas, turberas, canchales, agrestes picos y frondosos bosques de pino negro, abeto, pino silvestre, abedul y haya, constituyen el hogar de multitud de interesantes plantas y fascinantes animales de origen alpino o boreal.

Este parque representa los ecosistemas de la alta montaña pirenaica y constituye una magnífica muestra de la acción de los glaciares del Cuaternario. En sus lagos y montañas habitan el urogallo, el pito negro, el quebrantahuesos, el sarrio, etc. Además de los bosques de abetos, pino negro y hayas en el Parque existen praderas alpinas con gencianas, ranúnculos, lirios, orquídeas y primulas, entre otras plantas. Este Parque constituye la zona lacustre más importante de los Pirineos.

Climatológicamente la zona ofrece un régimen climático mediterráneo de carácter templado-húmedo con una fuerte influencia continental. Las temperaturas medias anuales se sitúan alrededor de los 10 grados centígrados con precipitaciones medias comprendidas entre los 900 y 1.100 mm a¹. Pero la originalidad de su clima es debida fundamentalmente a dos factores: la latitud y el relieve. Por su situación, esta comarca está afectada por la franja meridional de los vientos predominantes del oeste de la zona templada, por lo que algunas veces la influencia de las altas presiones subtropicales tiene lugar en los meses de verano y particularmente en el mes de julio. Por otra parte, el clima de lluvia y nieve es más frecuente en esta zona que en el resto de Cataluña a causa de las masas de aire de procedencia atlántica que llegan después de haber recorrido la Depresión de Aquitania, pero las condiciones atmosféricas no difieren tanto de las existentes en otras zonas del Pirineo Catalán.

La vegetación de la Hoja está condicionada por la altura y las variaciones climáticas locales, es decir la vegetación autóctona es la que predomina. Se encuentran bosques de robles y castaños, carvallos, abedules y hayas, mientras que en zonas frescas y húmedas se desarrollan los abetos. El pino domina en áreas más altas, especialmente en las vertientes de solana y en el valle de la Noguera Pallaresa. Por encima de 2.000-2.300 m se extienden los prados alpinos de alta montaña.

El paisaje vegetal en la parte septentrional de la Hoja pertenece al Valle de Arán que es, en buena parte, bastante diferente al del resto del Pirineo Catalán a consecuencia de su situación. En la vertiente meridional del valle (es decir norte de esta Hoja) es grande la influencia de las masas de aire húmedo que proceden del Atlántico y que favorecen una vegetación de bosque caducifolio húmedo. Se disponen según una serie de estudios altitudinales bien definidos: el estadio submontano (de 500 a 900 m), el estadio montano (de 900 a 1.300 m) y el estadio subalpino (de 1.300 a 2.200 m). En la mayoría del estadio montano destaca el pino, así como en el subalpino lo hace el abeto. Como puede comprobarse, los recursos forestales son particularmente abundantes en este sector pirenaico, donde entre las masas boscosas se intercalan zonas de pastizales para alimento ganadero. La agricultura tiene mucha menos importancia concentrándose en las partes más bajas de los valles.

La red de drenaje se ordena alrededor de las principales cuencas fluviales, la del Noguera Pallaresa, del Noguera de Tor y del Garona. La morfología de la red fluvial es en parte consecuente

con la estructura de la cordillera y por tanto drena hacia el norte y hacia el sur, pero aparecen otros factores, principalmente de carácter tectónico que, como en el caso de estos ríos, desvía sus cursos dándoles una componente dominante E-O. El resultado final son unos cursos fluviales con tramos de direcciones muy marcadas y en los que alternan las direcciones N-S y E-O. Además, en la parte central y centro-sur de la Hoja, la red de drenaje presenta multitud de lagos, muchos de los cuales siguen direcciones estructurales o fracturas; están normalmente conectados entre sí, y relacionados con el sustrato de las rocas plutónicas del Macizo de la Maladeta, siguiendo en estas zonas un patrón multi-cuenca (típicas de las llanuras con *till*), aunque en general para toda la Hoja se podría considerar de tipo dendrítico (Fig. 4.1).

El relieve y el clima han limitado la densidad de población que es baja dentro del Pirineo, pero no así de turismo. Los núcleos de población se alinean en el fondo de los valles o en las vertientes de solana. La actividad económica tradicional basada en la ganadería, el bosque y la agricultura fue desplazada hacia la construcción y la industria hidroeléctrica en los años cincuenta. En la actualidad el desarrollo viene dirigido por el turismo estacional y las actividades derivadas de la nieve y de la naturaleza sobre todo en el entorno del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Además del arte y de la arquitectura existentes especialmente en el Valle de Boí, con el conjunto de iglesias románicas como las de Santa María de Taüll, Sant Joan de Boí, Santa Eulàlia d'Erill la Vall, etc. La infraestructura para el desarrollo de la industria del

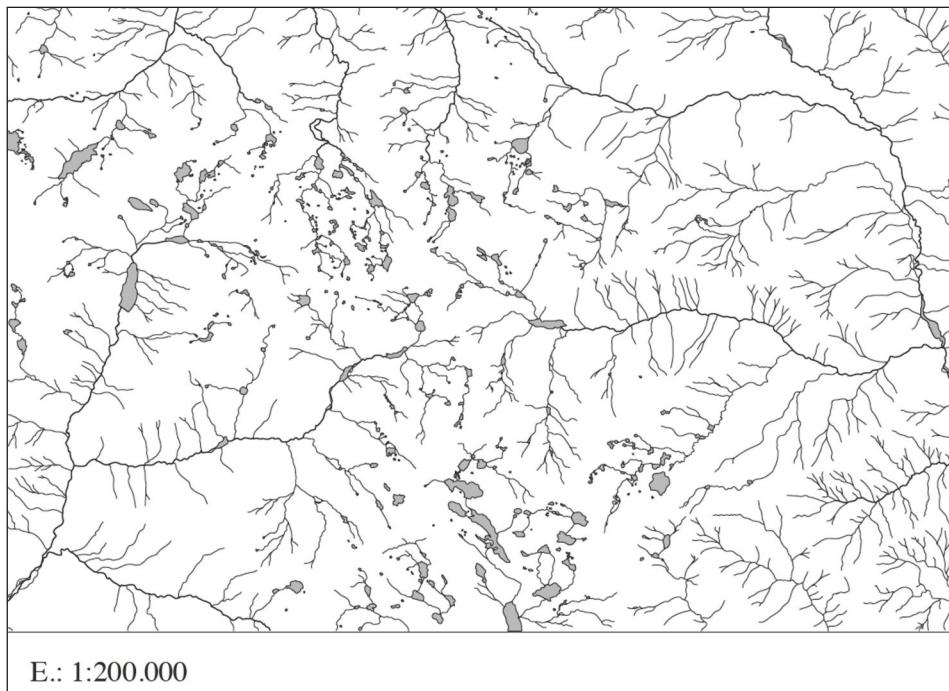


Fig. 4.1.– Esquema de la red de drenaje de la Hoja de Esterri d'Àneu (181).

turismo parece la adecuada, con carreteras asfaltadas y una buena red de pistas forestales. Lo mismo ocurre con los establecimientos hoteleros. Hay bastantes refugios de montaña algunos de los cuales fueron construidos en la segunda mitad del siglo XX.

Desde el punto de vista geológico estructural pertenece a la parte central de la Cordillera Pirenaica, y más concretamente a la subunidad de la Zona Axial caracterizada por ser la mayor elevación de la cadena y por estar constituida casi exclusivamente por rocas paleozoicas plegadas durante la Orogenia Varisca, con intrusiones de rocas plutónicas tardihercínicas, que constituyen el zócalo pirenaico, y todo ello posteriormente deformado y elevado por la Orogenia Alpina.

4.2. ANTECEDENTES

Dentro del Cuaternario y de la geomorfología de la Hoja destacan los procesos de glaciarismo y periglaciarismo y, en menor medida, los fluviales y los gravitacionales, temas estudiados por muchos autores precedentes. Aunque existen algunos estudios de detalle como el de MARTI y PUIGDEFÁBREGAS (1968) en el Parque Nacional de Aigüestortes y Estany de Sant Maurici. No hay cartografías concretas especializadas, salvo el trabajo de SERRAT *et al.* (1994) donde se presentan una síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental y alguna de zonas concretas como VENTURA (1983); además de algunos textos (DÍAZ del OLMO *et al.*, 1994; GUTIÉRREZ ELORZA, 2001), y mapas de carácter más general descriptivos o esquemáticos. Más recientemente (y posterior a la realización de este Mapa que tratamos en 2002) se publicó *El Atlas Geológico de Cataluña 1:50.000* por ROCA I ADROVER *et al.* (2010)

La realización de la cartografía a escala 1:50.000 del Proyecto MAGNA, en los últimos años, ha ido aportando datos sobre los depósitos más recientes, así como las cartografías geomorfológicas realizadas en Hojas próximas. Aunque la superficie cubierta con dichas cartografías es todavía parcial, su importancia ya ha sido ya puesta de manifiesto y ha servido para este estudio.

Los primeros resultados de la cartografía del Mapa geomorfológico de la Hoja 181 (Esterri d'Àneu), sobre la investigación del PN de Aigüestortes, se recogen en SUÁREZ *et al.* (2004), en el Mapa Geomorfológico del PN de Aigüestortes a escala 1:25.000 (SUÁREZ y ALONSO, 2005) y SUÁREZ *et al.* (2006).

El glaciarismo de los Pirineos, conocido desde antiguo (PENCK, 1883; OBERMAIER, 1921), ha sido objeto de numerosos trabajos, por lo que solamente se hará referencia a los más recientes y representativos, ya que los trabajos sobre el glaciarismo y los cambios climáticos del Cuaternario en el Pirineo, basados en el estudio de depósitos de morrenas, sedimentos glaciolacustres y de turberas, son muy numerosos.

Es a partir de los años ochenta del siglo XX cuando la morfología glaciar y periglaciar de la Península cobra importancia (GÓMEZ ORTIZ y PALACIOS, 1995). Desde entonces, los estudios sobre geomorfología y sedimentología han permitido reconocer el alcance del glaciarismo en las diferentes fases frías del último ciclo glaciar, si bien aún no está totalmente definida la cronología absoluta en la evolución ambiental y climática de estas fases, como señalaban GÓMEZ ORTIZ *et al.* (2000) en un análisis realizado sobre los estudios de geomorfología glaciar y periglaciar

en España, y otros autores posteriores en Pirineos como PALLÀS *et al.* (2006, 2010) y GARCÍA RUIZ *et al.* (2010, 2014) ya que, existe variabilidad regional y diferencias claras en la máxima extensión de los glaciares, las fases de expansión, estabilización y retroceso de los mismos (PÉREZ-SANZ *et al.*, 2013).

De acuerdo con muchos autores como SALAZAR *et al.* (2013) siguen existiendo incógnitas, e interés, en temas tan relevantes como la cronología a escala local de la máxima extensión de los hielos durante el último ciclo glaciar y las posteriores fases de deshielo. Internacionalmente, sigue siendo de interés la variación y diacronía existente entre el Ultimo Máximo Glaciar global (LGM) y la edad de los últimos máximos glaciares locales en las áreas de montaña mediterráneas (HUGHES y WOODWARD, 2008), y para diversas latitudes a nivel global (CLARK *et al.*, 2009).

En relación con la zona de la Hoja de Esterri d'Àneu (181) y zonas cercanas se describen los trabajos más destacados:

VILAPLANA (1983a y b) realiza y publica su tesis doctoral en la que estudia la evolución cuaternaria de los valles de la Ribagorça (Noguera-Ribagorçana y Noguera de Tor), centrándose en el glaciarismo cuaternario. En ella señala la gran diferencia en extensión entre los glaciares de las vertientes N del Pirineo, donde los frentes alcanzaron cotas muy bajas, y de las vertientes S, y establece una secuencia para los depósitos cuaternarios de la zona, que atribuye en su mayoría a la última glaciaciación importante. Además VILAPLANA (1984, 1989) realiza estudios relacionados con la dinámica de laderas en el ámbito de la Hoja y publica otros trabajos con sus colaboradores relacionados con el glaciarismo de este sector central de Pirineos. En 2002 describe la geología y el relieve del Parque Nacional de Aigüestortes i Estany Sant Maurici.

VENTURA (1982, 1983, 1986, 1992) desarrolla trabajos de geomorfología glaciar y periglaciar en los valles del Noguera Pallaresa, Espot y Escart, en el sector oriental de la Hoja de Esterri d'Àneu.

BORDONAU (1987, 1992) publica trabajos de glaciarismo en el Valle de Arán y otros relacionados con los complejos glacio-lacustres relacionados con el último ciclo glacial en Pirineos.

En 1992, BORDONAU *et al.*, basándose en diferentes estudios geomorfológicos y sedimentológicos, establecen seis fases para el último Ciclo Glaciar Pleistoceno en el Pirineo:

1. Máximo glaciar. Edad anterior a 38.000 a. Se habrían formado grandes circos y las lenguas de hielo alcanzaban espesores considerables, produciéndose transfluencias a valles contiguos. Algunos frentes llegaron a cotas inferiores a 900 m.
2. Fase de estabilización post-máximo.
3. Fase de glaciares de valle.
4. Glaciares de altitud. El hielo estaría restringido a las zonas de circo, aunque también podía haber pequeñas lenguas en el fondo de algunos valles.
5. Tardiglaciar, caracterizado por la formación de glaciares rocosos que podrían coexistir con pequeños glaciares. Corresponde al límite Pleistoceno-Holoceno.

6. Pequeña Edad del Hielo (PEH). Formación de pequeños glaciares que en la actualidad ya se han fundido o se encuentran en retroceso.

Debido a la distribución geográfica de los trabajos realizados por estos autores, son estas las fases que se siguen en esta memoria.

BORDONAU *et al.* (2011) revisan y puntualizan las formas y depósitos glaciares cuaternarios en el Valle de Noguera-Ribagorçana (Pirineo Central).

En el Pirineo Central, según PEÑA MONNÉ (1994), los glaciares alcanzaron un gran desarrollo, en parte debido a las mayores altitudes de esta zona. En la cuenca del Noguera Pallaresa, tendrían espesores entre 300 y 500 m y lenguas de 15 a 52 km de longitud. Su desarrollo, además de por la altitud, estaría controlado, principalmente, por la relación entre humedad e insolación. Este autor separa dos fases frías, a las que no atribuye una edad concreta, un periodo Tardiglaciario y, por último, una nueva etapa fría (la Pequeña Edad del Hielo) en las que se formaron arcos morrénicos, morrenas de nevero y glaciares rocosos.

PEÑA MONNÉ *et al.*, (1998) analizan el glaciarismo pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo Central, sintetizando los datos existentes sobre la cronología de las fases glaciares y la geomorfología de los valles de esta zona.

Respecto a la cronología absoluta, se debe señalar que las edades obtenidas para el último máximo glaciar (anterior a 38.000 a) no concuerdan con las del N de Europa, y el resto del mundo, donde se calcula que la máxima expansión tuvo lugar entre los 20.000 y 18.000 a BP (RUDDIMAN y McINTYRE, 1981). Esta diacronía, encontrada inicialmente en los Vosgos (SERET *et al.*, 1990), parece que también existe en la vertiente norte del Pirineo (BORDONAU *et al.* 1993), y que a día de hoy se sigue constatando en la mayoría de las montañas mediterráneas.

A lo largo de los años noventa del siglo XX y en este siglo se han realizado muchas más dataciones con diferentes métodos, mediante radiocarbono (C^{14}), U-Th, luminiscencia óptica, y con isótopos cosmogénicos (Be^{10}) en sedimentos relacionados con glaciares. Así PALLÀS *et al.* (2006) efectúan dataciones y una revisión del glaciarismo Pleistoceno y Holoceno en la zona sur-central del Pirineo, realizando una comparación entre los estadios definidos por BORDONAU *et al.* (1992) en la parte alta del valle del Noguera-Ribagorçana y una nueva terminología. Estos autores muestran que la cronología de los acontecimientos glaciares en los Pirineos no está bien limitada. Sugieren una subdivisión simplificada del último ciclo glaciar en el Pirineo en tres fases: Último Pleniglaciar, Deglaciación, y Neoglacial. Además realizan dataciones con Be^{10} (isótopo cosmogénico) para mejorar la cronología glaciar numérica en el Alto Valle del Noguera-Ribagorçana. Indican que la fase principal se registró durante la último Pleniglaciar después de 25.000 a BP, cuestionando una deglaciación temprana en los Pirineos de 70-40 ka BP, y sugieren que los Pirineos podrían haber estado en condiciones pleniglaciares durante el Último Máximo Glaciar (LGM). Sin excluir la posibilidad de que la extensión máxima de los glaciares durante el último ciclo glaciar había tenido lugar mucho antes de la LGM.

Por el registro glaciar de varios valles en el norte y el sur Pirineos, el Último Pleniglaciar incluye un mínimo de tres fluctuaciones de los glaciares que tuvieron lugar cuando los glaciares del Pirineo estaban cerca de su máxima extensión. Este período fue el responsable de la mayor fase

de la construcción de morrenas registradas en los Pirineos (PALLÁS *et al.*, 2006). Estos autores sugieren el uso de un sistema simplificado y flexible de marco cronológico relativo basado en los conceptos de Último Pleniglaciar, Deglaciación y Fases Neoglaciales. Las fases “pre-estabilización máxima”, “máximo glaciar”, “estabilización postmaximum”, y la fase “glaciar de valle” de BORDONAU (1992) pueden ser incluidas en el concepto Pleniglaciar.

La fase de Deglaciación la sitúan entre 13.770,9 y 10.170,6 a BP. Las morrenas indican un patrón climático altamente variable que correlacionan con el GS-1 (Estadio Isotópico 1 de Groenlandia), generalmente conocido como Dryas Reciente, y sugieren que la deglaciación o el deshielo podrían haber continuado en el Holoceno temprano.

Dentro de la Hoja, CALERO *et al.* (2015) estudian el registro sedimentario del Lago Sant Maurici, donde aportan nuevos datos sobre la evolución de la deglaciación y el Holoceno en el Pirineo Central a partir del análisis sedimentológico y geoquímico del registro sedimentario obtenido de los sondeos extraídos en el Estany de Sant Maurici. Han realizado en un sondeo de 8,7 m de longitud de la zona profunda del lago y un modelo de edad preliminar con tres dataciones AMS C¹⁴.

Respecto al periglaciarismo, MASACHS y MONTURIOL (1961) describen las formas periglaciares del Port de la Bonaigua y del circo de Els Erculls; aunque una de las referencias más importantes es la de SERRAT (1979), quien estudió los glaciares rocosos del sector situado entre el Coll d’Ares y la depresión de la Cerdanya, en el Pirineo Oriental. Este autor los atribuye al Tardiglaciar (Dryas Reciente) y, además de señalar la importancia de la orientación y la altitud en su desarrollo, concluye que el clima durante dicho periodo debió de ser frío y seco y que los glaciares wurmienses (Último Pleniglaciar) ya habrían desaparecido por completo. Por otro lado SERRANO *et al.* (2000) y GÓMEZ ORTIZ *et al.* (2000) realizan una descripción general del periglaciarismo, SERRANO y AGUDO (1998) aportan datos sobre glaciares rocosos y, LAMPRE (1994) publicó sus estudios sobre suelos helados en el Macizo de la Maladeta. También, CHUECA y JULIAN (2005), SERRANO *et al.* (1999, 2011) estudian la evolución de los glaciares rocosos en Pirineos.

También hay que destacar la Tesis Doctoral de ACOSTA ARIAS (2006) quien realiza un estudio geomorfológico y de los procesos gravitacionales en el Valle de Benasque (Pirineo Aragonés).

Por otro lado, se han realizado trabajos en el Pirineo sobre la evolución más reciente de los glaciares desde la pequeña Edad del Hielo (PEH) a la actualidad como los de CHUECA *et al.* (1998, 2002, 2005), LAMPRE (1994) LÓPEZ MORENO (2000).

Existen trabajos para la determinación de aludes de nieve (FURDADA, 1996), además de multitud de trabajos sobre aludes en los Pirineos (COROMINAS *et al.*, 1990; MUNTAN *et al.*, 2009; IGCAT) que realizan estudios de reconstrucción de antiguos aludes y prevención de los mismos, en muchos puntos del esta cordillera pirenaica.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En el presente capítulo se trata el relieve explicando la disposición actual de sus distintas formas, buscando al mismo tiempo el origen de las mismas (morfogénesis). Se procede a continuación a la descripción de las distintas formas diferenciadas en la hoja, atendiendo a su geometría,

tamaño y génesis; además del depósito que acompaña a algunas de estas formas (formaciones superficiales).

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve condicionado por la litología y estructura del sustrato geológico, en función de su litología y de su disposición estructural; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos geomorfológicos externos tanto erosivas como deposicionales.

4.3.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionado en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que lo conforman; las rocas paleozoicas han sido deformadas en varias etapas atribuidas a la Orogenia Varisca, después de las cuales se produce la intrusión de los macizos de granitoides durante el Estefaniense-Pérmino, y posteriormente el conjunto ha sido afectado por la Orogenia Alpina, que ha originado el relieve que se observa en la actualidad.

Las principales unidades morfoestructurales de la Hoja son: una parte de la Zona Axial Pirenaica (Paleozoico), el Complejo intrusivo de la Maladeta (que ocupa gran parte de la Hoja), y el Cuaternario.

La Hoja de Esterri d'Àneu presenta un cierta complejidad debido a la diversidad de materiales que aparecen, ya que la litología del sustrato es variada, siendo las rocas de edades comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Pérmino. Las rocas ígneas son las que presentan mayor extensión superficial dentro de la Hoja; pertenecen al Complejo plutónico de La Maladeta, formado por dos unidades plutónicas, la de Boí y Aneto, destacando en esta zona el Plutón de Boí. Se trata de granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbol, granitos biotíticos, tonalitas biotíticas, gabrodiórritas y cuarzodioritas. Además, afloran en la Hoja otros tres grandes grupos de rocas: rocas sedimentarias y rocas vulcano-sedimentarias paleozoicas y los depósitos cuaternarios. Los materiales paleozoicos afloran principalmente en su tercio oriental (Serra dels Estanyets, Valle de Espot, Valle de la Noguera Pallaresa, Pòrt de la Bonaigua), con menor extensión en el N (Pales de Ruda, Estanh d'Escunhau) y por el S (zona de Pantà de Sallente, Vall de Boí); están formados por areniscas, pizarras, cuarcitas, conglomerados y calizas; las cuales han sufrido una importante deformación y un metamorfismo de contacto.

El resultado actual de la estructura general en la Hoja está dominada por los límites de las tres unidades morfoestructurales y algunas fallas frágiles de movimiento reciente, con sismicidad asociada.

Sobre la morfoestructura construida sobre los materiales del sustrato durante la Orogenia Alpina, dando como resultado un relieve alpino, han actuado con mayor o menor eficacia las morfogénesis glaciar, nival-periglaciar, fluvial y gravitacional. Toda esta diversidad produce una erosión diferencial al actuar los agentes erosivos externos, que marcan, de forma general, la estructura de la región. El Macizo de la Maladeta, constituido en su mayor parte por una intrusión granítica, proporciona las máximas alturas y sobre él se desarrollan los grandes complejos glaciares de la Hoja.

La estructura y tectónica afectan a la morfología de la región, así como a la distribución y morfología de la red de drenaje. Como se ha comentado anteriormente, el encajamiento y jerarquización de los ríos, además del reciclaje de los materiales cuaternarios previamente depositados y el modelado glaciar, impiden en unas ocasiones, y borran en otras, las formas estructurales de carácter local o puntual, relacionadas con la competencia de los materiales; es poco frecuente ver resaltes estructurales, replanos, crestas, etc.

4.3.1.1. *Formas estructurales (1 a 2)*

En el ámbito de la Hoja existe una pequeña representación de estas formas relacionadas con la evolución del relieve respecto a su estructura y litología, como son superficies estructurales y algunas fallas normales.

Las superficies estructurales se observan en tres puntos de la Hoja. En el sector suroccidental se encuentra una superficie con inclinación hacia el sur, entre el pico Capa de Copiello y la Solá de Boí (MARTÍ RIBA, 1986) y otros retazos menores en la zona de los Estanys Mussoles, de Reguera y Subeniuix; en el sector suroriental, zona del Pui de Linya, se han representado dos superficies estructurales con pendiente hacia el sur-sureste y en el sector norte al este del Puerto de la Bonaigua existe otra zona con restos de estas superficies. Las formas estructurales están determinadas por las interrelaciones entre la litología, la disposición de las capas sedimentarias y la erosión, ya que la estructura del sustrato resalta por la acción de la incisión fluvial. En este caso se trata de superficies estructurales situadas a cotas en general por encima de los 2.100 m y hasta los 2.900 m de altitud, representando niveles de aplanamiento terciarios y que pueden marcar interfluvios del sistema fluvial previo a la instalación de los glaciares cuaternarios. Se les asigna al Terciario.

Sobre el relieve fluvial terciario se instalan los glaciares durante el Pleistoceno, profundizando los valles y erosionando fuertemente en las zonas de cabecera, aunque sin modificar, en líneas generales, el relieve anterior. Aún quedan restos de superficies erosivas, apenas modificadas por la dinámica cuaternaria, que son atribuidas a esa edad (SERRAT 1979; FURDADA, 1989).

Por otra parte, existen fracturas alpinas (no representadas en el mapa geomorfológico) que han condicionado la disposición del sistema fluvial terciario, previo a la instalación de los glaciares durante el Cuaternario, y básicamente éstos no han transformado esta disposición fluvial inicial, simplemente la han retocado.

De forma especial destacan las fallas normales, cartografiadas sólo en zonas destacadas, lo que no quiere decir que no existan en otros puntos, aunque no reflejadas en el mapa geomorfológico. BORDONAU y VILAPLANA (1986) ya citan la existencia de una tectónica reciente (neotectónica) en la zona de Viella y otro tipo de fracturación en el Valle de Arán (al N de la Hoja). Estas fallas, según estos autores, responden a causas tectónicas (actividad neotectónica) relacionadas con el levantamiento isostático del Macizo de la Maladeta durante el Pleistoceno Superior y Holoceno; o bien son debidas a la descompresión de las rocas del sustrato después de la retirada de las lenguas glaciares que ocuparon estos valles durante el Último Máximo Glaciar.

En esta zona destacan las situadas en la Collada del Pas del Coro y La Mata de Valencia en la ladera norte del Valle de la Bonaigua, también al este del Puerto de la Bonaigua, en la ladera

norte del Valle de San Nicolau, en el valle de Boí, al este del Estany Gento (sur de la Hoja) y en la ladera norte del valle del Río Escart (esquina sureste). Por la situación en la que se encuentran parte de estas fracturas, se podría decir que responden a la descompresión del sustrato rocoso al desaparecer los hielos glaciares, pero no se ha realizado un estudio en detalle, por lo que la neotectónica ha podido influenciar en su origen y desarrollo. Además, algunas de estas fracturas parecen tener relación con los movimientos en masa, es decir, en estos casos se tratarían de fracturas de tensión relacionadas con estas formas de gravedad o sackung, que son estructuras lineales producidas por fenómenos de expansión gravitacional en laderas, según VARNES *et al.*, (1989), CROSTA (1996) y WARD (2003), siendo estructuras frecuentes en las grandes cordilleras montañosas, sobre todo en los flancos empinados de valles glaciares..

4.3.2. Estudio del modelado y Formaciones superficiales

La acción de los agentes externos sobre dominios como los que presenta esta Hoja tienen como resultado una expresión sensiblemente diferente a otras zonas con una evolución geológica menos compleja. Así, el modelado de la Cordillera Pirenaica es el producto de una larga evolución geodinámica presidida por procesos sedimentarios, ígneos y tectónicos desde el Paleozoico al Terciario. Desde el Terciario hasta la actualidad los procesos tectónicos volvieron a generar un relieve positivo sobre el que han actuado, con mayor o menor efectividad, diversos procesos morfogenéticos modeladores, destacando los de carácter glaciar, periglaciar y fluvial.

Puede remarcarse que la evolución más reciente del modelado en toda la Hoja además de los anteriores, también han participado en la construcción del relieve actual los procesos gravitacionales y antrópicos. No obstante, la actual tendencia fluvial es la erosión remontante e incisión de las redes de drenaje.

Todos aquellos depósitos, consolidados o no, relacionados con el modelado del relieve actual se consideran formaciones superficiales. Su principal característica es su representación cartográfica. Se define por una serie de atributos como geometría, tamaño, génesis, litología, textura, potencia, y cronología; los tres primeros serán tratados en el estudio del modelado, abordándose a la vez los aspectos relacionados con litología, textura, potencia y cronología, si bien este último aspecto, ante la precariedad de las dataciones existentes, tiene carácter tentativo en la mayor parte de los casos.

4.3.2.1. Formas de ladera (3 a 10)

Las formas de ladera son uno de los elementos de la morfología de esta zona. La gran amplitud de cotas, los contrastes altimétricos en espacios horizontales cortos y la abundancia de precipitaciones origina una gran variedad de formas. Además, la presencia de una estación fría con precipitación nival, y las oscilaciones de la T en torno a los 0° C, dan lugar a importantes procesos de meteorización mecánica. Este conjunto de coincidencias dan lugar a una serie de depósitos entre los que conviene destacar: *coluviones, canchales o pedreras, lajamiento (sheeting), movimientos en masa, cicatrices de despegue de movimientos en masa, deslizamientos mixtos, terracitas y otros originados por reptación (creep) y solifluxión.*

En las zonas menos elevadas se encuentran los *coluviones*, que aparecen al pie de las vertientes y están relacionados habitualmente con los fondos de valle.

Los canchales, tienen diferentes dimensiones y están distribuidos irregularmente por las pendientes. Cuando este fenómeno se generaliza, las laderas se cubren de bloques en una gran parte de su superficie, dando lugar a lo que se ha denominado *laderas de derrubios*. Estas formas tienen una amplia representación y se localizan en casi todas las laderas de los valles importantes de la Hoja, así destacan en los valles del Río Escrita- Espot, del San Nicolau, del Noguera de Tor, del Valartíes, del Aiguamoxt, del Garona de Ruda, y de la Bonaigua. Además, muchos de los *canchales o pedreras* se han incluido como parte de los múltiples glaciares rocosos de la Hoja.

De acuerdo con la idea de que la fusión de las masas de hielo glaciar ha favorecido los procesos de descompresión en las laderas, se han originado deslizamientos y desprendimientos masivos, además de *lajamientos* en algunos puntos del sur de la Hoja. Los *movimientos en masa*, cartografiados como *deslizamientos mixtos* se localizan sobre todo en el sector oriental de la Hoja, en la cuenca del Noguera Pallaresa hasta las proximidades del Puerto de la Bonaigua, también se encuentran en los valles al norte de la Hoja como el de Aiguamoxt y Rencules, destacando entre todos los deslizamientos cartografiados el situado en el valle del Río San Nicolau, que al cerrar el valle ha originado la formación del Estany Llebreta (MARTÍ RIBA, 1986), siendo el único lago de la Hoja que no tiene origen glaciar.

Por otro lado, también se han incluido entre las formas de gravedad en esta Hoja la *reptación o creep, terracitas* y las formas asociadas a la *solifluxión* que, aunque existen en toda la Hoja, predominan sobre el sustrato de las rocas sedimentarias del Paleozoico situadas en el sector oriental de la Hoja.

Se les asigna una edad desde el Holoceno a la actualidad.

4.3.2.2. Formas fluviales (11 a 20)

Las formas fluviales, tanto erosivas como sedimentarias, corresponden a un modelado muy reciente ya que su desarrollo está en relación directa con el retroceso de los glaciares. Su representación en el mapa se ve en parte "ocultada" por el predominio de las formas glaciares, lo que no quiere decir que, en la actualidad, los sistemas fluviales no sean los responsables de gran parte de los procesos exógenos.

Se han representado: *incisión lineal, barrancos, cárcavas, saltos de agua y cascadas, aristas o divisorias montañosas, canal principal, cauces activos, fondos de valle, llanuras de inundación, abanicos torrentiales, conos de deyección, abanicos aluviales con pendiente elevada, abanicos fluvio-deltaicos y terrazas*.

Dentro de las formas erosivas lo más significativo es la red de *incisión lineal*. Es un proceso frecuente en algunas laderas originado por los cursos torrentiales en zonas de gran pendiente. Localmente, en donde los materiales ofrecen menor competencia, se pueden originar cárcavas acompañadas de sus correspondientes *cabeceras*, sobre todo en las zonas donde la vegetación es más escasa o ha aumentado la deforestación. También se observan las *aristas o divisorias montañosas*, sobre todo en la parte más oriental de la Hoja. Pero no todas las aristas cartografiadas

en la Hoja son de origen fluvial, pues muchas de ellas son originadas por la acción de varios procesos entre los que interviene también el glaciarismo.

Junto con las formas anteriores, en muchos de los ríos y arroyos que discurren por la Hoja se observan *barrancos*, *saltos de agua* y *cascadas*, no siempre representados en el mapa por la escala que presenta.

Los *fondos de valle* son en general estrechos y rectilíneos, con algunos tramos sinuosos. En el valle del río San Nicolau existen zonas donde el río discurre por praderas de alta montaña, que en realidad corresponden a lagos o cubetas de sobreexcavación glaciar colmatadas, provocando la formación de meandros o "aigüestortes" (aguas tortuosas), como el de Planell del Sant Esperit, Aigüestortes, Planell Gran i Pla de Aiguadassi.

En numerosas ocasiones, los fondos de valle se encajan en los sedimentos glaciares y morrenas, como sucede en el valle del Garona de Ruda, del Escrita, en el Valle de Boí, Sant Nicolau, en parte del valle del Noguera Pallaresa y del Noguera de Tor y en otros valles menores de arroyos que discurren por muchas zonas de la Hoja. Sus depósitos son de carácter fluvio-torrencial, observándose grandes bloques en dichos materiales.

Son también frecuentes los *abanicos torrenciales*, *conos de deyección* y *abanicos aluviales con pendiente elevada* que aparecen a la salida de algunos arroyos y barrancos, al confluir con otros valles de orden superior. Su morfología es la típica en abanico y sus dimensiones, de orden métrico salvo algunos casos, son pequeñas. Se caracterizan por su pendiente acusada, debido al brusco cambio de inclinación que sufren los arroyos que los originan. Muchas de estas formas fluviales son activas hoy en día, aunque algunos de ellas se encuentran estabilizadas en relación a las condiciones actuales, lo cual no quiere decir que en un futuro, si se dieran lluvias torrenciales, no pudieran ponerse en movimiento.

Los *abanicos fluvio-deltaicos* se sitúan sobre la Cubeta de sobreexcavación de Esterri d'Àneu en la ribera del Noguera Pallaresa y en las proximidades de la localidad de Espot. También han sido descritos a través de sondeos en la Cubeta sobreexcavación de Barruera en el valle del Noguera de Tor (BORDONAU, 1992); son abanicos más amplios, aplanados y con una pendiente más baja que los conos; sobre ellos, a veces, se han depositado otras morfologías aluviales subactuales como en la Cubeta de sobreexcavación de Esterri, en las proximidades de la localidad de Escalarre en la zona oriental, donde existen dos abanicos torrenciales superpuestos a los sedimentos de un abanico fluvio-deltaico y también en la salida del río de Son del Pí a dicha cubeta. BORDONAU (1992) da un espesor de los sedimentos en la Cubeta de Esterri entre 80 y 40 metros y para la de Barruera entre 20-50 metros, compuestos por arenas, gravas y limos. Se les atribuye una edad Pleistoceno Superior-Holoceno.

Además, existen pequeñas *terrazas fluviales*, a veces con su *escarpe de terraza colgada* en los valles del Noguera de Tor y en el Valle de Sant Nicolau. Los depósitos de las terrazas tienen un espesor variable, en general menor a 2 m y suelen ser de gravas y bloques en general de carácter silíceo, dependiendo de las rocas que existen en sus cabeceras y a lo largo de su recorrido, con arenas de tonos amarillo-anaranjado y a veces con limos grises.

Se les asigna, en general, una edad desde el Pleistoceno Superior a la actualidad.

4.3.2.3. Formas glaciares (21 a 50)

Las formas glaciares son las que predominan en la Hoja. De la observación del relieve se deduce la importancia de los procesos glaciares cuaternarios en la zona, cuyo resultado es un macromodelado y micromodelado de la erosión glaciar y un conjunto de depósitos originados por los glaciares que ocuparon gran parte de este relieve, durante el Pleistoceno y Holoceno.

Así las formas que se han diferenciado son por una parte las erosivas: *pico principal, aguja o horn, cordal o divisoria montañosa, circo glaciar, límite de valle en artesa, cubeta de sobreexca- vación glaciar, charca o laguna, lago de montaña o ibón, umbral, roca aborregada, superficie de abrasión glaciar, zona o superficie de pulido y abrasión, estrías, escarpe de modelado glaciar, collado de difluencia glaciar, collado de transfluencia glaciar y garganta subglaciaria*.

Y por otra parte, las formas deposicionales: *morrenas, cordones o contornos morrénicos, blo-ques erráticos, conos proglaciares, depósitos proglaciares, till o acumulaciones de origen glaciar indiferenciadas, till con bloques subglaciares, depósitos de obturación y terrazas-kame, depósi- tos glaciolacustres y lagos o cubetas colmatadas*.

Las formas mayores, debidas al proceso de erosión glaciar, son los *círcos y valles en artesa*, limitados en muchas ocasiones por enérgicos relieves con agudas aristas, y a veces con la presencia de *agujas o horns* (localizados en las máximas alturas) repartidos por toda la Hoja. Existieron importantes aparatos glaciares, parte de ellos con fluencia hacia la vertiente sur y otros a la vertiente norte (Valle de Arán). En las divisorias más elevadas los círcos se han generado en cualquier orientación, aunque suelen presentar mayor desarrollo en las laderas Norte. Entre ellos destacan: *Círcos de Colomers* (el mayor), Saboredo, Amitges, Besiberri, Gerber, Saburó, Vall de Fosca, del Mar, Travessani, Bassiera, etc., con diferentes tamaños y morfologías variables, siendo la práctica totalidad de los mismos *círcos compuestos*, es decir, formados por varios anfiteatros semiesféricos y separados por aristas de tamaño intermedio, en general, en planta la ten- dencia de su morfología es circular a subcircular.

Los mejores ejemplos de los *valles en artesa o valles en U* son: el valle glaciar de Ruda-Saboredo, el del Noguera Pallaresa, el de Aiguamòg, Besiberri, en el sur el Vall Fosca (su cabecera se en- cuentra en esta Hoja, con los Estanys Tort, Colomina, Mar, Vidal, y Estany Gento); el valle de Sant Nicolau con una *difluencia glaciar* en Portarró con el Glaciar del valle del Escrita; los val- lles glaciares de Subenuix, Ratera, Monestero, Portarró y Amitges que confluían en el valle gla- ciar Escrita-Espot. Por su parte, al valle de San Nicolau convergerían el glaciar de Bergús-Redó, Serrade y Pixerani. Por otro lado, el glaciar de La Bonaigua y el del valle Escrita son tributarios del glaciar del Noguera Pallaresa. Otros valles en U destacados son el de La Bonaigua y el de Gerber, y el Valle del Noguera de Tor, en el que confluyen los glaciares de Taüll y de San Nico- lau. Todos estos valles glaciares en general presentan perfiles longitudinales con depresiones y umbrales.

Algunos de los valles menores o subsidiarios, en varios sectores de la Hoja, son *valles colgados* respecto al principal, como son los valles de Dellui, Murrano, Cortiselles, Serrader. Colgados una vez desaparecido el hielo, entre 300 y 400 m respecto al valle glaciar principal de Sant

Nicolau, nos indica el espesor mínimo de hielo que existía en el valle principal, al menos de unos 400 m de potencia (MARTÍ RIBA, 1981, 1986). Al mismo tiempo, en el valle de la Bonaigua existen *valles colgados* a diferentes cotas del valle principal, indicando que al menos el espesor del hielo del glaciar de la Bonaigua tenía un espesor entre 500 a 600 m de potencia, corroborado por los depósitos que se observan en la Collada de Pas del Coro; ya comentado por GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA MONNE (1981) pues el valle del Gerber se queda colgado a 500 m del fondo del valle actual principal de la Bonaigua.

La observación del mapa geomorfológico muestra la proliferación del resto de morfologías erosivas glaciares, pero se deben destacar las *cubetas de sobreexcavación glaciar, lagunas, lagos de montaña (ibón o estany), y los umbrales rocosos*.

Los lagos tienen génesis muy variadas, correspondiendo a zonas de sobreexcavación glaciar, a represamientos producidos por cordones morrénicos arqueados, como el Estany San Maurici (que se sitúa detrás de una morrena), o por glaciares rocosos, o bien, relacionados con nichos de nivación. Los mayores lagos o estanys de la Hoja son Estany del Mar en el borde noroeste, Cavallers (hoy en día es un embalse) y Estany Tort; destacando por su forma de corazón el Estany Gerber. Estos lagos se sitúan bien en el fondo de los circos, bien a lo largo de los valles glaciares, y en muchas ocasiones están relacionados con fracturas o estructuras tectónicas que tiene el sustrato paleozoico como es el caso del Estany Tort. Pero la mayoría deben su origen a la erosión glaciar y suelen estar represados por los umbrales rocosos que hay a la salida de algunos circos, con numerosas huellas de modelado de erosión glaciar, como son las *rocas aborregadas, superficies de abrasión glaciar, zonas o superficies de pulido y abrasión con indicación de dirección de flujo del hielo, estrías, y otros rasgos de modelado glaciar*. Sobre la granodiorita de la Maladeta, y sobre algunas rocas sedimentarias paleozoicas, destacan amplios conjuntos de *rocas aborregadas* en diferentes cotas de los valles glaciares, y en cuyas superficies se han observado *estrías y acanaladuras* u otras microformas, como en el glaciar de Gerber, Travessani, Estany Negre, Estany Tort, Colomers-Aiguamoix, Estany San Maurici, Circo Saboredo valle de la Bonaigua, entre otros.

Otras formas glaciares importantes en la Hoja son los *collados de difluencia glaciar* (donde existió transferencia de hielo entre dos cuencas o valles en ambos sentidos), *collados de transfluencia glaciar y gargantas subglaciares*. Destaca el *collado de difluencia* de Portarró entre los glaciares, de dirección E-O, de Sant Nicolau (que se dirigía hacia el glaciar del Noguera de Tor-Noguera Ribagorçana) y el del valle de Escrita que a su vez aportaba hielo al Noguera Pallaresa. Otra zona de *difluencia glaciar* destacada, que separa la cuenca mediterránea de la atlántica, estaba en la zona de Port de Ratera-Tuc de Ratera entre los circos de Saboredo y con posible conexión con el de Colomers-Port de Ratera Colomers (hacia el N) y hacia el sur con el glaciar de Ratera-Escrita (Estanys Ratera-Amitges). Al mismo tiempo, existe otra *difluencia glaciar* entre el circo de Saboredo y el Gerber. Otro *collado de difluencia glaciar* se sitúa en el Port de Colomers, entre el circo de Colomers y el glaciar del valle del Estany Negre (subsidiario del glaciar del Noguera de Tor). Igualmente, en la zona meridional de la Hoja existe otras *difluencias glaciares* entre el Pic de Peguera y Pic del Mar que conectaban los glaciares de Monestero al N con la cabecera del glaciar del Valle de Fosca que iba hacia el sur. En la Collada de Saburó también existió *difluencia* entre el glaciar de Peguera y circo de Saburó. Al igual que en el Collado Muntanyó entre el circo de Mainera y el de Muntanyó-Picardes, etc.

Por otro lado los *collados de transfluencia* (donde se producía transferencia de hielo entre dos cuencas o valles en un solo sentido) también se pueden reconocer en el mapa geomorfológico, son varios collados, situados sobre todo en el sector sur de la Hoja, aunque podemos destacar la que debió existir entre el glaciar de Saboredo-Garona de Ruda y La Bonaigua.

Se han representado como *gargantas subglaciares* las situadas en el valle glaciar del Noguera de Tor, a la salida del Estany Negre y en la zona de conexión entre el valle del Riu de Sant Martí y el Noguera de Tor, en las proximidades de la localidad de Boí. En la esquina norte de la Hoja se han representado otras dos gargantas al sur del Embalse de Boren y otra en La Borda del Nando.

Por último, las *cubetas de sobreexcavación glaciar* en general tienen formas circulares, alargadas u ovaladas y tamaños muy variables. En esta Hoja destacan la Cubeta de Esterri d'Àneu en el noreste, con unos 5 km de longitud, que es la más grande tanto en extensión como en profundidad de las estudiadas en Pirineos, y la de Barruera en la esquina suroccidental de la misma, ambas situadas en zonas de confluencia de antiguas lenguas glaciares.

La Cubeta de Esterri se sitúa entre la localidad de su mismo nombre y el embalse de Torrassa, está orientada N-S y se encuentra entre las cotas de 940-980 m de altitud; tiene una morfología de fondo plano y con laderas verticalizadas en sus límites, aunque su morfología actual está condicionada por los depósitos de origen fluvial. En esta cubeta durante el último máximo glaciar confluyan tres lenguas glaciares, la del Noguera Pallaresa, la de Bonaigua y la de Unarre (al E de la Hoja) (BORDONAU, 1992).

La Cubeta de sobreexcavación de Barruera (VILAPLANA, 1983) se sitúa más o menos a 1.100 m de altitud en el valle del Noguera de Tor, con una dirección NE-SO, y una longitud de unos 5 km, aunque en esta Hoja solo se observa la parte más septentrional de la misma.

Asociadas a estas dos cubetas (Esterri y Barruera) aparecen dos complejos sedimentarios proglaciares, estudiadas en detalle por BORDONAU (1992), aunque en el mapa se encuentran actualmente representados y/o tapados por depósitos de origen fluvial. En la cubeta de sobreexcavación de Esterri d'Àneu situada en las inmediaciones de dicha localidad, en el valle del Noguera Pallaresa, existe un relleno de sedimentos de 400 m de potencia, y en el valle del Noguera de Tor, la cubeta de Barruera tiene unos 160 m de sedimentos (VILAPLANA, 1983a; VILAPLANA y CASAS, 1983; BORDONAU, 1992). En ellas los sedimentos varían desde depósitos glaciolacustres (alternancia de niveles lutíticos y arenosos), fluviales, fluvio-deltaicos (arenas y gravas) a depósitos aluviales subactuales y actuales, en la parte superior, con conos de deyección fluvio-torrenciales (bloques, cantos, gravas y arenas con niveles de limos).

Dentro de las formas deposicionales glaciares cartografiadas destacan por su extensión los *til* o *acumulaciones de origen glaciar indiferenciadas*, los *til* o *depósito glaciar con bloques subglaciares*, y las *morrenas, cordones o contornos morrénicos*, los cuales ocupan la mayor parte de los fondos de los valles de la Hoja, además de laderas y collados. El *til* presenta potencias muy variables desde menos de 10 m hasta más de 300 m observables en muchos puntos de la Hoja como sucede en la carretera de Espot a Estahís, en la zona entre Boí-Taüll, en el valle de la Bonaigua o en el Valle del Escrita. La composición del *til* es variable tanto en litología

como en tamaños de grano; en general presenta diferentes tamaños de grano, desde bloques mayores a 2-3 m a gravas, empastados en una matriz arenoso-arcillosa. No tiene estratificación, aunque a veces se observa una cierta gradación de arenas y ordenación en los clastos y bloques que forman parte de él; los clastos presentan muchas veces marcas de erosión originadas durante el transporte, como son formas facetadas y redondeadas, y con estrías. En un porcentaje muy alto de los depósitos de *till* observados en esta Hoja, los clastos suelen ser de las diferentes facies de la granodiorita de la Maladeta.

Las *morrenas* son depósitos glaciares con una expresión morfológica superficial característica, suelen presentar una morfología en *vallum* y pueden ser, por su situación respecto al glaciar, morrenas de fondo, frontales o laterales, aunque en las morrenas cartografiadas no siempre es posible diferenciar entre estos tipos. El predominio en la Hoja son las morrenas laterales como en el valle de Boí-Taüll. Muchas de ellas se encuentran desmanteladas y a veces sólo se puede marcar en la cartografía la cresta que nos indica su posición. Se preservan algunos cordones o arcos morrénicos y morrenas de menor tamaño que cierran lagos cerca de los circos, o en ellos, como en Pleta de Jou-Estany Colomina, cerrando el Estany Gargoles, o el Estany Vidals D'Amunt, etc.

La litología y características texturales de las morrenas dependen del área fuente de la que provienen y del recorrido realizado por las lenguas glaciares, así en el macizo granodiorítico de La Maladeta estas acumulaciones están formadas por grandes clastos (gravas y bloques) con matriz arenoso-arcillosa, mientras que en las zonas donde predominan los materiales sedimentarios y metamórficos del Paleozoico, las morrenas están formadas por bloques de menos tamaño con abundante fracción fina, presentando a veces estratificaciones y ordenación de los clastos, como se pueden observar en los cortes de la Estación de Esquí de Super-Espot.

Es muy probable que las morrenas de fondo sean más antiguas que las morrenas frontales, y que pudieron formarse en el último avance relativo de los glaciares, según se comenta en la vecina Hoja de Isil (149), al norte de esta.

Los *bloques erráticos* se encuentran en muchos puntos, indicando hasta donde han llegado los glaciares de esta zona, más fáciles de reconocer cuando estos bloques son de litologías diferentes a las del material sobre el que se asientan; se encuentran dispersos a diferentes cotas y sin ninguna relación con otros depósitos glaciares. Destacan en el sector nororiental de la Hoja, en el valle de La Bonaigua, en la Sierra Obaga y la ladera oriental del valle del Noguera Pallaresa, así como en el valle de Escart al sureste.

También se ha observado un *till* o *depósito glaciar con bloques subglaciares*, en la Collada de Pas del Coro (Pla de Cabanyeres-Son), al oeste de la localidad de Esterri d'Àneu, dándonos a conocer el paso del hielo glaciar por dicho collado desde la Bonaigua hasta la zona de Son del Pi-La Plana. La litología de los bloques de transporte subglacial, que presentan formas en bala y en plancha, indican la procedencia y la dirección del movimiento del glaciar.

Los sedimentos morrénicos dejados por los glaciares son unos de los principales indicadores de la paleogeografía de estos valles durante la ocupación glaciar. Las morrenas, los bloques

erráticos y otros elementos permiten hablar de la importancia de los hielos en los diferentes puntos de los valles glaciares de la Hoja.

En el valle de Arán (al norte de la Hoja), debido a su orientación norte, los glaciares alcanzaron un desarrollo mayor que en otros valles del Pirineo, con espesores de hielo superiores a 800 m (BORDONAU, 1987).

El glaciar más largo de la vertiente meridional del Pirineo se encontraba en la cuenca del Noguera Pallaresa, con espesores entre 300 y 500 m, con una longitud de 52 km; el frente del glaciar de Aneu llegó a la cota de 820 m (PEÑA MONNÉ, 1994). El desarrollo de los glaciares, además de por la altitud, estaría controlado, principalmente, por la relación entre humedad e insolación.

Otros depósitos son los glaciolacustres, que a veces se originan por el taponamiento que pueden ocasionar las morrenas laterales a modo de presa en la confluencia del valle principal con un valle tributario. Estas pueden propiciar la generación de sistemas glaciolacustres en dichos valles laterales, así en la Hoja se observan ejemplos en Les Planes de Son del Pi (en la confluencia con el glaciar de Noguera Pallaresa) y en Estahís (confluencia del glaciar de Escrita con el valle de Estahís), y otros de menor entidad en el valle de Taüll.

Durante el retroceso de los glaciares (del máximo glaciar) se producen otro tipo de sedimentos de origen glacio-fluvial depositados en diferentes puntos por las aguas proglaciares que transportan una gran cantidad de materiales, como en las cubetas (*cubetas colmatadas* del valle de Aiguëstortes). También en la fase de estabilización post-máximo se forman los complejos *glaciolacustres* yuxtaglaciares como el de Son del Pi producido en este caso por la obturación del valle de Son por el glaciar del valle principal del Noguera Pallaresa (BORDONAU, 1992).

Otros depósitos proglaciares que se han representado son los *conos proglaciares* (como en Son del Pi, y en valle de Escrita), *depósitos proglaciares (acumulaciones de agua de fusión)*, *depósitos de obturación* y *kame terraza*, esta última como las situadas en el Barranco de Berradé-Espot y en el Valle de Taüll. Estos depósitos están formados por arenas y gravas de origen glacio-fluvial y ritmitas glaciolacustres de arcillas, limos y arenas.

Además, la mayoría de los estanys se encuentran parcialmente llenos de sedimentos y algunos se encuentran represados. Destaca el estudio realizado por CALERO *et al.* (2015) en el Lago de Sant Maurici, donde se reconstruye la evolución de los ambientes de depósito en dicho lago desde la deglaciación hasta la actualidad a lo largo del Holoceno, describen los diferentes tipos de facies a partir de un sondeo de 8,7 m de longitud realizado en la zona más profunda de dicho estany. El pre-Holoceno incluye facies con escasa materia orgánica de limos arcillosos y arenas muy finas. El Holoceno temprano se caracteriza por facies de arenas finas masivas que pasan a facies de limos arenosos laminados con un aumento progresivo del contenido en materia orgánica y con algunas capas de arenas. La secuencia presenta un hiato sedimentario durante el Holoceno medio. Desde el re-inicio de la sedimentación en el Holoceno tardío (ca. 4 ka) se han depositado facies organógenas.

4.3.2.4. Formas nivales y periglaciares (51 a 67)

Las formas periglaciares responden a una serie de procesos que se producen, según la terminología moderna de “periglaciado”, en un amplio rango de condiciones frías, no glaciares, independientemente de su proximidad a un glaciar tanto en el tiempo como en el espacio (WASHBURN, 1979). Y dentro de los ambientes periglaciares nos encontramos en una región alpina en latitudes medias y bajas como es esta zona de los Pirineos.

En las zonas de alta montaña, como esta Hoja, la crioclastia o gelifracción es muy intensa, además en esta zona la nieve por encima de los 1.700 m suele estar presente al menos cinco meses al año, con la posibilidad de heladas durante prácticamente todo el año. Estas razones explican, en parte, la importancia de la fragmentación mecánica de las rocas, y la abundancia de morfologías periglaciares que existen relacionadas con los ciclos de congelamiento-descongelamiento. Junto con los procesos anteriores también, se reconocen otras morfologías relacionadas con los procesos asociados a un permafrost, con los aludes, con la nivación y con los procesos en laderas en ambiente periglaciado.

Las formas cartografiadas son tanto erosivas como deposicionales: *Nichos o círcos de nivación, morrenas de nevero (protalus rampart), superficies o rellanos de crioplanación, cabeceras de avalancha o alud, corredores de avalancha o alud, conos de avalancha o alud, glaciares rocosos, vertiente de bloques, canchales o pedreras, conos o taludes de derrubios, bloques de arrastre, depósitos de gelifluxión, lóbulos de gelifluxión, reptación o creep, sendas de ganado, terracitas, pies de vacas y turberas*. En general las formas erosivas son menos importantes que las deposicionales.

Respecto a las *cabeceras y corredores de avalancha o alud, conos de avalancha o alud, vertiente de bloques, canchal, pedriza o pedrera, cono o talud de derrubios*, estos se localizan en casi todas las laderas de los valles importantes de la Hoja, así destacan en la ladera sur del valle del Río Escrita- Espot, en la ladera sur del Valle de San Nicolau, en las dos laderas del Noguera de Tor, en ambas laderas del Valarties con predominio en la ladera sur de este valle, ladera oeste del Aiguamoxt, en el valle de Garona de Ruda, y en la ladera norte de la Bonaigua. Además, en la cartografía, muchos de los canchales o pedreras se han incluido como parte de los múltiples glaciares rocosos de la Hoja.

Destacan por su abundancia e importancia respecto al riesgo geológico y al efecto antrópico *los conos de avalancha*, sobre los cuales existen estudios de detalle (FURDADA, 1996; MUNTÁN et al., 2009) que se sitúan siempre en laderas con pendientes entre 25°-50°. Estos depósitos tienen una amplia representación y se localizan en casi todas las laderas de los valles importantes de la Hoja, así destacan en los valles del Río Escrita- Espot, del San Nicolau, del Noguera de Tor, del Valarties, del Aiguamoxt, del Garona de Ruda, y de la Bonaigua.

Los conos de avalanchas o de aludes suelen estar constituidos por elementos finos, limos y arenas, en los que se incluyen un conjunto de gravas y bloques angulosos de diferentes litologías en razón de la naturaleza de la roca madre. La morfología de estos depósitos es alargada, con tendencia linguoide, aunque en muchos de los valles de la Hoja su morfología se parece bastante a un abanico, pudiendo alcanzar una longitud de más de 2 km. La potencia puede oscilar entre 2 y 5 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

Se debe apuntar que la mayor parte de los *canchales* se han considerado dentro del modelado periglaciar, porque aunque existen muchos factores externos a las condiciones periglaciares (lluvia, escorrentía, meteorización biológica y química, etc.), la mayor parte de ellos, al menos en tiempos pasados, se debieron originar por la acción del congelamiento-descongelamiento.

Los *nichos* o *circos de nivación* y las *morrenas de nevero* (*protalus rampart*) se explican en general por procesos de nivación y congelamiento-descongelamiento.

En esta zona se sitúan tanto en las caras norte, sur y oeste. Las morrenas de nevero están formadas por clastos angulosos, bloques, arenas y limos.

Uno de los depósitos cuaternarios más abundantes de la Hoja de Esterri d'Àneu son los *glaciares rocosos* (a veces denominados *glaciares de roca*), que son las mesoformas más destacadas del periglaciarismo alpino. Se sitúan al pie de las paredes escarpadas bien en los bordes de los anfiteatros de circo glaciar o en las laderas abruptas de valles en artesa (SERRAT, 1979; GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA MONNÉ, 1981). En esta Hoja se constata la idea de LAMPRE *et al.* (1997) de que la distribución de los glaciares rocosos tiene una preferencia muy marcada en su orientación hacia el norte y noreste (necesitando para su desarrollo un entorno climático adecuado con al menos la existencia de un suelo congelado o *permafrost* discontinuo).

Los *glaciares rocosos* presentan morfologías y anchuras variables, según la clasificación morfológica, en esta Hoja, hay *glaciares rocosos lobados, en lengua, compuestos y, algunos en espátula*. Los glaciares rocosos compuestos son aquellos que están formados por la superposición de varias lenguas de glaciar rocosos (WASHBURN, 1979). Casi siempre todos ellos, presentan un frente escarpado, márgenes laterales abruptos y relieves superficiales de cordones o crestas y surcos arqueados en su interior.

En esta Hoja se ha cartografiado más de una fase de glaciares rocosos. En varias zonas, los glaciares rocosos más pequeños, y posteriores, se sitúan sobre otros más antiguos y distantes de las paredes de los circos glaciares, coincidiendo con observaciones realizadas en otras cordilleras de la Península Ibérica (ALONSO y TROMBOTTO LIAUDAT, 2009). Destacan los ejemplos de la zona del Estany Gerber, en el valle del Río Peguera, en el Barranco de les Mussoles, en la cabecera del valle del Río Cabanes, Barranco de Muranes, Circo de Subenuix, etc.

Los glaciares rocosos de esta zona están formados por grandes bloques y clastos de diferentes litologías, los originados a partir de pizarras, areniscas y procedentes de las rocas plutónicas del Complejo de La Maladeta; por ejemplo, al sur-sureste, en la zona del Estany Mairena, existen bloques de grandes dimensiones aunque predominan los de menor tamaño, por el tipo de roca que los origina (pizarras y calizas grises metamorfizadas de la Formación Rueda).

A estos depósitos se les atribuye una edad Pleistoceno Superior-Holoceno. Aunque, según algunas investigaciones, se ha puesto de manifiesto que la edad de los glaciares rocosos activos es inferior a 10.000 años, generados después de la última glaciaciación del Würm, en el Holoceno o Postglaciar (BARSCH, 1996).

GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA MONNÉ (1981) en la zona de la Bonaigua (Circo del Estany Gerber y Circo del Estany Saboredo) consideran que los glaciares rocosos son fósiles o relictos, con

síntomas de inactividad como es la colonización por vegetación, con un alto porcentaje de bloques colonizados por líquenes.

En esta zona hasta hace pocos años han existido glaciares rocosos activos (zona de Los Besiberris-Besiberri Sur, según CHUECA y JULIAN, 2005) y, en general se han localizado a 2.600-2.950 m en el Pirineo central-oriental, con desplazamientos de 22 cm a⁻¹ según SERRANO y AGUDO (1998).

Por otro lado, los procesos relacionados con el *permafrost* dan lugar a diferentes morfologías:

Los *bloques de arrastre*, ya citados en el Puerto de la Bonaigua por GUTIÉRREZ ELORZA y PEÑA MONNÉ (1981), se han observado en varios puntos de la Hoja, destacando en la parte oriental de la misma, en la zona del Refugio de Plá de la Font, en la ladera norte del Bosc Negre-Pic de Quartiules, al suroeste de Las Bordas de Aneu y al este del Col du Rat al oeste de la localidad de Bayasca (esquina sureste de la Hoja).

Las laderas con gelifluxión y los lóbulos de gelifluxión están bien representados en la Hoja, como en el Puerto y zona de la Bonaigua, al sur de Super-Espot, y en la esquina sureste de la Hoja en el Coll de Portella.

Si bien en nuestro mapa se ha diferenciado entre solifluxión y gelifluxión, se entiende este último proceso como la solifluxión que ha tenido lugar en un suelo con congelamiento estacional o con *permafrost*, por lo que, en ocasiones, resulta difícil establecer la diferencia entre ambos.

Los lóbulos de solifluxión, la reptación o creep, las sendas de ganado, las terracitas, los pies de vacas y las turberas son morfologías y formaciones superficiales existentes en la Hoja y que se consideran activos hoy en día.

4.3.2.5. Formas antrópicas

No se han representado en el mapa geomorfológico, lo que no quiere decir que no existan igualmente, destacando todas las modificaciones antrópicas relacionadas con el deporte del esquí; así existen laderas modificadas para la construcción de *pistas de esquí* (Estación de Espot, Estación de Boí-Taüll Resort, etc.). También *presas y represas* que se han realizado en varios lagos o estanys de la Hoja, como Estany Cavallers, Estany Gento, Estany San Maurici, etc.), así como el Embalse de Boren y el Embalse de Torrasa, todos ellos para su aprovechamiento tanto hidráulico como eléctrico.

4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La morfología de la región está influenciada por los procesos sedimentarios y tectónicos acaecidos desde el Paleógeno hasta la actualidad, aunque su fisonomía actual se ha perfilado fundamentalmente y de un modo continuo desde el Mioceno. No obstante, pueden visualizarse dos etapas de su historia diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos acaecidos: la primera durante el Terciario y la segunda etapa, ya en el Cuaternario.

Entendemos como evolución dinámica desde el punto de vista morfológico, a la serie de procesos que tienen lugar sobre un área determinada, y al conjunto de "morfologías" que se van sucediendo por la actuación de dichos procesos, a partir del "instante" en que consideramos que cambian las condiciones geodinámicas pre-existentes de sedimentogénesis en las cuencas, a una morfogénesis erosiva generalizada.

Para ello hay que integrar la Hoja dentro de su contexto regional de los Pirineos. Si se considera la ubicación de la Hoja y las características litológicas del sustrato, la evolución dinámica se puede considerar que comienza a funcionar con la principal etapa del plegamiento Alpino, a partir del Eoceno-Oligoceno, contribuyendo con sus características particulares, a la evolución geomorfológica regional, para finalizar con los eventos ocurridos durante el Cuaternario, relacionados mayoritariamente con los cambios climáticos.

La orogenia alpina, en su fase principal supone un plegamiento generalizado y la elevación de la cordillera. Paralelamente se inicia la actividad erosiva sobre un gran relieve estructural con mucha energía. La erosión fue capaz de producir una gran cantidad de material que arrastrado por los diferentes procesos dio lugar a una serie de depósitos de edad Eoceno terminal-Oligoceno y parte del Mioceno que llenan las grandes cuencas terciarias. La litología de estos depósitos acusa la procedencia del material, haciendo suponer una zona axial con un ascenso continuado, equilibrado por la subsidencia de la Depresión del Ebro.

De una forma brusca, comienza una nueva fase de plegamiento fini-Oligoceno que provoca una nueva fase erosiva en la que se inicia el gran proceso de exhumación de los relieves de círcundan a la zona axial, y que se mantiene durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

Pero en este sector del Pirineo se produce en el Pleistoceno una nueva morfogénesis que marca la formación de un relieve policíclico debido a la alternancia de etapas glaciares y periglaciares. BORDONAU *et al.*, (1992) señala que la última glaciación ha tenido un poderoso efecto morfogénético que ha borrado, prácticamente en todo el Pirineo, cualquier vestigio de anteriores glaciaciones.

El Cuaternario es un periodo que se caracteriza por una división en ciclos (o fases) glaciares e interglaciares, que a su vez se subdividen en estadios (periodos fríos y cortos) e interestadios (episodios menos fríos y cortos dentro de una fase glaciar).

Las áreas elevadas de la Hoja presentan un relieve en el que los glaciares fueron los agentes modeladores más importantes, si bien las líneas generales del relieve ya se habrían establecido en el Terciario. Sobre un relieve fluvial terciario se instalan los glaciares durante el Pleistoceno, profundizando los valles y erosionando fuertemente sobre todo en las zonas de cabecera, aunque sin modificar, en líneas generales, el relieve anterior. Aún quedan restos de superficies erosivas, apenas modificadas por la dinámica cuaternaria, que son atribuidas a esa edad (SERRAT 1979; FURDADA, 1989).

En esta zona, se pueden distinguir formas y depósitos originados por las seis fases del Último Ciclo Glaciar Pleistoceno establecidas en el Pirineo por BORDONAU (1992) y BORDONAU *et al.* (1992, 1993), citadas anteriormente en esta memoria; posteriormente asimiladas por PALLÀS *et al.* (2006) con la terminología más actual (Último Pleniglaciar, Deglaciación y Néoglaciar).

Las evidencias de glaciaciones anteriores al último ciclo, aunque no son muy abundantes, fueron puestas de manifiesto por diversos autores, como PEÑA *et al.* (1998) en el Pirineo Central y BORDONAU *et al.* (1992). Estas glaciaciones antiguas se refieren a etapas anteriores a 70.000 a BP.

PALLÁS *et al.* (2006) indican que la fase principal el Valle del Noguera-Ribagorçana (centro-sur de Pirineos) se registró durante el Último Pleniglaciar después de 25.000 a BP, cuestionando una deglaciación temprana en los Pirineos de 70-40 ka BP. Estos autores indican que las condiciones pleniglaciares (es decir hasta el episodio de glaciares de altitud de BORDONAU, 1992) podrían haber tenido lugar durante un período más largo (>30-20 ka) al que se supone, y el Último Pleniglaciar podría incluir varias fluctuaciones de los glaciares registrados de forma irregular en diferentes valles, con el último avance glaciar en el LGM.

Estos autores remarcan que el registro glaciar en el Noguera-Ribagorçana muestra tres períodos distintivos de deposición que probablemente sucedieron después de 25 ka. El período de deshielo está representado por una serie de morrenas que aparecen en los diferentes valles tributarios. La mayoría de estas morrenas de deglaciación se limitan al corto período que oscila entre unos 13.770 y 10.170 a BP, que se correlacionan con el Estadio GS-1, generalmente conocido como el Dryas Reciente.

El Periodo Dryas Reciente o Tardiglaciar representa la fase final del último ciclo glaciar en los Pirineos y fue datado entre 11.000 y 10.000 a BP (SERRAT, 1979; BORDONAU, 1992), y entre unos 13.770 y 10.170 a BP por PALLÁS *et al.* (2006). En esta fase, fría y seca, se originaron los glaciares rocosos.

En el Dryas Reciente, período que coincide aproximadamente con el Tardiglaciar, se calculó que en los Alpes la temperatura media anual debió de ser unos 4-6 °C inferior a la actual (NESJE y DAHL, 2000). Este descenso de las temperaturas, y las bajas precipitaciones, favorecieron la formación de glaciares rocosos que ocuparon principalmente el fondo de algunos circos glaciares, aunque también debieron de coexistir con pequeñas masas de hielo glaciar (LAMPRE, 1996).

Después del Tardiglaciar (finales del Pleistoceno), durante el Holoceno, las temperaturas aumentaron. Los glaciares debieron fundir por completo, ya que durante el período Atlántico, óptimo climático del Holoceno que tuvo lugar entre 8.000 y 6.000 a BP, las temperaturas medias eran más elevadas que las actuales, se calcula que entre 1,5 y 2 °C (NESJE y DAHL, 2000).

Las numerosas fluctuaciones glaciares durante la deglaciación sugieren un clima muy inestable a principios Holoceno en los Pirineos, y una distribución asimétrica de las masas de hielo en los valles tributarios lo que demuestra que la correlación altitudinal de morrenas entre diferentes valles no es fiable (PALLÁS *et al.*, 2006).

Aunque dentro de la Hoja no quedan glaciares en la actualidad, existen en áreas relativamente próximas, como en las cabeceras del Noguera-Ribagorçana y del Ésera, ambas situadas al oeste. De acuerdo con esto, COPONS y BORDONAU (1994) suponen que, después del Tardiglaciar, los glaciares del Macizo de la Maladeta debieron de fundir por completo. Según estos autores, en dicha zona no existen evidencias de ninguna fase intermedia entre el período Tardiglaciar y la

Pequeña Edad del Hielo, aunque de haberse formado alguna morrena habría sido destruida por el avance de la Pequeña Edad del Hielo.

Posteriormente, entre los 4.600 y 6.000 a BP se produjeron avances de los glaciares, que según GELLATLY *et al.* (1992) en algunos casos en los Pirineos, fueron mayores que los que tuvieron lugar durante la PEH (Pequeña Edad del Hielo).

Durante la PEH las temperaturas descienden de nuevo. La mayoría de los autores admiten un descenso de 1,5-2° C en las temperaturas invernales lo que, asociado a un aumento de las precipitaciones en las estaciones más cálidas, hizo que los glaciares se expandieran, alcanzando en el Pirineo las posiciones más avanzadas entre finales del s. XVII y mediados del s. XIX. Según observaciones de RAMOND en 1789, el glaciar de Monte Perdido y otros estaban, en dicho año, en el máximo o próximos al máximo de la PEH (GROVE, 1977). Posteriormente, los frentes retrocedieron, aunque hubo ligeros avances en el s. XX.

En resumen, según los últimos datos cronológicos, parece que los glaciares de valle en los Pirineos desaparecieron a los 14,7- 15 ka BP quedando restringidos a glaciares de circo en los sectores de mayor altura. Posteriormente se describen avances de los glaciares durante el Dryas Reciente (Tardiglaciar de BORDONAU, 1992) y otros en el Holoceno (en el Neoglacial de PALLÁS *et al.*, 2006) que se han documentado en varias zonas del Pirineo (GONZÁLEZ- SAMPÉRIZ *et al.*, 2006; MORENO *et al.*, 2012, JIMÉNEZ- SÁNCHEZ *et al.*, 2012), junto con otras pulsaciones de menor entidad durante los períodos fríos y húmedos del Holoceno reciente como hace unos 2.500, 1.500 y 500 a BP (GARCÍA- RUIZ *et al.*, 2014, 2015).

Glaciario histórico.- Una última fase glaciar ha quedado registrada en diferentes áreas montañosas de la Península; correspondería a la etapa fría más reciente del último ciclo glaciar del Pleistoceno-Holoceno. Esta fase, conocida como la Pequeña Edad del Hielo (PEH), originó en los Pirineos algunos arcos morrénicos situados unos centenares de metros por delante del frente de los glaciares actuales o en los frentes de los circos.

En la Edad Media los siglos X y XI (periodo cálido medieval o Anomalía Climática Medieval) fueron los más cálidos desde el óptimo climático del Holoceno, pero entre los s. XII y XIV comenzó una etapa fría que se prolongó hasta el s. XX. Dentro de este periodo, los s. XVI al XVIII, a los que se denominó PEH, fueron especialmente fríos. Durante esta fase, se produjeron avances en los glaciares que ya existían en ese momento, mientras que otras áreas, que se encontraban deglaciadas, fueron ocupadas nuevamente por el hielo. Este sería probablemente el caso de los Pirineos, aunque no hayan datos que confirmen la hipótesis de que los glaciares de esta zona hubieran fundido por completo a principios del Holoceno (COPONS y BODONAU, 1994).

En la PEH (Pequeña Edad del Hielo) COPONS y BORDONAU (1994) distinguen dos episodios, separados por un leve retroceso de los glaciares. El primer episodio se situaría a principios del s. XVIII y el segundo en la década de 1820. Dentro del primer episodio, se han observado pequeñas pulsaciones en algunos glaciares.

Según GARCÍA-RUIZ *et al.*, (2015), este avance glaciar se ha podido constatar muy bien en los macizos pirenaicos más elevados entre ellos en el macizo Aneto-Maladeta (MARTÍNEZ de PISÓN

y ARENILLAS, 1988; JULIÁN y CHUECA, 1998; GONZÁLEZ TRUEBA *et al.*, 2008, entre otros autores).

El nivel de nieves permanentes ha sufrido un retroceso a lo largo de los últimos años, hasta que se ha producido una cierta estabilización a mediados de los 80, situándose en la actualidad a unos 3000 m sobre el nivel del mar (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1998).

Paralelamente a esa alternancia de épocas glaciares e interglaciares se desarrollan otra serie de procesos debido a la acción fluvial y a la dinámica de laderas que contribuyen a modelar localmente el relieve que se observa en la actualidad.

En el comienzo del Holoceno, caracterizado por la deglaciación, la actividad fluvial debió ser importante, con la consiguiente removilización de muchos depósitos de origen glaciar. Es probable que algunos abanicos correspondan a ese periodo (como algún abanico de baja pendiente en las proximidades de Esterri d'Àneu). Otro periodo aluvial importante más reciente sería el que siguió al máximo de la Pequeña Edad del Hielo, hace unos 200 años. En los últimos tiempos, son importantes los fenómenos nivales y fluviales; es probable que parte de las acumulaciones de derrubios respondan a una actividad fluvial relacionada con tormentas, como sucede en otras áreas alpinas de características similares.

4.5. LA MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los principales procesos activos en este sector del Pirineo son los debidos a la dinámica fluvio-torrencial y de laderas. Por otro lado, en la actualidad, el nivel de nieves perpetuas se sitúa entre los 2.800 y 3.000 m (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1998) y, en las áreas elevadas de la Hoja, predominan los modelados glaciar y periglaciar.

Durante los s. XIX y XX la mayoría de los glaciares del mundo disminuyeron de tamaño, exceptuando algunos avances de los frentes de poca importancia. Lo mismo sucedió en el Pirineo.

Según GROVE y GELLATLY (1995) la máxima extensión de los glaciares del Pirineo, durante la PEH, tuvo lugar a finales del s. XVIII. A finales del s. XIX se produjo un rápido retroceso de los frentes, que ha continuado hasta la actualidad, aunque este periodo de retroceso sufrió cuatro interrupciones durante el s. XX. Estos pequeños avances se asocian a periodos de temperaturas regionales por debajo de la media y a precipitaciones invernales más altas que la media (McGREGOR *et al.*, 1995).

En 1850-60 comenzó un rápido retroceso de los glaciares que los llevó a posiciones comparables a las ocupadas durante el Periodo Cálido Medieval. El retroceso fue interrumpido por algunas detenciones y fases menores de expansión (GROVE, 1997).

Entre 1955-1985 tuvo lugar un periodo de relativa estabilización. Desde entonces el retroceso ha sido bastante rápido y generalizado, desapareciendo alguno de los heleros y haciendo disminuir el volumen de los demás con el consiguiente retroceso de los frentes (CHUECA *et al.*, 1998).

Algunos autores, como GROVE y GELLATLY (1997) atribuyen el retroceso de los glaciares en el Pirineo durante el s. XX a las bajas precipitaciones invernales y a las temperaturas estivales.

El pequeño tamaño de los glaciares pirenaicos los hace especialmente sensibles a los cambios ambientales por lo que, desde la última estabilización, algunos glaciares han desaparecido mientras que otros han disminuido considerablemente de tamaño. Estudios de los años 90 del siglo XX contabilizaron un total de 29 aparatos glaciares, entre los que se incluyen tres neveros y dos glaciares rocosos funcionales (MARTÍNEZ de PISÓN y ARENILLAS, 1998), aunque todos ellos muestran signos evidentes de encontrarse en retroceso.

Para el año 2100, se calcula un aumento de T media en la superficie de unos 2° C con respecto al año 1990. Con este aumento de T, probablemente se intensificaría el ciclo hidrológico, lo que supondría la desaparición de los glaciares pirenaicos ya que, según los cálculos de KUHN (1990), la altitud de la Línea de Equilibrio ascendería unos 240 m. En el mismo sentido, los datos del observatorio de Pic du Midi (2.860 m), uno de los más altos de Europa situado en la vertiente N del Pirineo, parecen indicar que en este siglo continuarán los balances negativos de los últimos años del siglo pasado, aumentando la tendencia a la deicontinentalización (McGREGOR, *et al.*, 1995). Para zonas marítimas, sin embargo, algunos modelos sugieren para el futuro un aumento en la intensidad de las precipitaciones invernales, lo que daría un balance positivo y un avance de los glaciares en dichas áreas.

La actividad periglaciar actual se reduce a la formación de canchales de gelifracción funcionales, canales o corredores de avalancha o aludes y conos de avalanchas o aludes y, a procesos de formación de suelos PEÑA MONNÉ (1994). Así los abanicos de aludes constituyen las formas dominantes en algunas laderas, como en el valle del Río Escrita.

Respecto a los glaciares rocosos, de acuerdo con MARTÍNEZ de PISÓN *et al.* (1998) en el Pirineo quedaban trece glaciares rocosos activos y alguno embrionario, junto con otras formas periglaciares activas. Estos autores, sitúan el permafrost discontinuo por encima de 2.650-2.700 m de altitud, aunque se piensa que, en los últimos años, los glaciares rocosos de esta zona ya no están activos. Por otra parte se considera que la solifluxión es activa en estas zonas de alta montaña.

Respecto a la dinámica fluvio-torrencial, se puede decir que se debe a altas pendientes así como a la abundancia de precipitaciones de la zona. La incisión vertical y la arroyada son particularmente activas llegando en algunos puntos a originar verdaderas cárcavas. Por otra parte, las acusadas pendientes y el estar en una zona de tramos altos de los ríos, son la causa de que éstos no hayan llegado a su perfil de equilibrio, con lo que la incisión se hace más acentuada. Así se considera que gran parte de los abanicos torrenciales son activos. Al mismo tiempo la erosión fluvial es activa e importante, destacando en las épocas de avenidas y deshielo.

En cuanto a los procesos de ladera cabe señalar que su actividad actual está también favorecida por el régimen climático. Las diferencias de temperatura, producidas por la existencia de una estación nival, dan lugar a una fuerte alteración mecánica con formación de numerosos clastos, producto de la gelifracción, que se mueven por las vertientes, favorecido por la climatología y las diferencias altimétricas que propician los fenómenos gravitacionales como solifluxión, deslizamientos, formación de canchales, laderas de derrubios etc.

Parte del modelado y desarrollo de las laderas en zonas de montaña están marcadas por los movimientos en masa o deslizamientos de laderas, los cuales siguen siendo muy activos en la

actualidad. Aunque, hay que tener en cuenta que, en la zona de estudio, a medida que los glaciares se retiraron hacia posiciones topográficamente más elevadas, el perfil de las laderas muy verticalizadas por la acción erosiva de los glaciares se fue atenuando con la actuación de diversos tipos de movimientos de ladera, como se puede observar en el valle del Noguera Pallaresa. En la actualidad estos movimientos son de menor entidad.

Como principales motores en la futura evolución de la red fluvial deben de tenerse en cuenta: el retroceso de las vertientes; la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, sin olvidar los retoques producidos en las zonas montañosas por la actividad gravitacional de las vertientes.

El aumento o disminución de las precipitaciones, unido a variaciones de temperatura, podría provocar un cambio en las condiciones morfogenéticas al aumentar el volumen de las nieves o favorecer el retroceso de las mismas, aumentando, en este último caso un mayor desarrollo de los procesos fluvio-torrenciales, provocando un aumento de la erosión.

Finalmente la acción antrópica puede introducir algunas modificaciones sobre todo en lo que respecta a la cobertura vegetal. La deforestación podría producir un aumento considerable en los procesos erosivos.

De acuerdo con GARCÍA-RUIZ *et al.* (2015), los estudios llevados a cabo en el Pirineo Central durante las tres últimas décadas sobre el Cambio Global y sus consecuencias confirman la complejidad de las interacciones que se producen en los sistemas naturales y la rápida respuesta de la vegetación, la generación de escorrentía y la erosión frente a variaciones del clima y las actividades humanas.

5. PETROLOGÍA

5.1. ROCAS PLUTÓNICAS

5.1.1. Antecedentes y encuadre general

El Complejo plutónico de La Maladeta) se localiza en la Zona Axial Pirenaica, entre las provincias de Lérida y Huesca. Está compuesto por la yuxtaposición las unidades plutónicas de Boí y Aneto que forman el cuerpo principal y por una serie de intrusiones menores que son las de Taüll, Arties y Tredos. Toda esta serie de afloramientos ocupa una superficie aproximada 376 Km².

Este complejo plutónico intruye en formaciones sedimentarias cuyas edades fluctúan entre cambro-ordovícicas y carboníferas (namurienses y posiblemente westfalienses en el sinclinalio de Plan d'Estan, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992) y los contactos con ellas pueden ser intrusivos o mecánicos. Buena parte de los contactos de carácter mecánico son debidos a las deformaciones alpinas y en ocasiones son cabalgamientos. Los contactos intrusivos pueden ser en algunas zonas paraconcordantes con las estructuras Variscas (plutón del Aneto o Néthou), aunque en la zona oriental son en buena parte discordantes. La extremidad occidental del plutón del Aneto es rica en enclaves metasedimentarios.

El plutón del Aneto (Néthou), se encuentra en contacto mecánico con el de Boí (zona de fractura de la Noguera-Ribagorzana) y está emplazado en un nivel estructural más profundo según CHARLET (1968, 1979). Está formado por dos unidades petrológicas principales que definen una estructura concéntrica. El contacto entre ambas unidades es en la mayoría de los casos gradual pero el tránsito es rápido. El cortejo filoniano del plutón está formado por diques de microgranitos, aplopegmatitas y rocas básicas que tienen una composición próxima a la basáltica.

El plutón de Boí, que aflora principalmente en la Hoja de Esterri d'Àneu, también tiene según CHARLET (1968, 1979) una estructura concéntrica zonada, definida por tres unidades petrográficas. La unidad externa corresponde a una granodiorita de grano grueso, oscura con biotita y anfíbol y la unidad intermedia está constituida por granodioritas de grano grueso porfídicas, con biotita y en algunos casos anfíbol. El contacto entre ambas es gradual. La unidad central está representada por diversos cuerpos de monzogranitos de grano medio con biotita, moscovita y en ocasiones cordierita. Sus contactos con las granodioritas son netos y en algunos casos de carácter mecánico.

Este plutón está compartimentado según CHARLET (1979), en cuatro grandes bloques por una red de accidentes tectónicos y la distribución de los granitoides y de los filones aplopegmatíticos evidencia que los bloques periféricos (Capilla de Santa Rita, Estany Gerber y Capdella corresponden a niveles estructurales más someros. Los estudios magnéticos, según GLEIZES (1992), GLEIZES *et al.* (1992) y LEBLANC *et al.* (1992, 1994), sugieren que las bandas de deformación milonítica se deben fundamentalmente a la acción de la tectónica tardíavarisca. Estos mismos autores consideran que la unidad de Boí es un complejo formado por cuatro plutones principales y que a su vez, el plutón de Colomers estaría formado por tres subunidades. ARRANZ (1997), propone por el contrario que esta unidad está dividida en tres bloques por las bandas miloníticas de Sant Nicolau (bloques de Capdella al S y de Noguera de Tor al N) y de Ratera-Rencales (bloques de Noguera de Tor al SO y del Estany Gerber al NE).

Las tonalitas biotíticas se corresponden con los "granitos melanocráticos de Besiberri" de CHARLET (1979, 1983) y constituyen cuerpos cartografiados en las zonas de los circos de los estanys de Serrader y Gemena. Según ARRANZ (1997) son intrusivas en las granodioritas, con las que presentan contactos netos que en parte son de carácter mecánico. A nivel mesoscópico se trata de rocas de grano medio, de color gris oscuro y relativamente homogéneas que pueden presentar fábricas planares definidas por la orientación de la biotita y de los enclaves. Son ricas en biotita y contienen enclaves metamórficos de origen profundo y en menor proporción, enclaves microgranudos (CHARLET, 1979, 1983).

La unidad de Boí está intruida por diversos filones aplopegmatíticos, así como por diques básicos y por algunos filones compuestos de diabasa y aplita.

El stock de Taüll se encuentra en la extremidad suroeste del plutón de Boí y es intruido por las granodioritas. Este stock está constituido por una gran variedad de rocas básicas de grano fino a medio que fluctúan entre gabronoritas con augita e hiperstena y cuarzodioritas (CHARLET, 1979, ARRANZ, 1997). Estas rocas constituyen un afloramiento de forma bastante irregular que se localiza en el sector central del borde sur de la Unidad de Boí, a unos 5 km al SE de la

población de Taüll. Tiene unos 5 km² de superficie y presenta contactos intrusivos discordantes y netos con los metasedimentos cambro-ordovícicos encajantes, sobre los que produce una aureola de metamorfismo de contacto difícilmente perceptible. Presentan contactos netos con las granodioritas de la facies principal del plutón de la Maladeta, que intruyen sobre estas rocas básicas.

Son rocas de grano medio a fino y de colores verdosos-grisáceos oscuros, relativamente homogéneas a la escala de afloramiento. Según ARRANZ (1997) presentan transiciones desde tipos gabronoríticos o cuarzogabronoríticos, en las zonas próximas a los contactos con los metasedimentos, a tipos cuarzodioríticos en las zonas internas y más próximas al contacto con las granodioritas. La relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de estas rocas es de 0,7092 (VITRAC-MICHARD *et al.*, 1980).

Según el estudio geocronológico de VITRAC-MICHARD *et al.* (1980), las granodioritas de las zonas intermedia y externa del plutón de Boí se alinean según una isocrona Rb-Sr que define una edad de 277 ± 7 Ma y tienen una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de 0,7117 ± 0,0003. Esta relación oscila entre 0,712 y 0,715 para las cuarzomonzonitas de las zonas internas.

Una datación posterior de EVANS (1993) realizada por el método de U-Pb en circones de un dique aplítico emplazado en la aureola de contacto del Macizo de la Maladeta, suministra una edad de 298 ± 2,4 Ma, que es algo más antigua que la obtenida por SOLÉ *et al.* (1997) por el método del K-Ar en una flogopita de los carbonatos afectados por el metamorfismo de contacto de la Unidad del Aneto de este Macizo.

Según CHARLET (1979), las distintas facies del complejo de la Maladeta no pueden proceder de la diferenciación de un único magma. Esta afirmación es corroborada por el estudio isotópico de VITRAL-MICHARD *et al.* (1980) que proponen para la generación de esta asociación plutónica, procesos de mezcla de magmas y de asimilación de rocas corticales por un magma básico.

Los materiales filonianos asociados al Plutón de Boí están representados principalmente por aplitas, pegmatitas, microdioritas, microgranitos y lamprófidos.

Los macizos de Artiès y de Tredos se encuentran al norte del plutón de Boí. El cuerpo de Artiès es de carácter compuesto y está constituido por cuarzomonzonitas similares a las de las unidades internas de los plutones de la Maladeta. El cuerpo de Tredos está formado por granodioritas biotíticas con anfíbol.

El Macizo de Tredos es un pequeño stock de forma subcircular que aflora al norte del plutón de La Maladeta (Unidad de Boí). Toma su nombre del pueblo de Tredos y está constituido principalmente por granodioritas biotíticas con anfíbol, de grano medio-fino con frecuentes enclaves micrograníticos de tamaños centimétricos.

En las observaciones realizadas en el proyecto del IGME para la realización de la hoja MAGNA de Esterri d'Àneu se encuentra que las rocas de facies común de este stock son granodioritas biotíticas con anfíbol, de grano medio (1-4 mm) que en algunos casos presentan orientación deformativa. La biotita forma en algunas muestras cristales con hábitos alargados.

El macizo de Marimanya es un pequeño plutón situado al norte del Macizo de la Maladeta, en la provincia de Lérida y su afloramiento tiene una extensión aproximada de 32 km². Sus afloramientos se distribuyen entre las hojas n.º 149 (Isil) y n.º 181 (Esterri d'Àneu). Intruye en un conjunto metasedimentario epizonal en el que las edades de los materiales fluctúan entre el Cambro-Ordovícico y el Devónico Medio y produce una pequeña aureola de metamorfismo de contacto. Fueras de la zona de esta aureola, los materiales paleozoicos están afectados por el metamorfismo regional varisco en bajo grado, encontrándose en las rocas metapelíticas asociaciones minerales con cuarzo, albita, clorita y moscovita, observándose localmente la presencia de cloritoide.

Según PALAU (1998), las condiciones del metamorfismo de contacto corresponden a presiones del orden de 3 Kb y temperaturas de hasta 650° C.

La intrusión corta al cabalgamiento entre las rocas cambro-ordovícicas y las devónicas y a las esquistosidades precoces (LOSANTOS *et al.*, 1986). Su existencia ya queda reflejada en los mapas geológicos de ZANVLIET (1960) y de KLEINSMIEDE (1970) en los que se le atribuye una composición granodiorítica y no queda reflejada su estructura zonada.

Los materiales del plutón de Marimanya presentan un espectro composicional relativamente amplio y según PALAU (1998) pueden distinguirse cuatro unidades principales que definen una estructura zonada concéntrica. Desde la periferia al núcleo del cuerpo, estas unidades están compuestas por granodioritas biotíticas con anfíbolo accesorio, granodioritas biotíticas, monzogranitos biotíticos y leucogranitos. Las rocas más básicas (cuarzogabros y cuarzodioritas) no participan de esta distribución zonal y constituyen un pequeño cuerpo que tiene unas dimensiones de 1,5 x 1 km, que se localiza en las inmediaciones del extremo meridional del plutón.

Presentan una foliación definida por la orientación de la biotita que tiene buzamientos elevados que en general son paraconcordantes con las directrices de los exocontactos. Esta foliación es interpretada por PALAU (1998) como de origen ígneo.

Los contactos con las rocas encajantes son netos y localmente se encuentran apófisis granodioríticas que penetran en los metasedimentos.

Con respecto a las rocas filonianas, en el entorno del macizo de Marimanya se encuentran numerosos diques que se disponen principalmente según directrices E-O y ESE-ONO y con buzamientos subverticales y que están emplazados en los materiales de las distintas unidades estratigráficas de la zona (desde el Cambro-Ordovícico al Devónico Superior). La mayoría de estos filones tienen composiciones graníticas-granodioríticas y solo en la zona del puerto de La Boaigua se encuentran algunos diques transversales de composiciones más básicas. En general estos materiales están afectados por un grado de alteración considerable.

Este conjunto de rocas filonianas están emplazadas en materiales de edad cambro-ordovícica a devónica superior y en la mayoría de los casos están afectadas en grado variable por las deformaciones hercínicas o alpinas. Con frecuencia son paralelos a las superficies de estratificación pero pueden cortarlas. También son subparalelos a la esquistosidad regional asociada a los pliegues de la fase varisca principal; esta etapa deformativa puede aboudinar e incluso

gneisificar a las rocas filonianas. Así mismo se encuentran algunos diques que cortan a las estructuras de esta fase.

Con respecto a la etapa de emplazamiento del plutón de Marimanya, PALAU (1998) elabora tres errocronas por el método del Rb-Sr en roca total que asignarían a la unidad leucogranítica una edad de 293 ± 13 Ma, 315 ± 6 Ma al conjunto granodiorítico y 315 ± 5 Ma a la unidad básica, con unas relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,71111 \pm 0,00163$, $0,71173 \pm 0,00030$ y $0,70951 \pm 0,00011$ respectivamente. Estas relaciones isotópicas indicarían que el plutón de Marimanya tiene un origen híbrido a partir de magmas derivados del manto y de la corteza continental.

5.1.2. Macizo de La Maladeta

El sector del macizo plutónico de La Maladeta aflorante en la hoja n.º 181 (Esterri d'Àneu) corresponde a la Unidad de Boí y está constituido principalmente por granodioritas y monzogranitos biotítico-anfibólicos, encontrándose en menor proporción granitos biotíticos con cordierita accesoria, cuarzo-gabrodioritas y tonalitas, que constituyen afloramientos de menor entidad.

Este cuerpo plutónico intruye discordantemente en materiales metasedimentarios paleozoicos que están afectados por las fases deformativas principales de la Orogenia Varisca en este sector de la Zona Axial Pirenaica y por un metamorfismo regional de bajo grado asociado a dicha orogenia. Está afectado por deformaciones y recristalizaciones de bajo grado, producidas en tiempos tardívariscos y durante la Orogenia Alpina, que se manifiestan en sistemas de cizallas dúctiles y frágiles y de fracturación, así como en retrogradaciones de las paragénesis ígneas a condiciones de bajo grado (actinolita-epidota-clorita-sericita).

El conjunto metasedimentario encajante comprende materiales cambro-ordovícicos, silúricos, devónicos y carboníferos (pre-Culm). Los contactos de los granitoides con estos materiales son claramente intrusivos y producen sobre los mismos un metamorfismo de contacto que en las zonas mas internas puede alcanzar condiciones de las corneanas piroxénicas. En las zonas próximas a los contactos, los metasedimentos pelíticos o pelítico-arenosos están transformados en corneanas o presentan texturas mosqueadas debido a la neoformación de minerales metamórficos (cordierita o andalucita). Cuando en estas zonas se encuentran rocas carbonatadas o calco-pelíticas, se observa que presentan recristalizaciones de los carbonatos más o menos intensas y neoformaciones de silicatos cárnicos o calcimagnésicos en los niveles más impuros, que se ponen de manifiesto por la presencia de coloraciones verdosas o rosadas. No obstante, en bastantes sectores, los contactos están mecanizados por efecto de las deformaciones alpinas.

En la zona de contacto del cuerpo cuarzodiorítico de Taüll, ya en la hoja de Sort, se observa que existen algunos pequeños filones de rocas intermedias-básicas de grano muy fino que cortan a los metasedimentos arenosos cambro-ordovícicos.

Los materiales plutónicos más abundantes son granodioritas y monzogranitos biotítico-anfibólicos o biotíticos, que pueden encontrarse en facies equigranulares o porfídicas, siendo los trán-sitos entre estas facies de carácter gradual. Aunque en el mapa geológico se han representado

las zonas de predominio de cada una de estas variedades litológicas, es posible encontrar afloramientos de granitoides porfídicos en las zonas cartografiadas como granitoides equigranulares y a la inversa. A grandes rasgos, se puede apreciar que las zonas porfídicas más extensas se encuentran en las zonas internas del macizo.

Otros tipos litológico-estructurales que se encuentran en el Macizo de la Maladeta, son los relacionados con las zonas de fractura. En estas zonas pueden observarse desde variedades cataclásicas a miloníticas dependiendo del tipo de fractura. Así, pueden encontrarse variedades foliadas y genísico-miloníticas en zonas de cabalgamiento como la situada en la Ribera de Llach o en zonas de cizalla como la de Sant Nicolau. En esta última, los monzogranitos y granodioritas presentan texturas gneíscas, de grano medio-grueso con porfiroclastos de feldespato potásico procedentes de la rotura de megacristales de este mineral y con una foliación definida por la biotita, que está muy triturada y cloritizada. En zonas de fractura menos importantes se pueden encontrar granitoides de grano medio a grueso con coloraciones grisáceas azuladas y con foliación mal definida. Estos últimos granitoides pueden formar resaltos morfológicos debido a que presentan una mayor resistencia a la meteorización.

5.1.2.1. Granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbol de grano medio-grueso (9)

La facies equigranular, está constituida esencialmente por granodioritas y monzogranitos biotítico-anfibólicos o biotíticos de grano grueso a medio-grueso (2-6 mm). Estas rocas tienen colores grises claros o blanco-grisáceos, y en ellas, los minerales oscuros están bien individualizados, presentando la biotita con frecuencia secciones hexagonales, y apareciendo el anfíbol como barritas de color negruzco. El contenido en minerales oscuros suele oscilar entre un 12% y un 18%. Localmente pueden observarse variaciones en el tamaño de grano y en el contenido de minerales oscuros pero en general son poco importantes. También pueden encontrarse localmente variedades heterogranulares.

En general es bastante común en estas rocas la presencia de grumos microgranudos de grano fino, con bordes difusos, y de tamaños comprendidos entre 4 y 7 mm, constituidos fundamentalmente por plagioclasa y biotita. Estos grumos microgranudos son también muy comunes en los granitoides porfídicos.

En el camino al refugio de J.M. Blanc y entre el Estany de Ratera y el Port de Ratera de Espot se encuentran buenos afloramientos de los granitoides de esta facies.

En las zonas próximas a los contactos con la facies porfídica, que son de carácter gradual, se encuentran variedades transicionales con megacristales dispersos o de tendencia porfídica, con una proporción variable de megacristales de feldespato potásico.

Desde el punto de vista petrográfico, se trata en general de granodioritas y monzogranitos de grano medio a medio-grueso, equigranulares o algo heterogranulares, pero de granulometría bastante homogénea a nivel de muestra y a la escala del plutón.

Los **minerales principales** son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol, pudiendo este último mineral quedar restringido a proporciones accesorias.

Los **minerales accesorios** más comunes son: apatito, circón, allanita, monacita y minerales opacos.

La **mineralogía secundaria** consta de: clorita, sericita, epidota, prehnita, moscovita, calcita y anfíbol fibroso.

Las **texturas** son hipidiomórficas de grano medio a medio grueso, y en general se observa un marcado cuarteamiento del cuarzo y diversos grados de rotura y deformación mineral, que puede llegar a ser muy intensa, definiéndose en algunos casos estructuras foliadas de carácter dúctil-frágil, e incluso foliaciones miloníticas muy penetrativas y acompañadas de recristalizaciones de bajo grado.

El **cuarzo** forma en general cristales alotriomorfos o intersticiales con extinción ondulante y cuarteamiento o poligonizaciones irregulares. En algunos casos, presenta límites subredondeados o subautomorfos frente al feldespato potásico. Puede contener inclusiones de plagioclasa.

La **plagioclasa** presenta hábitos subidiomorfos y los cristales tienen zonado oscilatorio o continuo y en algunos casos en parches. Tiene maclado polisintético o complejo, y en algunos individuos se observan maclas mecánicas. Con relativa frecuencia tiene bordes albíticos o mermequíticos en los contactos con el feldespato potásico. Puede formar glomérulos en sinneusis o formar grumos policristalinos microgranulados junto con cuarzo y biotita. Es bastante común la sericitización o saussuritización preferencial de los núcleos o de algunas zonas, que puede ser muy intensa y afectar a todo el cristal con la excepción de los bordes ácidos. En algunas ocasiones se encuentran cristales de clinzoisita relativamente gruesos en las zonas alteradas. También puede estar afectada por carbonataciones.

Los cristales de plagioclasa pueden presentar roturas o poligonizaciones irregulares, apreciándose en algunos casos albitización o alteración preferencial a favor de los sistemas de microfracturación.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos o intersticiales que pueden tener hábitos poiquiliticos y presentan pertitas muy finas. Pueden tener maclas de Carlsbad o dominios irregulares con maclación difusa en enrejado. Puede presentar poligonización irregular.

La **biotita** constituye cristales idiomorfos o subidiomorfos de color castaño rojizo o pardo oliváceo, y a veces forma pequeños grupos policristalinos de individuos menos idiomorfos. Puede contener inclusiones de apatito, opacos y circón, siendo estas últimas relativamente escasas; también puede incluir pequeños cristales de cuarzo. Puede estar intercresida con anfíbol o formar parches de sustitución sobre este mineral, y a veces se encuentran restos de anfíbol en el interior de algunos cristales de biotita.

Con frecuencia puede presentar deformaciones, kinkamientos o poligonizaciones irregulares, encontrándose a menudo exfoliaciones de gránulos muy pequeños de opacos y/o titanita en las zonas de rotura o en los bordes de los cristales deformados.

Puede estar muy cloritizada, encontrándose como subproductos de esta alteración: prehnita, epidota, titanita, opacos, feldespato potásico y cuarzo, que pueden aparecer como inclusiones dispersas o formando lentejones interfoliares.

El **anfíbol** forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos que con frecuencia están muy poligonizados y transformados a un mosaico granoblástico de cristales de color verde pálido. Tiene color verdoso a verde-oliváceo y no es raro que presente zonación irregular. Puede tener maclas polisintéticas. También puede encontrarse como pequeñas inclusiones en algunos cristales de plagioclasa o formar agregados microgranudos junto con este mineral. Puede contener pequeñas inclusiones de circón con halos pleocroicos, así como tener parches irregulares de sustitución por biotita o formar intercrecimientos con esta mica. Puede contener inclusiones de plagioclasa, y en algún caso se han encontrado posibles restos de clinopiroxeno.

Con relativa frecuencia se observa que algunos anfíboles proceden de la transformación de otro anfíbol o de minerales ferromagnesianos previos.

Ocasionalmente se encuentran intercrecimientos de anfíbol con cuarzo y con feldespato potásico.

El **apatito** se encuentra principalmente como prismas finos y de pequeño tamaño, incluidos en la biotita, que pueden presentar una distribución zonal. A veces estos cristales están huecos. También se encuentra en menor proporción incluido en la plagioclasa, en el feldespato potásico y en el anfíbol.

El **circón** es relativamente escaso y se encuentra como pequeños cristales idiomorfos que suelen estar incluidos en la biotita. También puede estar incluido en la plagioclasa, aunque con menor frecuencia. Puede presentar aspecto sucio por alteración.

Los **minerales opacos** primarios se encuentran como pequeños cristales alotriomorfos o subidiomorfos, generalmente incluidos en la biotita. En algunos casos presentan hábitos de tendencia esquelética.

La **allanita** es relativamente frecuente y forma cristales idiomorfos de color marrón que pueden estar zonados. Puede estar incluida en el cuarzo y en el feldespato potásico y con frecuencia presenta bordes metamíticos. Puede contener inclusiones de apatito, circón y ocasionalmente de plagioclasa.

La **monacita** es escasa y puede encontrarse pequeños gránulos alotriomorfos o subredondeados, que pueden estar incluidos en biotita, plagioclasa o feldespato potásico.

Los minerales secundarios se encuentran principalmente asociados a los procesos de alteración de la biotita y la plagioclasa. Estas alteraciones se deben en buena parte a transformaciones de bajo grado relacionadas con los procesos tectono-metamórficos alpinos.

5.1.2.2. Granodioritas y monzogranitos biotíticos con anfíbol de grano medio grueso con megacristales (10)

Los granitoides de la facies porfídica se caracterizan por la presencia de megacristales de feldespato potásico, cuyos tamaños suelen variar entre 1 y 3 cm y tienen una matriz de grano medio grueso (1 a 6 mm). Estas granodioritas y monzogranitos, prescindiendo del carácter porfídico tienen un aspecto muy similar al de las variedades equigranulares.

Los megacristales tienen en general hábitos equidimensionales y sus bordes están engranados con los componentes de la matriz. El porfidismo presenta una densidad variable, con distancias entre los megacristales que varían entre 4 y 10 cm o en ocasiones mayores. Localmente, los megacristales pueden presentar orientaciones debido a flujo magmático. En algunos casos, los megacristales de mayor tamaño contienen inclusiones de biotita con disposición zonal.

Afloramientos representativos de esta facies porfídica se encuentran en la travesía entre el Estany Llong y el Estany Dellui y en la zona del Estany de Cavallers.

Los enclaves microgranudos de composición tonalítica son muy comunes, tanto en los granitoides equigranulares como en los porfídicos. Tienen secciones elípticas o subredondeadas y colores grises oscuros o negruzcos y sus dimensiones más comunes oscilan entre 3 y 30 cm, aunque pueden ocasionalmente alcanzar tamaños mayores (hasta 1 m).

Los enclaves de metasedimentos son en general muy escasos y suelen ser pequeños y de formas angulosas y en general son más comunes en las zonas próximas a los contactos, como en el caso del contacto oriental, en el área atravesada por el camino al refugio de J.M. Blanc.

A nivel de afloramiento, es frecuente la presencia de fisuras que pueden formar sistemas reticulados complejos que suelen constituir resaltes debido a su mayor resistencia a la meteorización. Estos sistemas de fisuración están relacionados con las deformaciones alpinas, y a favor de ellos se producen alteraciones hidrotermales y recristalizaciones de bajo grado que son las que confieren una mayor resistencia a la erosión y a la meteorización. Estos sistemas reticulados se definen tanto en los granitoides porfídicos como en los equigranulares.

En relación con algunas zonas de fractura, se encuentran facies de granitoides de color azulado-verdoso en corte fresco debido a procesos de epidotización. En estas facies, las biotitas adquieren tintes dorados.

Las granodioritas y monzogranitos que constituyen esta facies son muy similares desde el punto de vista composicional y mineralógico a las rocas de la facies equigranular, de las que solo se diferencian por la presencia de megacristales de feldespato potásico en proporciones variables.

La **mineralogía principal** consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, con cantidades subordinadas de anfíbolo que puede estar restringido a proporciones accesorias.

Como **minerales accesorios** más comunes se encuentran: apatito, allanita, circón y opacos.

Los **minerales secundarios** son: clorita, sericitita, epidota, clinozoisita, prehnita, titanita y calcita.

Las **texturas** son hipidiomórficas porfídicas, de grano medio grueso, con porfidismo debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico.

Al igual que las rocas de la facies común, estos materiales están variablemente afectados por las deformaciones tardihercínicas y alpinas, presentando diversa intensidad de deformación frágil y llegándose a definir estructuras porfidoclásticas foliadas e incluso gneíscas miloníticas en algunas de las bandas de deformación alpina más importantes.

Con respecto a las características de la mayoría de los componentes minerales, estas son muy similares a las que presentan en la facies equigranular, por lo que solo se referirán aquellos aspectos que son más característicos de los granitoídes porfídicos.

En esta facies, el **feldespato potásico** puede formar cristales intersticiales y poiquilíticos o megacristales subidiomorfos que contienen abundantes inclusiones de plagioclasa, biotita, cuarzo y anfíbolo. Los cristales son finamente pertíticos y pueden tener maclas de Carlsbad; en ocasiones pueden tener pertitas de tipo *patch*. Con relativa frecuencia se encuentran alineaciones de gránulos de albita en los contactos entre distintos cristales de feldespato potásico.

En las rocas más deformadas pueden encontrarse albitizaciones a favor de sistemas de fisuras en los cristales de feldespato potásico; algunas de estas fisuras pueden estar llenas por cuarzo, albita y epidota. En estas rocas más deformadas es más frecuente el encontrar en el feldespato potásico, dominios difusos con maclas en enrejado, así como poligonizaciones irregulares y maclas mecánicas.

El resto de los minerales, como ya se ha indicado, presentan unas características ópticas, morfológicas y texturales, análogas a los de las rocas de facies equigranular, siendo también completamente similares los efectos de la deformación y alteraciones que les afectan.

5.1.2.3. *Granitos biotíticos ± Ms ± Cd de grano medio de Travessani-Estany Gerber y Arties (11)*

Los granitos y leucogranitos constituyen cuerpos de menor entidad, de los que el más importante se extiende entre el circo del Estany de Malavesina (al E del refugio de Besiberri), hasta la zona de Colomers. El contacto meridional de este afloramiento granítico con los granitoídes porfídicos y equigranulares de las facies principales del Macizo de la Maladeta, es a favor de una fractura en la que se genera una banda milonítica decimétrico-métrica que tiene una dirección E-W y un buzamiento 72°N, con una lineación N-75°-E 32°E. En esta banda se produce una gneisificación de los granitos y las granodioritas, que adquieren un aspecto de *micro augen*.

El contacto septentrional de este cuerpo granítico es más difuso, observándose localmente enclaves simplutónicos de las granodioritas en los leucogranitos. También se encuentran contactos irregulares y difusos en el contacto al SE (≈ 1 km) del port de Caldes. Por el contrario, en la zona del Estany de Travessani, el contacto está mecanizado. En otros casos, los contactos con los monzogranitos y las granodioritas son intrusivos y netos, pero a escala centimétrica son de carácter difuso.

Los afloramientos de estos granitos y leucogranitos se asocian a morfologías alomadas y sus superficies son más lisas que las de las granodioritas y leucogranitos de la facies común.

Aunque son menos frecuentes, en algunos afloramientos de estos granitos y leucogranitos se encuentran resaltes erosivos asociados sistemas reticulados de fracturación.

Desde el punto de vista macroscópico son unos granitos bastante homogéneos, de color blanquecino grisáceo a gris claro azulado en fresco, de grano fino a medio, algo heterogéneos a la

escala de muestra de mano pero muy homogéneos a nivel de afloramiento. En algún afloramiento, estos granitos presentan una coloración grisácea algo más oscura debido a que la biotita se encuentra en proporciones similares pero en cristales de menor tamaño.

Generalmente, estos granitos son biotíticos, aunque pueden encontrarse proporciones subordinadas de moscovita, y en algunos casos se observan en ellos grumos de color verdoso que corresponden a cordieritas alteradas. Su tamaño de grano varía entre 1 y 3 mm, y la biotita forma cristales laminares finos de tamaño heterogéneo. Ocasionalmente el cuarzo puede formar algunos cristales subredondeados más gruesos que el resto de los minerales y parte del feldespato potásico puede encontrarse como fenocristales dispersos cuyos tamaños pueden alcanzar hasta 1 cm. También en algunos casos, como en los afloramientos del Estany Gerber, la biotita puede formar placas muy finas y de mayor tamaño que el resto de los minerales.

En general, tienen aspecto sacaroide y los contenidos en biotita no superan el 6 o 7%. En algunos casos se encuentran pequeños nódulos irregulares o grupos de cristales de turmalina que pueden alcanzar tamaños de hasta 5 cm. También en ocasiones la turmalina puede formar crecimientos irregulares intersticiales en los granitos de la zona de Colomers.

En estos granitos se encuentran con relativa frecuencia pequeños microenclaves o agregados policristalinos micáceos de tamaños inferiores a 1,5 cm, que son algo más frecuentes en los granitos de la zona occidental. Con carácter ocasional puede encontrarse algún pequeño enclave microgranulado (al N de la presa de Cavallers) o microenclaves foliados de rocas metamórficas.

Estos granitos y leucogranitos pueden estar cortados por pequeños filones y venas de aplitas y en ellos pueden encontrarse algunas segregaciones y venas de pegmatitas con turmalina, aunque son bastante escasas.

Los granitoides representativos de esta facies presentan un aspecto bastante homogéneo a la escala de afloramiento, apreciándose únicamente pequeñas variaciones en el tamaño de grano.

Los **minerales principales** de estos granitos son: cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita, en proporciones muy subordinadas o accesoria.

Los **minerales accesorios** son: opacos, circón, apatito, cordierita (alterada), turmalina y fluorita. Con carácter ocasional, se ha encontrado sillimanita xenocristalina.

Entre los **minerales secundarios** se encuentran: clorita, sericita, epidota, clinozoisita, titanita, opacos, prehnita, feldespato potásico y calcita.

Las **texturas** más comunes son hipidiomórficas equigranulares o algo heterogranulares, de grano medio-fino. Es relativamente frecuente la presencia de estructuras deformativas frágiles que se manifiestan como roturas y flexiones de algunos minerales. Esta deformación puede ser bastante intensa en algunas zonas, apreciándose estructuraciones direccionales más o menos penetrativas, e incluso fábricas foliadas de carácter milonítico.

El **cuarzo** forma cristales alotriomorfos equidimensionales y heterométricos que en general presentan extinción ondulante o irregular y cuarteamiento variable, con límites irregulares entre los

subgranos. Puede tener límites idiomorfos frente al feldespato potásico y algunos cristales alcanzan tamaños superiores a los del resto de los componentes minerales, llegando prácticamente a adquirir la categoría de fenocristales; estos fenocristales pueden tener hábitos subredondeados y golfos de corrosión. Puede contener inclusiones de plagioclasa y biotita. También se encuentra en forma de pequeñas inclusiones poiquilíticas o simplectitoides en algunos cristales de feldespato potásico.

La **plagioclasa** tiene hábitos que varían entre idiomorfos y alotriomorfos y los cristales son de tamaños bastante variables. Presenta maclado polisintético y complejo y puede tener zonación oscilatoria tenué o continua, estando los núcleos bastante alterados en algunos casos. Puede constituir glomérulos en sinneusis. En general están afectadas por sericitizaciones que suelen ser bastante más débiles en las zonas externas y en los bordes de los cristales. En los núcleos de algunos cristales se observan moscovitizaciones y epidotizaciones que pueden alcanzar un grado de cristalinidad considerable.

En algunos casos pueden desarrollar bordes ácidos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico y también puede formar parches de sustitución sobre la plagioclasa. También en algunos de estos granitos pueden aparecer intercrecimientos simplectitoides y micrográficos de la plagioclasa con el cuarzo y el feldespato potásico.

Ocasionalmente pueden encontrarse cristales de plagioclasa de mayor tamaño y con zonación más marcada que tienen carácter fenocristalino. También en algunos de estos granitos se encuentran abundantes cristales de plagioclasa de pequeño tamaño y subautomorfos, con núcleos bastante alterados y zonados oscilatorios geométricos..

En las rocas más afectadas por la deformación, se pueden observar cuarteamientos irregulares, maclados mecánicos y flexiones de maclas, con importante alteración a favor de los sistemas de fisuración.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos que pueden tener hábitos intersticiales o poiquilíticos. En algunos casos pueden encontrarse fenocristales de feldespato con abundantes inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y en menor proporción de cuarzo. En general es débilmente pertítico y tiene poca tendencia al maclado, que suele ser de Carlsbad, aunque también hay dominios irregulares con maclas en enrejado. En algunos casos se observan pertitas en parches de sustitución.

En algunos casos, puede formar intercrecimientos micrográficos o simplectitoides con cuarzo y plagioclasa ácida.

En los límites entre cristales de feldespato potásico se encuentran con frecuencia alineaciones de pequeños gránulos de albita.

Con relativa frecuencia, los cristales de feldespato están afectados por roturas y proto-poligonizaciones, apreciándose sericitizaciones, moscovitizaciones y carbonataciones, a favor de los sistemas de fisuración. También se encuentran escasas proporciones de feldespato potásico secundario asociadas a la cloritización de la biotita, en la que pueden formar lentejones interfoliares.

La **biotita** forma con frecuencia cristales laminares finos con hábitos subidiomorfos o alotriomorfos y tamaños muy variables, que pueden constituir pequeños grupos policristalinos. Tiene colores castaño-rojizos en fresco, pero en general está bastante cloritizada. Puede contener pequeñas inclusiones de apatito, circón y opacos, aunque en general son bastante escasas. Los bordes de los cristales pueden estar engranados con el resto de los componentes minerales.

Los cristales de biotita están con mucha frecuencia afectados por cloritizaciones totales o parciales y presentan un aspecto sucio, debido a la presencia de abundantes inclusiones de prehnita, opacos, titanita, epidota y feldespato potásico que se generan en los procesos de alteración. También está afectada por moscovitzaciones irregulares o interfoliares. Algunos cristales de biotita pueden presentar bordes simplectitoides o corroidos en contacto con el feldespato potásico.

La biotita puede estar bastante deformada, presentando flexiones, kinkamientos o poligonizaciones, y a veces constituyen agregados policristalinos lenticulares.

La **moscovita** se encuentra en general en proporciones muy subordinadas a las de la biotita y suele formar placas irregulares heterométricas que con relativa frecuencia son de crecimiento tardí o post-magnético. Es bastante común encontrarla como crecimientos de sustitución sobre plagioclasa, feldespato potásico y en menor proporción sobre biotita. A veces forma crecimientos reticulares a favor de los sistemas de fracturación del feldespato potásico. Puede estar flexionada y triturada. También se encuentran algunas placas de moscovita de posible origen primario intercrecidas con biotita.

En algunos casos, los cristales de moscovita presentan bordes irregulares o simplectitoides en los contactos con la plagioclasa.

La moscovita puede también formar agregados policristalinos escamosos junto con biotita que proceden de la alteración de cordierita.

Los cristales de moscovita pueden estar flexionados y triturados.

La **cordierita** nunca se encuentra fresca y aparece en general sustituida por agregados policristalinos de clorita y moscovita que pseudomorfizan a pequeños cristales idiomorfos o subidiomorfos de este mineral. También puede estar sustituida por productos secundarios micáceos de grano muy fino. Puede contener inclusiones de circón y de apatito.

El **circón** se encuentra como pequeños cristales idiomorfos que pueden estar incluidos en biotita, en plagioclasa o encontrarse dispersos. También puede constituir inclusiones en la cordierita.

Cuando está incluido en biotita o en cordierita alterada, está rodeado por halos pleocroicos negruzcos, y cuando las biotitas están muy alteradas, la alteración puede también afectar al circón.

El **apatito** forma pequeños cristales prismáticos que suelen estar incluidos en la biotita o en la plagioclasa. Puede estar algo alterado y enturbiado, y segmentado y roto por efecto de la deformación.

Los **minerales opacos** de aspecto primario son escasos y en general suelen encontrarse incluidos en la biotita y con frecuencia tienen los bordes transformados en titanita. Suelen tener hábitos alotriomorfos. Ocasionalmente pueden estar incluidos en el feldespato potásico.

La **turmalina** aparece como cristales alotriomorfos intersticiales de color melado o verdoso-amarillento pálido. También se encuentra sustituyendo parcialmente a la biotita o infiltrada en grietas de los feldespatos.

5.1.2.4. *Tonalitas biotíticas de grano medio de Serrader y Gemenà (8)*

En el Estany de Serrader se encuentran rocas tonalíticas de grano medio (0,5 a 3 mm) con algunos fenocristales de plagioclasa que pueden alcanzar tamaños de unos 5 mm y que tienen color gris con tintes azulados. Estas tonalitas presentan contactos difusos con las granodioritas y monzogranitos de la facies común, y localmente pueden estar afectadas por foliaciones de carácter frágil relacionadas con la deformación alpina.

Se trata de unos granitoides equigranulares de grano medio, cuyas composiciones varían entre granodioritas y tonalitas dependiendo de la cantidad de feldespato potásico.

La **mineralogía principal** consta de: cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico en proporciones variables pero generalmente subordinadas a las de la plagioclasa. Como **minerales accesorios** se encuentran: apatito, circón, opacos y posiblemente cordierita. Entre los **minerales secundarios** aparecen: clorita, sericita, epidota, clinozoisita, titanita, opacos y feldespato potásico.

Las **texturas** son hipidiomórficas equigranulares o algo heterogranulares y pueden tener estructuraciones deformativas relativamente intensas (cataclasis y foliación frágil-dúctil). En algunos casos puede observarse una cierta tendencia porfídica definida por la presencia de cristales de cuarzo y de plagioclasa de mayor tamaño que el resto de los minerales.

El **cuarzo** forma cristales alotriomorfos o intersticiales y puede contener inclusiones de biotita y de plagioclasa. En general presenta cuarteamiento grosero o poligonización irregular y extinción ondulante.

La **plagioclasa** se encuentra como cristales idiomorfos o subidiomorfos zonados, y en general bastante alterados. Presenta maclado polisintético, y la zonación puede ser continua u oscilatoria débil y en algún caso, los núcleos están parcialmente corroídos. Puede formar algunos glo-mérulos en sinneusis. Puede presentar cuarteamientos y flexiones de maclas.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos, a veces poiquiliticos, que en algún caso pueden alcanzar mayor tamaño que el resto de los componentes principales. En general es débilmente pertítico. Puede tener maclas de Carlsbad o dominios cristalinos con maclas en enrejado, variablemente definidas. Puede contener inclusiones de cuarzo con formas subredondeadas o subidiomorfas. Algunos cristales pueden presentar una zonación tenué, con núcleos algo más pertíticos que los bordes. También forma cristales intersticiales que pueden constituir infiltraciones en grietas de otros minerales. Puede presentar cuarteamientos irregulares y maclado mecánico. En algunos casos forma parches y sustituciones irregulares sobre las plagioclasas.

La **biotita** forma cristales algo subidiomorfos o alotriomorfos, en general finos, que con frecuencia tienen bordes irregulares y engranados con el resto de los minerales. Es de color castaño rojizo y puede contener inclusiones de circón, apatito y opacos, que en general son escasas. Puede estar bastante cloritizada y con abundantes inclusiones secundarias de prehnita, titanita y opacos. Puede estar afectada por la deformación, encontrándose individuos ahusados, microplegados o con kinkamientos. También puede formar grupos policristalinos de escasos individuos.

En algunas muestras se encuentran minerales completamente cloritizados o sustituidos por agregados de clorita y moscovita, que por su hábito podrían corresponder a **cordieritas** alteradas.

El **circón** puede encontrarse como pequeños cristales idiomorfos incluidos en la biotita. Es escaso.

El **apatito** forma con frecuencia prismas muy alargados y de tamaño variable, que pueden estar incluidos en biotita o en feldespato potásico.

Los **minerales opacos** primarios son escasos y pueden encontrarse como cristales alotriomorfos-intersticiales o asociados a grupos policristalinos de biotita.

5.1.2.5. Gabrodioritas y cuarzodioritas de Taüll (7)

Los afloramientos de rocas básicas e intermedias en el macizo de la Maladeta son de pequeñas dimensiones, y el de mayor entidad se localiza en el extremo meridional del macizo, al O y SO del Estany del Pesso (Stock de Taüll), encontrándose buena parte de sus afloramientos en la hoja de Sort. Estas rocas intruyen en los metasedimentos cambro-ordovícicos y sus contactos con los granitos no se han podido observar directamente debido a los recubrimientos por depósitos cuaternarios, pero deben ser de carácter bastante neto y sin desarrollo de zonas de mezcla importantes y extensas.

Estas rocas cuarzo-gabrodioríticas presentan colores grises verdosos relativamente claros y su tamaño de grano suele ser fino a fino medio (< 2 mm). Son en general equigranulares y de carácter homogéneo, aunque en algunos afloramientos (Hoja de Sort) se observa la presencia de pequeños fenocristales de minerales ferromagnesianos de color verde oscuro y ocasionalmente pueden apreciarse bandeados difusos debido a variaciones en la proporción de minerales magníficos. En los afloramientos, presentan partición en bloques paralelepípedicos pequeños con aristas agudas, y en algunos casos se observa que tienen un esquistosamiento de fractura con espacio irregular, asociado a zonas de deformación alpinas.

Se trata en general de rocas de grano fino, equigranulares, cuya composición varía entre tonalitas y cuarzo-gabrodioritas. Su **mineralogía principal** consta de: plagioclasa, biotita, y anfíbol, encontrándose según los casos piroxenos, cuarzo y feldespato potásico que tienen una abundancia bastante variable y que pueden quedar relegados a proporciones accesorias o no aparecer. Como **minerales accesorios** se encuentran: apatito, opacos, circón, allanita y titanita. Los **minerales secundarios** más comunes son: sericita, clorita, epidota, opacos, feldespato potásico, prehnita, titanita y anfíbol fibroso.

Las **texturas** más comunes son las hipidiomórficas, algo heterogranulares, y en algunos casos se aprecia una ligera tendencia porfídica. Están variablemente afectadas por la deformación.

La **plagioclasa** forma cristales con hábitos idiomorfos con maclado polisintético y complejo, y con zonados concéntricos oscilatorios, continuos o en parches, encontrándose en general los núcleos bastante alterados y pudiendo encontrarse bordes y zonas externas ácidas menos alteradas. Los tamaños de estos cristales son bastante variables, pudiendo en algunos casos constituir fenocristales. Pueden formar agregados en sinneusis. Puede contener inclusiones de anfíbol y apatito. Está afectada por saussuritzaciones o sericitizaciones y puede tener parches de sustitución por feldespato potásico. En algunos casos se aprecian poligonizaciones de los cristales de plagioclasa, que se encuentran asociadas a albitizaciones y neoformaciones de clinzozoisita.

La **biotita** aparece como cristales idiomorfos, subidiomorfos o alotriomorfos, de tamaño heterogéneo y de color castaño rojizo. Puede contener inclusiones de plagioclasa, anfíbol, apatito y opacos. En general está bastante clorizada y presenta un aspecto sucio debido a la abundancia de inclusiones de productos secundarios (opacos, epidota, titanita y prehnita). Puede formar agregados policristalinos junto con el anfíbol, parches sobre el anfíbol y también constituye parches de sustitución sobre este mineral. Puede estar afectada por roturas y flexiones y en las zonas de rotura se encuentran abundantes gránulos de pequeño tamaño de titanita y opacos. Con frecuencia contiene inclusiones de minerales opacos de tamaños relativamente gruesos y con hábitos alotriomorfos.

El **anfíbol** forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos de color verdoso o verde-marrón, o pequeños agregados policristalinos. Estos cristales pueden estar maclados y pueden contener inclusiones de plagioclasa. En el núcleo de algunos cristales de anfíbol verde se encuentran agregados escamosos de anfíboles de color más pálido que proceden de la transformación de piroxenos. Puede contener en algunos casos inclusiones de biotita y también forma intercrecimientos con este mineral o en algunos casos estar incluido en el. También puede estar sustituido por biotita. Puede contener inclusiones de círcón.

También se encuentra anfíbol fibroso incoloro o de color verde pálido, que forma crecimientos secundarios sobre piroxenos u otros anfíboles.

El **clinopiroxeno** es escaso y se encuentra en algunos casos como cristales subidiomorfos-idiomorfos, incoloros y parcialmente anfibolitzados. También puede encontrarse con relativa frecuencia como inclusiones en los anfíboles, estando con frecuencia en estos casos bastante alterado. Pueden encontrarse en ocasiones cristales alotriomorfos de mayor tamaño y de color pardo grisáceos, maclados.

El **ortopiroxeno** puede formar cristales subidiomorfos que están parcialmente sustituidos por anfíbol incoloro. También puede encontrarse como inclusiones muy transformadas en algunos anfíboles. En algún caso forma fenocristales idiomorfos o subidiomorfos que están sustituidos marginalmente por anfíbol. Puede contener inclusiones de opacos y ocasionalmente forma algunos pequeños agregados policristalinos.

El **cuarzo** se encuentra en proporciones muy variables y con frecuencia forma cristales alotriomorfos que pueden tener hábitos intersticiales o poiquiliticos. Tiene extinción ondulante o irregular.

Ocasionalmente forma intercrecimientos con biotita o crecimientos simpleteítoides con feldespato potásico y plagioclasa ácida. Puede contener inclusiones poiquiliticas de plagioclasa.

El **feldespato potásico** es escaso y forma cristales alotriomorfos intersticiales, escasamente pertíticos. Puede formar parches de sustitución sobre la plagioclasa. En algunos cristales se encuentran dominios con maclado en enrejado difuso. En algunas muestras puede formar crecimientos micrográficos o simpleteítoides con cuarzo y con plagioclasa ácida. También se encuentra feldespato potásico de origen secundario, asociado a la cloritización de la biotita.

El **circón** es relativamente escaso y forma algunos cristales idiomorfos, relativamente gruesos, que pueden estar incluidos en plagioclasa, anfíbol o cuarzo. También se encuentra como cristales menores dispersos.

El **apatito** forma cristales prismáticos idiomorfos, que pueden estar incluidos en plagioclasa, biotita o anfíbol. En general son de tamaños pequeños pero bastante variables. También puede formar cristales aciculares.

Los **minerales opacos** se encuentran con relativa frecuencia como inclusiones alotromorfas de pequeño tamaño en la biotita. También pueden estar incluidos en los piroxenos.

La **allanita** se encuentra solamente en algunas rocas de este grupo, y puede aparecer como cristales idiomorfos de color pardo que suelen estar asociados a la biotita o incluidos en ella. Sus zonas externas se encuentran alteradas e isotropizadas.

La **titanita** se encuentra en algunos casos en forma de coronas en torno a los minerales opacos incluidos en la biotita o como gránulos alotriomorfos también incluidos en biotita. La titanita de origen primario es escasa.

5.1.3. Macizo de Arties

Se trata de un stock constituido por granitos y leucogranitos biotíticos cuyas características macroscópicas, petrográficas y composicionales son muy parecidas a las de los granitoides de la facies Travesani-Estany Gerber, denominados Granitos biotíticos \pm Ms \pm Cd de grano medio (11) del Macizo de la Maladeta.

La **mineralogía principal** está constituida por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, pudiendo estar este último mineral restringido a proporciones accesorias. Como minerales accesorios se encuentran: apatito, circón monacita, opacos y ocasionalmente cordierita. Los minerales secundarios son: clorita, sericita, prehnita, epidota, rutilo, titanita, opacos y calcita.

Las **texturas** más comunes son las granudas de grano medio, hipidiomórficas heterogranaulares, con distintos grados de cataclasis o de deformación frágil-dúctil, llegando a definirse con carácter local, en algunas bandas de fractura, foliaciones irregulares heterogéneas.

El **cuarzo** forma en general cristales alotriomorfos cuarteados con extinción ondulante irregular. También puede constituir algún fenocristal redondeado o inclusiones subidiomorfas o subredondeadas en el feldespato potásico. Los límites entre los subgranos pueden ser suturados.

La **plagioclasa** se encuentra como cristales subidiomorfos de tamaño bastante variable que pueden tener zonados concéntricos oscilatorios. Tiene maclado polisintético y complejo y puede de formar glomérulos policristalinos. Puede contener inclusiones de biotita y apatito. Con frecuencia se encuentran pequeños cristales de plagioclasa incluidos en el feldespato potásico y en el cuarzo. Suele presentar bordes ácidos o mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Puede estar muy saussuritzada en algunas muestras.

El **feldespato potásico** tiene hábitos alotriomorfos y los cristales son de tamaño muy variable. Es micropertítico y presenta maclas en enrejado variablemente definidas y maclas de Carlsbad. Con frecuencia tiene tendencia poiquilitica. En algunos casos puede estar afectado por albitizaciones en parches o por crecimientos reticulares de moscovita de sustitución. En algunos granitos más deformados puede presentar poligonizaciones irregulares y maclas mecánicas.

La **biotita** forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos de color rojizo-castaño. En ocasiones constituye láminas finas con secciones muy alargadas. Suele estar bastante alterada y transformada a clorita, pudiendo encontrarse en el interior de los cristales inclusiones de minerales opacos, prehnita y epidota. También en algunas biotitas alteradas se encuentran parches de corrosión de albita y sustituciones por moscovita. Puede contener inclusiones de circón, apatito, opacos y prismas finos de apatito. En algunos granitos más deformados puede estar flexionada y triturada.

Ocasionalmente se encuentran algunos pequeños cristales de **cordierita**, totalmente sustituidos por moscovita y clorita. Pueden estar incluidos en feldespato potásico o en plagioclasa.

La **moscovita** es de crecimiento postmagmático o secundario, y puede formar blastos irregulares sobre el feldespato potásico, la plagioclasa o la biotita. También se encuentra en pequeñas proporciones sustituyendón a la cordierita.

En estos granitos pueden encontrarse algunos microenclaves micáceos constituidos por agregados de biotita con algo de moscovita.

En algunas zonas de fracturación intensa, los granitos están afectados parcialmente por episiotitizaciones, con albitización intensa del feldespato potásico, pérdida de cuarzo y cloritización total de la biotita, con formación de abundantes opacos.

5.1.4. Stock de Tredos

Es un pequeño stock de forma subcircular que aflora al norte del plutón de La Maladeta (Unidad de Boí), en la Zona Axial Pirenaica. Toma su nombre del pueblo de Tredos y está constituido principalmente por granodioritas bióticas con anfíbol, de grano medio (9), de tamaño de grano entre 1 y 4 mm, que en algunos casos presentan orientación deformativa. La biotita forma en algunas muestras cristales con hábitos alargados.

En estos granitoides es bastante frecuente la presencia de enclaves microgranudos de tamaños centimétricos. Estas rocas son bastante similares a algunos tipos de la facies común del plutón de La Maladeta y tienen una **mineralogía principal** compuesta por: cuarzo, plagioclasa,

feldespato potásico y biotita. La **mineralogía accesoria** consta de: apatito, circón, monacita, opacos y allanita. Como **minerales secundarios** se encuentran: clorita, sericita, moscovita, clinozoisita, epidota, prehnita, titanita, rutilo, feldespato potásico y calcita.

Las **texturas** de estas rocas son hipidiomórficas de grano medio con deformación frágil a frágil dúctil según los casos.

El **cuarzo** forma cristales alotriomorfos que pueden presentar límites idiomorfos frente al feldespato potásico. Tiene cuartamiento irregular y extinción ondulante y los límites entre los subgranos suelen ser irregulares o suturados. Puede encontrarse como infiltraciones reticulares en plagioclasas agrietadas.

La **plagioclasa** forma cristales idiomorfos o subidiomorfos con zonación oscilatoria o en parches y con maclado polisintético y complejo. Está afectada por saussuritzaciones y epidotizaciones que pueden ser zonales o irregulares y por parches irregulares de potasificación. Pueden presentar roturas, maclados mecánicos, flexión de maclas y albitizaciones difusas a favor de fisuras.

El **feldespato potásico** se encuentra como cristales intersticiales y poiquiliticos, con escasa tendencia al maclado, poco pertíticos. Puede formar parches o infiltraciones en la plagioclasa.

La **biotita** tiene hábitos idiomorfos a subidiomorfos, es de color castaño y está variablemente afectada por la deformación y por cloritzaciones. Puede contener inclusiones de apatito, circón, monacita y plagioclasa.

El **circón** se encuentra como cristales idiomorfos o en algunos casos subredondeados en la biotita, en la que produce halos pleocroicos negruzcos.

En las zonas observables del contacto oriental, se encuentran granitoides de grano medio con fuerte cataclasis direccional y cloritzación de la biotita que incluyen mesoenclaves de metasedimentos corneanizados y granitoides biotíticos de grano medio y heterogranulares con heterogeneidades más ácidas en las que se observa cierta tendencia de la biotita a formar plaquitas finas de tipo "ala de mosca". También se encuentran diques graníticos que cortan discordantemente a las corneanas. Puede contener algunos microxenolitos metamórficos.

La **mineralogía principal** de estos granitoides consta de: cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Los **minerales accesorios** son: apatito, circón, opacos, titanita y monacita. Los **minerales secundarios** son: clorita, sericita, moscovita, feldespato potásico, titanita, rutilo y opacos.

Las **texturas** de estas rocas son hipidiomórficas heterogranulares de grano medio y con deformación frágil-dúctil.

El **cuarzo** forma cristales alotriomorfos intersticiales con extinción irregular. Puede tener límites idiomorfos con el feldespato potásico.

La **plagioclasa** se encuentra como cristales idiomorfos de tamaño seriado con zonación continua u oscilatoria difusa. Con frecuencia tiene núcleos muy saussuritzados y bordes limpios finos.

El **feldespato potásico** es escaso y forma cristales intersticiales sin maclar y poco pertíticos.

La **biotita** forma cristales idiomorfos o subidiomorfos de color castaño y con inclusiones de apatito circón y opacos. Con frecuencia está muy cloritizada. Puede estar crenulada, kinkada o protopoligonizada.

El **apatito** es muy idiomorfo y se encuentran algunas inclusiones relativamente gruesas en la biotita.

Hay algunos **circones** muy idiomorfos incluidos en plagioclasa y también se encuentran algunos cristales redondeados.

Se encuentra alguna inclusión subidiomorfa de **monacita** en feldespato potásico.

5.1.5. Granitoides de Barruera

Los materiales graníticos del Macizo de Barruera aflorantes en la Hoja de Esterri d'Àneu, están constituidos por Granodioritas y Monzogranitos biotíticos con anfíbolo (9) similares a las ya descritas en el Macizo de La Maladeta. Presentan en general texturas inequigranulares hipidiomórficas de grano medio-fino, con tendencia porfídica.

La **mineralogía principal** consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los **minerales accesorios** son: anfíbolo marrón, apatito, circón, allanita, titanita y opacos. Como **minerales secundarios** se encuentran: clorita, sericitita, moscovita, calcita, clinzoisita, opacos y epidota.

Las **texturas** son hipidiomórficas porfídicas inequigranulares, con fenocristales pequeños de cuarzo, plagioclasa y biotita, que destacan en una mesostasis más fina.

El **cuarzo** forma fenocristales subredondeados o subidiomorfos, algo cuarteados y con extinción ondulante. Puede incluir pequeños cristales de plagioclasa.

La **plagioclasa** presenta hábitos subidiomorfos-idiomorfos y los cristales tienen zonados oscilatorios muy patentes y bordes ácidos finos. Tiene maclado polisintético complejo y puede formar glomérulos en sinneusis. Puede estar afectada por saussuritzaciones, epidotizaciones y moscovitzaciones, y en algunos casos está parcialmente sustituida por feldespato potásico.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos o intersticiales con pertitas irregulares, finas y cortas o en parches. Puede tener maclas de carlsbad o dominios con maclas en enrejado. Está afectado por moscovitzaciones irregulares.

La **biotita** se encuentra como cristales alotriomorfos a subidiomorfos de color castaño que suelen estar muy cloritizados y llenos de inclusiones interfoliares de epidota, titanita y opacos, formados en los procesos de alteración. También puede estar afectada por moscovitzaciones. Contiene inclusiones primarias de apatito, circón y opacos. Con frecuencia forma láminas finas que presentan secciones muy alargadas.

El **anfíbol** es escaso y se encuentra como cristales subredondeados de color marrón.

Los procesos secundarios que afectan a estas rocas pueden ser muy intensos, con fuerte sausuritización de la plagioclasa, cloritización de la biotita, epidotizaciones y carbonataciones.

En estos granitoides se encuentran frecuentes enclaves microgranudos de pequeño tamaño, que pueden presentar secciones subredondeadas o angulosas.

5.1.6. Granodioritas bióticas ± anfíbol de grano medio-fino (6). Granitoides de Marimanya

Los afloramientos del macizo plutónico de Marimanya en la hoja de Esterri d'Àneu son de pequeña extensión y corresponden al extremo meridional del mismo, estando únicamente representadas en esta zona las facies externas delimitadas por PALAU (1995, 1998), que corresponden a granodioritas bióticas ± anfíbol de grano medio-fino (6).

La **mineralogía principal** está compuesta por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los **minerales accesorios** son: anfíbol, apatito, circón, opacos, clinopiroxeno y allanita. Como **minerales secundarios** se encuentran: clorita, sericita, epidota, prehnita, moscovita, calcita, titanita y clinozoisita.

Las **texturas** predominantes son hipidiomórficas inequigranulares, de grano fino-medio.

El **cuarzo** forma cristales alotriomorfos-intersticiales que pueden tener tendencias poiquilíticas y puede participar en crecimientos micropegmatíticos con el feldespato potásico. También se encuentra en menor proporción como cristales pequeños subredondeados o subidiomorfos, incluidos en los feldespatos. Presenta extinción ondulante y diverso grado de rotura.

La **plagioclasa** tiene hábitos subidiomorfos o idiomorfos con maclado polisintético complejo y zonación oscilatoria, estando generalmente muy alterados los núcleos de los cristales. Los tamaños son bastante heterométricos y pueden formar glomérulos policristalinos. Los cristales presentan bordes ácidos en los contactos con el feldespato potásico. Pueden crecer sobre ella clinozoisita y prehnita, así como parches de sustitución por feldespato potásico. Ocasionalmente puede formar fenocristales.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos que con frecuencia tienen hábitos intersticiales o poiquilíticos. En general es poco pertítico y puede tener maclas de Carlsbad y dominios con maclas en enrejado. Puede formar crecimientos micrográficos con el cuarzo y también puede formar fenocristales poiquilíticos y parches de sustitución sobre la plagioclasa. El feldespato potásico secundario puede formar crecimientos irregulares o interfoliares en las biotitas cloritizadas.

La **biotita** se encuentra como cristales idiomorfos o subidiomorfos, de color castaño rojizo, que pueden incluir opacos, y en menor proporción apatito, circón y ocasionalmente allanita. Puede incluir parcialmente al anfíbol o forma parches de sustitución sobre este mineral. Puede estar muy cloritizada o epidotizada, conteniendo bastantes inclusiones de titanita secundaria. Puede formar grumos policristalinos.

El **anfíbol** constituye cristales subidiomorfos cuya coloración varía entre verde-marrón y verde pálido, y en algún caso pueden tener núcleos policristalinos incoloros en los que pueden quedar restos de clinopiroxeno. Los cristales pueden estar maclados y pueden contener inclusiones de opacos, apatito y allanita. Puede tener parches de sustitución de biotita y a veces forma agregados policristalinos de pequeño tamaño con este mineral.

El **apatito** forma prismas pequeños que suelen estar incluidos en biotita y anfíbol o inclusiones aciculares en la plagioclasa y en el feldespato potásico.

El **circón** forma cristales idiomorfos incluidos en la biotita y ocasionalmente en la allanita. Puede estar algo alterado.

La **allanita** puede formar cristales gruesos subidiomorfos zonados, de color marrón-anaranjado que ocasionalmente tienen inclusiones de circón y apatito.

La **titanita** forma gránulos finos o cristales subidiomorfos que suelen estar asociados a la biotita cloritizada.

La **epidota** puede encontrarse como cristales relativamente gruesos que crecen sobre biotitas cloritizadas.

5.2. ROCAS FILONIANAS

Están representadas por una serie de filones de diversa importancia emplazados en su mayor parte en los materiales plutónicos del macizo de La Maladeta.

5.2.1. Diques de diabasas (1)

Bajo este epígrafe se engloban diques o *sills* aflorantes en dos sectores diferentes de la hoja: al S del Pòrt dera Bonaigua, en el sector NE, y en el núcleo del Sinclinal de Llavorsí, en el sector SE.

En el **sector del Pòrt dera Bonaigua** se observa algunos diques, de los cuales solo uno ha sido representado en cartografía exagerado. Lleva dirección ONO-ESE, coincidente con la dirección de la foliación varisca, buzando entre 50°S y subvertical, y su espesor varía entre 1 y 2 m (habiéndolo sido exagerado en la cartografía) encajando en materiales del Cambro-Ordovícico. Se observa como los bordes del dique están deformados, intensamente foliados a veces, mientras que el interior apenas se observa deformación. En ocasiones incluye enclaves pizarrosos de 0,5 a 1 cm. Otro dique menor no representado está claramente foliado.

Se trata de diques básicos de carácter diorítico a cuarzodiorítico, constituidos por plagioclasa, anfíbol (totalmente retrogradado a clorita y epidota/clinozoisita) y a veces biotita, observándose en algunos casos, posibles seudomorfos de piroxeno. Suelen presentar minerales opacos, apatito y esfena en proporciones accesoriales, y en un caso se ha observado cuarzo accesorio intersticial.

Al microscopio se puede ver en algunos casos una foliación definida por la orientación de cloritas grandes de retrogradación de anfíbol, así como acumulación de opacos, con estructuras S/C.

Han sido atribuidos al enjambre de diques relacionado con la periferia del Macizo de La Maladeta (SOLER HERNÀNDEZ, 1997) y parecen deformados y metamorfizados en condiciones de clorita-epidota por la Orogenia Alpina.

En el **sector del núcleo del Sinclinal de Llavorsí**, al NO de Espot, se observan también diques o *sills* de carácter diabásico encajando en las pizarras de la Fm Civis (Devónico inferior), paralelos a las estructuras variscas, con dirección ONO-ESE, buzando 65°N. Su espesor es de 1 a 2 m. Al microscopio muestra una importante alteración (sericitización), reconociéndose no obstante, cristales idiomorfos de plagioclasa con una textura subofítica. Muestran una textura mosqueada blastoígena, posiblemente debida al metamorfismo de contacto del Macizo de La Maladeta.

Inmediatamente al E de la población de Escart, se observan sills de dirección NO-SE, subparalelos a las estructuras, de hasta 10 m de espesor de carácter tonalítico a dacítico.

Al microscopio están constituidos principalmente por plagioclasa, cuarzo y minerales opacos, con una fuerte retrogradación posterior a clorita, epidota y carbonatos. Se observan clastos con mirmequitas y abundantes cuarzos fragmentarios, que a veces muestran "golfos de corrosión", en una matriz de vidrio transformado a clorita y epidota/clinozoisita. Estas características parecen indicar un *sill* de carácter peperítico, intruido en sedimento húmedo, afectado por un metamorfismo alpino en condiciones de clorita-epidota.

5.2.2. Diques de aplitas y leucogranitos (2)

Se encuentran en menor proporción que los diques de microdioritas y lamprídidos. Están constituidos por una serie de diques y pequeñas apófisis de aplitas y leucogranitos que son más frecuentes en la zona occidental de la hoja de Esterri d'Àneu, entre Las Caldas de Boí y el refugio Ventosa. En uno de estos diques leucograníticos, situado en las inmediaciones de la cerrada de la presa de Cavallers se han observado procesos de *mingling* con materiales básicos que se han emplazado a favor del mismo conducto.

Las masas y filones de aplita más importantes se localizan en zonas próximas a la cerrada del Estany de Cavallers, donde alguno de ellos puede alcanzar alguna decena de metros de potencia y al Estany de Gemena y tienen direcciones comprendidas entre N30°E y N70°E. También se observa inyección de filones leucograníticos según direcciones E-O a N120°E y N-S a N160°E.

Los buzamientos más comunes de estos filones oscilan entre 90° y 60°, aunque no son raros los filones con buzamientos inferiores, comprendidos entre 15° y 40°.

En alguno de los diques se encuentran también inyecciones de rocas básicas (microdioritas). Aparte de este conjunto filoniano, la mayor concentración de diques de aplita se concentra en zonas próximas a los afloramientos graníticos del interior del macizo de La Maladeta, y aunque es posible encontrar venas de esta naturaleza en las áreas granodioríticas, estas son relativamente escasas y de dimensiones insignificantes.

Las rocas más comunes son aplitas de grano fino o muy fino y de color blanco, con contenido en mica muy escaso. En diques los de mayor potencia pueden encontrarse nódulos o lentes de

color negruzco con turmalina o biotita. También en estos diques más importantes suelen encontrarse con mayor frecuencia bolsadas o bandas pegmatíticas.

Las aplitas tienen **texturas** granudas alotriomórficas sacaroides, pudiéndose desarrollar en ellas dominios con intercrecimientos micrográficos. La **mineralogía principal** está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida, quedando la biotita y la moscovita relegadas en general a proporciones accesorias. Los minerales accesorios más comunes son: turmalina, apatito, circón y opacos, aunque son escasos y pueden aparecer o no dependiendo de las muestras. Ocasionalmente se encuentran en alguna de estas rocas cristales de cordierita totalmente pseudomorfizados por micas.

El **cuarzo** es en general alotriomorfo, aunque también puede participar en intercrecimientos gráficos con albita y feldespato potásico. Puede estar variablemente cuarteado y presenta extinción ondulante.

El **feldespato potásico** forma cristales alotriomorfos pertíticos y de pequeño tamaño. Puede estar implicado en intercrecimientos simplectíticos o micrográficos.

La **plagioclasa** puede tener hábitos alotriomorfos o subidiomorfos con maclado polisintético, pudiendo presentar en algunos casos zonados continuos débiles y alteración preferente en los núcleos. Puede estar afectada por moscovitizaciones y epidotizaciones. También se encuentra como pequeños gránulos alotriomorfos de albita que suelen marcar los límites entre cristales de feldespato potásico.

La **moscovita** puede ser la mica principal y puede encontrarse como cristales primarios o como crecimientos irregulares sobre el feldespato potásico.

La **turmalina** puede encontrarse como cristales subidiomorfos o alotriomorfos aislados o formando grupos policristalinos. Tiene coloraciones verde-amarillentas, azul claro o marrón verde-oso que suelen presentar distribuciones zonales.

La **biotita** es escasa y con frecuencia suele estar bastante cloritizada.

No es rara la presencia en estas rocas de clinozoisita o epidota cuya génesis está posiblemente asociada a transformaciones en relación con la tectónica y el metamorfismo alpino.

5.2.3. Diques de microgranitos y pórvidos graníticos (3)

Se trata de diques muy escasamente representados, la mayoría no cartografiados. Llevan una dirección ONO-ESE, y muestran potencias métricas.

En el sector E de la hoja, al N del Valle del Río de la Escrita, en un collado situado al E del Pic de Pinetó, aflora un dique de pórvido con matriz afanítica de color verdoso y fenocristalitos blancos de plagioclasa, que corta a las pizarras de la Fm Fonchanina.

Al microscopio está constituido por fenocristales de plagioclasa completamente saussurizados con zonado relicto, algunos fenocristales de cuarzo muy corroidos, así como de anfíbol,

sustituidos por anfibol actinolítico secundario. La matriz está constituida por un agregado polícrstalino de cristales de albita muy finos, con opacos finos dispersos, posiblemente formados en procesos de desvitrificación. Está afectada por una foliación grosera. Se observan venas gruesas de clinzoisita y albita, y otras de cuarzo-clinzoisita o de cuarzo.

En el sector SO de la hoja, se ha cartografiado otro dique de dirección similar, relacionado con este grupo, que encaja en el Macizo de Barruera.

5.2.4. Diques de microdioritas y lamprófidos (4)

Los filones más frecuentes corresponden a un sistema que tiene unas directrices comprendidas entre N-130°-E y N-140°-E y unas potencias que en la mayoría de los casos varían entre algunos decímetros y un par de metros, aunque también se encuentran diques con direcciones NE-SO o en algún caso N-S. Estos filones son de afinidad lamprofídica o básica y presentan en general unos contactos muy netos con los granitoides encajantes.

Los materiales que constituyen los **filones de afinidad lamprofídica** son rocas porfídicas de grano muy fino y de color verde oscuro. Tienen fenocristales de minerales ferromagnesianos que están muy alterados, entre los que pueden identificarse restos de anfíboles, piroxenos y olivino. Las alteraciones consisten en cloritzaciones, serpentinizaciones y carbonataciones.

La matriz está compuesta por plagioclasa, con proporciones variables de ferromagnesianos, que están muy alterados y entre los que se encuentran anfibol y biotita y cuarzo intersticial. Esta matriz puede tener texturas afieltradas o microdiabásicas.

Los minerales accesorios más comunes son apatito y opacos.

Como minerales secundarios se encuentran clorita, serpentina, calcita, anfibol secundario, titanita, epidota y prehnita.

En relación con este sistema de diques se han observado algunos **diques de sienitoides**, no representados en la cartografía. Estas rocas tienen fenocristales de ferromagnesianos (¿piroxenos?) anfibolitizados y de anfibóles marrones subidiomorfos, algo decoloridos y maclados. Tienen una matriz microgranular, compuesta por una base de cristales de albita y de ferromagnesianos alterados, con anfibóles muy finos, orientados fluidalmente. Como minerales accesorios se encuentran titanita y opacos. En general suelen estar muy alteradas, con carbonataciones, cloritzaciones y epidotizaciones.

Los **filones microdioríticos** están emplazados en las granodioritas en un tramo que se extiende principalmente desde las Caldas de Boí hasta la zona N del embalse de Cavallers. Se trata de rocas de grano fino y de color gris oscuro en fresco que constituyen diques que tienen potencias que varían entre algunos decímetros y 4 m. Estos diques presentan contactos netos con las granodioritas y en algunos casos pueden tener relaciones de mezcla con aplitas, con las que aparecen asociadas en una misma unidad intrusiva (dique próximo a la cerrada del embalse de Cavallers). Junto al barranco de Murrano, se encuentra un dique cuarzodiorítico de unos 5 m de potencia que tiene una dirección promediable en N130°E.

Se trata de rocas de color gris oscuro-verdoso, de grano fino o algo porfídicas, debido a la presencia de fenocristales de plagioclasa y/o anfíbol. Los minerales accesorios más comunes son círcón, apatito y opacos.

Los fenocristales de plagioclasa tienen hábitos idiomorfos a subidiomorfos, o pueden estar redondeados por corrosión magmática. Pueden formar glomérulos y suelen estar muy alterados.

En algunas de estas rocas se encuentran abundantes cristales de anfíbol marrón-castaño, que pueden tener bordes de color verde pálido y en ocasiones sus núcleos son incoloros.

También pueden encontrarse en algunos casos, pequeños fenocristales de cuarzo subredondeados con aureolas de reacción ricas en minerales oscuros.

La matriz de estas rocas es microcristalina o afieltrada, y está compuesta principalmente por plagioclasa y anfíbol, con proporciones subordinadas de cuarzo y feldespato potásico, siendo muy variable la proporción de anfíbol. Esta matriz suele estar bastante alterada, y entre los minerales secundarios se encuentran clorita, sericitita, titanita, serpentina y anfíbol incoloro.

Entre estas rocas, se encuentran algunas variedades con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, en las que los fenocristales de plagioclasa están muy saussuritzados y corroidos. Los fenocristales originales de anfíbol eran de color marrón y tienen hábitos muy alargados; presentan retrogradaciones a actinolita, epidota y clorita. También en estas variedades pueden encontrarse fenocristales de cuarzo corroidos. La matriz de estas rocas está compuesta por plagioclasa y cuarzo intersticial, con anfíbol alterado, y tiene textura microcristalina-afieltrada con orientación fluidal. En ella se encuentran vacuolas irregulares, llenas por agregados policristalinos de cuarzo y clorita.

5.2.5. Diques de cuarzo (5)

Solamente tienen representación cartográfica algunos diques de cuarzo, en general con direcciones próximas a E-O.

Cabe destacar en el sector SO de la hoja, la existencia de diques de cuarzo de espesor métrico intercalados en el contacto entre la Fm Rueda y el Silúrico y dentro de este, en relación con el Cabalgamiento de Llavorsí-Senet. En este mismo sector, entre Boí y el sur de Erill la Vall, atraviesa la carretera de Caldes de Boí a Barruera, un dique de cuarzo de 4m de espesor con dirección ONO-ESE, buzando 60° al N.

5.3. PETROLOGÍA METAMÓRFICA

Las rocas paleozoicas de la presente hoja presentan dos tipos de metamorfismo asociados a la Orogenia Varisca, un metamorfismo regional y un metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones de los granitoides variscos, que se superpone al anterior.

Posteriormente se desarrolla un metamorfismo asociado al desarrollo de la Orogenia Alpina.

5.3.1. Metamorfismo Regional Varisco

Diversos autores han descrito este tipo de metamorfismo en el área de estudio y sus alrededores: ZWART (1979, 1986), GRAS (1985), POLET (1987, 1991), BONS (1988 y 1989), ARCOS (1991), PALAU (1998), SANZ y PALAU (en prensa).

El metamorfismo regional varisco, en pelitas y pelitas arenosas, en el área de la hoja es de grado bajo a muy bajo en facies de los esquistos verdes, con desarrollo de asociaciones minerales compuestas por cuarzo, sericitas-moscovita, clorita, biotita, plagioclasa ácida y minerales opacos. En algunas rocas se encuentran cristales de clorita detrítica.

En algunas formaciones pizarrosas del Devónico inferior, como las Fms Civis y Fonchanina, y en las pizarras grafitosas del Silúrico es frecuente la presencia de pequeños microfenoblastos de cloritoide que pueden tener sombras de presión con respecto a la esquistosidad principal. En niveles pizarrosos del Cambro-Ordovícico, del sector NE de la hoja, se han observado ocasionalmente algunas paragénesis con cloritoide, y en algunos puntos biotita de grano fino (ZWART, 1986). Estos fenoblastos de cloritoide, también pueden en algunos casos englobar inclusiones orientadas de la esquistosidad principal y estar rodeados por una esquistosidad de crenulación que puede ser localmente muy intensa. En algún caso se encuentran cristales de cloritoide cruzados con respecto a la esquistosidad principal pero con sombras de presión relacionadas con una etapa de deformación posterior.

En las rocas carbonatadas se observa una recristalización de la calcita, con una orientación de los cristales de calcita que definen una foliación.

Basándose en medidas de cristalinidad de la illita, BONS (1988) concluye que las rocas del Domo de l'Orri sufrieron un metamorfismo regional de grado muy bajo, en la parte alta de la anquizona, mientras que en el Anticinal de La Massana-Ribera de Cardós se encontrarían en la epizona, equivalente en gran parte a un metamorfismo de grado bajo.

En la vertiente S del Anticinal de La Massana-Ribera de Cardós, ARCOS (1991), basándose en mineralizaciones sincinemáticas con el metamorfismo regional, obtiene un paleogradiente geotérmico comprendido entre 40 y 50 °C/km.

Según POLET (1991) se produce un incremento del metamorfismo regional de S a N, de modo que pasaría de ser de grado muy bajo en el Domo de l'Orri a grado bajo en el Anticinal de La Massana-Ribera de Cardós.

En los materiales Cambro-Ordovícicos de la hoja, el clivaje S_1 viene definido por la orientación preferente de mica blanca de baja cristalinidad (sericitas) y clorita fundamentalmente y, en menor proporción, en escasas ocasiones, minerales opacos finos y algún cloritoide.

El clivaje asociado a la segunda etapa de deformación varisca S_2 , a menudo el principal, viene definido por la concentración de opacos finos en planos y bandas y por la orientación preferente de mica blanca de baja cristalinidad (sericitas) y en algunas ocasiones clorita. En sectores con deformación milonítica o filonítica próximas a cabalgamientos, desarrolla a veces un mayor grado de cristalinidad, con generación de moscovita así como biotita incipiente o stilpnomelana.

En las pizarras del Devónico inferior del Sinclinal de Llavorsí se observa un clivaje principal que parece de primera etapa de deformación reaplastado por la segunda, S_{1+2} , definido por la orientación preferente de mica blanca de baja cristalinidad (sericitita), clorita, minerales opacos finos y abundante cloritoide, en condiciones de metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo, si bien POBLET (1991) atribuye estos cristales de cloritoide al efecto de metamorfismo de contacto del Macizo de La Maladeta. Se ha observado también cloritoide, probablemente de metamorfismo regional en las pizarras de la Fm Ansobell (Ordovícico superior) y en las pizarras grafitosas del Silúrico, al NNO de Espot.

En el sector de Plá de la Font (al NNO de Espot), así como en el Bosc de les Raspes de Llaüna (al O de Espot), se ha observado la presencia de posibles restos desestabilizados de granate, retrogradado a mica blanca \pm clorita \pm epidota/clinozoisita rodeados por la foliación principal, desarrollando a veces colas de presión asimétricas. En el segundo lugar citado coexiste con cloritoide.

5.3.2. Metamorfismo de contacto

El metamorfismo de contacto existente en la hoja, está asociado principalmente al Macizo de la Maladeta, que ocupa los dos tercios central y occidental de la misma y a pequeños afloramientos asociados a los macizos de Marimanya y Arties, en el borde N de la hoja, y Barruera en su extremo SO.

El **metamorfismo de contacto asociado al Macizo de La Maladeta** ha sido estudiado por diferentes autores, destacando ZANDVIET (1960), MEY (1967b y 1968), CHARLET (1972, 1977, 1979 y 1982), CHARLET y DUPUIS (1974), BOURKE (1979), WATERLOT y CHARLET (1983), GRAS (1985), POBLET (1991), DELGADO *et al.* (1996), ARRANZ (1997) y ARRANZ *et al.* (2002).

La intensidad máxima del metamorfismo de contacto de la aureola asociada al Macizo de la Maladeta alcanza el grado medio a alto y una anchura máxima de 2 km según BOURKE (1979) y de 2,7 km, según POBLET (1991), si bien en general no sobrepasa los 1.000 m. En el área de la hoja se observa una anchura similar en el sector E del macizo, al O de la localidad de Espot. Esta aureola de contacto se superpone a un metamorfismo regional epizonal, marcado en los materiales silúricos por la presencia de cloritoide y su formación es posterior a las fases de deformación hercínica principales.

En función de los materiales a los que afecta y de la distancia al contacto con el plutón, se pueden reconocer distintas paragénesis. Así, en los materiales pelítico-arenosos se encuentran dependiendo de la intensidad del mismo: sillimanita, andalucita, cordierita y biotita pudiendo desarrollarse: forsterita, periclase, wollastonita, vesuviana, grosularia, diopsido, anfíbolo y esapolita en los metasedimentos calcáreos (CHARLET, 1977, BOURKE, 1979, ARRANZ, 1997).

Los materiales pelíticos afectados por el metamorfismo de contacto están transformados en corneanas y pizarras mosqueadas en las que con frecuencia se observan porfiroblastos de andalucita y cordierita que suelen estar completamente transformados en filosilicatos secundarios (moscovita, sericitita y clorita). Nunca se ha encontrado cordierita fresca, y son raros los restos de andalucita. Estos porfiroblastos pueden estar orientados y deformados.

En los materiales pelítico-arenosos, en las partes externas de la aureola se observan rocas con aspecto satinado y presencia de mosqueado, con una textura blastopelítica a blastosómica a veces porfioblastica, en las que se puede observar la textura recristalizada del protolito y paragénesis con clorita y moscovita de contacto, que hacia zonas más internas pasan a corneanas con moscovita, biotita, andalucita (a veces quiatolita) y en ocasiones cordierita (a menudo total o casi totalmente pinnitizada). Es bastante común la presencia de pequeños fenoblastos de biotita que han crecido sobre los cristales de andalucita y cordierita.

Según ARRANZ (1997), el grado de metamorfismo de contacto es menor en torno a la Unidad de Boí que a la del Aneto. Este autor, en su estudio sobre el Macizo de la Maladeta, define tres zonas de metamorfismo de contacto en las rocas metapelíticas encajantes: una zona externa con biotita-andalucita, una intermedia con andalucita cordierita y una más interna junto al contacto con sillimanita.

Los fenoblastos de cordierita tienen con frecuencia formas subredondeadas o elipsoidales y hábitos poiquiliticos-cribosos, mientras que la andalucita tiene en ocasiones hábitos quiatolíticos. Tanto los fenoblastos de andalucita como los de cordierita pueden englobar inclusiones orientadas de la esquistosidad principal, lo que pone de manifiesto que el metamorfismo de contacto se ha producido con posterioridad al desarrollo de la misma en los materiales encajantes del macizo de la Maladeta.

En algunos casos se observa que las rocas con metamorfismo de contacto, están afectadas por milonitizaciones que pueden estar relacionadas con zonas de cabalgamiento tardivariscas o alpinas. En estas rocas, los porfioblastos de cordierita, andalucita y biotita pueden tener formas ahusadas, e incluso presentar un esquistosamiento interno producido por estas deformaciones.

Ocasionalmente, en la zona más interna de la aureola (a menos de 50 cm del plutón) se ha observado, en rocas detríticas, sillimanita fibrosa (fibrolita) transformada parcialmente a moscovita, como ya fue puesto de manifiesto por CHARLET (1977) y BOURKE (1979), así como corindón, espinela y neoformación de feldespato potásico.

Con carácter general, las retrogradaciones de la mineralogía principal son muy intensas en las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto.

CHARLET (1977), refiere la formación de granate en rocas metapelíticas de la aureola de contacto de la Unidad del Aneto, en la zona de l'Esera, pero en ningún caso se ha observado la presencia de este mineral en las metapelitas afectadas por el metamorfismo de contacto de los granitoides de la Unidad de Boí.

BOURKE (1979) también indica que la presencia de almandino de contacto se restringe a la aureola del macizo occidental (Unidad del Aneto). Este mineral se formaría en la primera fase del proceso de metamorfismo de contacto. Este autor pone de manifiesto que las asociaciones con andalucita y cordierita se forman con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad principal varisca y observa que la neoformación de sillimanita en rocas ampelíticas con cordierita y andalucita es posterior a la de la andalucita, ya que las agujas de sillimanita atraviesan a agregados policristalinos de andalucita.

Las rocas carbonatadas, principalmente devónicas, se transforman en mármoles, que a veces conservan las coloraciones iniciales, con texturas granoblásticas. Están constituidas fundamentalmente por calcita y/o dolomita, habiéndose encontrado también algunos otros minerales, como flogopita y escapolita. POBLET (1991) cita también la presencia de actinolita-tremolita, hornblenda, diopsido y granate. La presencia de escapolita en rocas carbonatadas de la aureola de contacto ha sido interpretada de diferente manera por distintos autores; así, DELGADO (1993) y DELGADO *et al.* (1993, 1996) interpretan que la aparición de este mineral en las calizas devónicas de la aureola de contacto indica una cierta afinidad evaporítica de estos materiales, mientras que ARRANZ (1997) y ARRANZ *et al.* (2002) relacionan la formación de escapolita con el reemplazamiento de plagioclasa metamórfica o ígnea debido al flujo de soluciones hidrotermales ricas en Cl Na y CO_3Ca alrededor del complejo intrusivo.

Las rocas detritico-carbonatadas, se transforman en rocas de silicatos cárnicos, observándose una mineralogía constituida por un maculado de epidota/clinozoisita y clorita, con calcita, dolomita, feldespato y cuarzo, en los sectores más externos de la aureola, que hacia zonas más internas puede ir acompañada de la neoformación de anfíbol tremolítico y hornbénico, flogopita, granate cárlico, clinopiroxeno diopsídico y plagioclasa (CHARLET, 1977, 1979 y 1982; BOURKE, 1979, WATERLOT y CHARLET, 1983).

En algunas muestras, se encuentran porfiroblastos de epidota que posiblemente se han formado por efecto del metamorfismo de contacto, aunque la mayor parte de este mineral, así como de la clinozoisita se debe a efectos retrometamórficos que con frecuencia son asociables a los procesos alpinos. También pueden encontrarse prehnita y titanita formados generalmente en condiciones retrometamórficas.

En ocasiones puede encontrarse feldespato potásico, cuya presencia puede deberse a aportes por parte de los granitoides. Estos feldespatos pueden constituir venas o infiltraciones intersticiales.

La distribución de los minerales silicatados en estas rocas puede definir bandeados que son el reflejo de variaciones composicionales asociadas a laminaciones sedimentarias.

Según CHARLET (1979), en las litologías calcopelíticas encajantes, también se encuentran asociaciones con diopsido, vesubiana y grosularia en la parte interna de la aureola, y en la aureola de contacto de los granitoides de la Unidad del Aneto se observa neoformación de escapolita.

POBLET (1991) cita también la presencia de idocrasa, turmalina y wollastonita, y ARRANZ (1997) observa además la presencia de wollastonita forsterita y periclasa en algunas de las asociaciones calcosilicatadas de más alto grado y también observa la presencia de escapolita, que se resiente a la aureola de la Unidad del Aneto.

Las condiciones térmicas estimadas por ARRANZ (1997) para el metamorfismo de contacto del Macizo de la Maladeta son de unos 625° C calculados a partir de pares Gt-Bi, Gt-Ilm, Gt-Cd y Cd-Sp, y la presión calculada a partir de la reacción Gt(alm) + Corindón = Sp(herc) + SiAl sería de unos $3 \pm 0,5$ Kb (DELGADO, 1993). No obstante, el primer autor considera que esta presión es excesiva si se tiene en cuenta la carga producida por la columna litológica, que tendría una potencia de 11,2 a 12,7 km según sus estimaciones, lo que rebajaría la presión a unos 2,5 Kb.

En el sector NO de la hoja, se observa parte de la **aureola de contacto del Macizo de Arties**. En rocas detríticas, se han observado pagénesis con blastos de moscovita, biotita (parcialmente cloritizada) y andalucita, afectados por una foliación que les rodea con largas colas de presión y estructuras S/C que debe estar asociada al Cabalgamiento alpino de Gavarnie.

En el sector N de la hoja, aflora el extremo meridional del **Macizo de Marimanya**. Asociado a este macizo se desarrolla una aureola de contacto que puede alcanzar hasta 1,5 km (PALAU, 1995, 1998; SANZ y PALAU, en prensa). PALAU (1995) distingue en rocas detríticas del Cambro-Ordovícico, una zona externa con biotita, cordierita y andalucita, y una delgada zona interna (menor de 1 m) con sillimanita. En rocas carbonatadas (Devónico) diferencia una zona externa con biotita-clinozoisita y otra más interna de diópsido.

En el extremo SO de la hoja aflora el **Macizo de Barruera**, cuya aureola de contacto, de apenas unos cientos de metros, apenas aflora, recubierta por depósitos cuaternarios. En esta aureola se desarrollan corneanas y pizarras mosqueadas.

5.3.3. Metamorfismo Alpino

Existen algunas evidencias que ponen de manifiesto el desarrollo de un metamorfismo, de muy bajo grado, posterior a la intrusión de los macizos plutónicos de La Maladeta, Arties, Marimanya y Barruera, posiblemente asociado a la Orogenia Alpina, en este sector de la cadena.

En el área de la hoja se observa en metasedimentos, principalmente asociado a fallas o cabalgamientos alpinos, sobre todo en su sector N, donde se asocia a los cabalgamientos de Gavarnie y la Bonaigua, pero también en sus sectores NE y E, asociado al Cabalgamiento de Estarón y a la Falla de Pala d'Eixe.

En el sector N se observa en metasedimentos pelítico-arenosos del Ordovícico superior el desarrollo de una foliación posterior al crecimiento de los blastos de moscovita, biotita y andalucita asociados a la aureola de contacto de los macizos de Arties y La Maladeta, que rodea a estos blastos generando a veces largas colas de presión y estructuras S/C.

Por otra parte, en este sector, en el Coll de Prüedo, al N del Tuc de Salana, existe un pequeño afloramiento de materiales detríticos, atribuidos al Permico (Fm Peranera), que muestran una deformación milonítica con desarrollo de una foliación de plano axial de pliegues intramiloníticos, no recristalizada por el Plutón de La Maladeta muy cercano.

En el sector NE, se observa en esquistos ampélíticos del Silúrico afectados por el Cabalgamiento de Estarón, la existencia de blastos de clorita de contacto (probablemente relacionados con la aureola de La Maladeta), que incluyen a una foliación previa varisca y están rodeados por una foliación de crenulación con desarrollo de sombras de presión de cuarzo.

En el sector E de la hoja, en relación con la Falla de la Pala d'Eixe, se observa que las pizarras gráfitosas del Silúrico encajantes están afectadas por deformación dúctil de baja T (cuarzomilonitas/filonitas) con ribbons de cuarzo, intensa división de este en subgranos y estructuras S/C, así como blastos de moscovita kincados y con desarrollo de colas de presión. La foliación existente en este sector está definida por la orientación preferente de mica blanca sericítica y opacos

finos en los niveles pelíticos y de subgranos de cuarzo en los niveles cuarzosos. Dado que su situación es a menos de 200 m de la granodiorita, esta deformación dúctil no recristalizada debe ser posterior a la misma y probablemente alpina.

En el interior del Macizo de La Maladeta, en relación con zonas de cizalla frágil a frágil-dúctiles, se observa la presencia de zonas en que la granodiorita está foliada y presenta tonos gris-azulados de alteración.

6. GEOQUÍMICA

El espectro composicional de las muestras analizadas en la Unidad de Boí, del Macizo Plutónico de La Maladeta se extiende desde tipos cuarzodioríticos hasta graníticos, con contenidos en SiO_2 que varían entre 58,59% y 74,91%, aunque en el estudio más detallado realizado por ARRANZ (1997), se encuentran en la subunidad de Taüll tipos más básicos, de composiciones gabroideas y con contenidos en SiO_2 próximos al 50%. Los datos analíticos referentes a los elementos mayores y traza, así como las normas CIPW de las muestras de las rocas ígneas estudiadas se encuentran en las tablas 1 a 4.

Los contenidos de K_2O de los materiales más básicos ($\text{SiO}_2 < 65\%$) son relativamente altos, siendo además en la mayoría de ellos la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$.

Las muestras estudiadas en esta hoja, se proyectan en el diagrama TAS adaptado para rocas plutónicas (Fig. 6.1), en los campos de las cuarzodioritas, tonalitas, granodioritas, monzogranitos y granitos. Una clasificación equivalente se obtiene en el diagrama de clasificación $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ de WINCHESTER y FLOYD (1977) (Fig. 6.2), que implica a elementos poco sensibles a las transformaciones de bajo grado, se obtiene una clasificación equivalente a la del diagrama TAS lo que indica que las modificaciones en el contenido de álcalis que pudieran haberse producido por los efectos de la actividad hidrotermal relacionada con la Orogenia Alpina han sido de escasa importancia.

Con respecto al grado de saturación en aluminio, los granitoides de la Unidad de Boí, son mayoritariamente de carácter peraluminoso, como puede observarse en el diagrama de MANIAR y PICCOLI (1989) (Fig. 6.3). No obstante, es relativamente frecuente la presencia de granitos con diopsido normativo, incluso de composición bastante ácida ($\text{SiO}_2 = 68,74$). Por otra parte, en este mismo diagrama se observa la presencia de una cierta proporción de rocas metalumínicas, entre las que no solo se encuentran las rocas básicas de la Subunidad de Taüll, sino también una parte de las rocas granodioríticas y monzograníticas de la facies común de la Unidad de Boí.

De acuerdo con la clasificación de BARKER (1979) (Fig. 6.4), realizada a partir de la composición normativa, las muestras estudiadas corresponden fundamentalmente a granodioritas y a granitos.

Desde el punto de vista de las asociaciones y series petrológicas, en el diagrama AFM y utilizando la línea de discriminación de IRVINE y BARAGAR (1971) (Fig. 6.5), las rocas de la Unidad de Boí se proyectan en el campo subalcalino, definiendo una línea de evolución calcoalcalina bastante típica.

Muestra	9073	9093	9034	9090	9076	9002
SiO ₂	58,59	59,26	63,84	63,90	66,44	66,52
TiO ₂	0,88	0,86	0,61	0,58	0,39	0,50
Al ₂ O ₃	15,43	17,57	15,48	17,04	16,56	15,93
FeO	6,70	5,88	4,69	4,66	3,45	4,18
MnO	0,11	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07
MgO	4,39	2,99	1,64	1,69	1,55	1,60
CaO	6,59	4,77	4,38	2,03	3,48	3,31
Na ₂ O	2,02	2,92	3,03	3,15	2,71	3,13
K ₂ O	2,73	2,30	3,54	4,16	3,52	2,93
P ₂ O ₅	0,14	0,19	0,17	0,19	0,12	0,13
LOI	1,68	2,54	2,03	2,03	1,34	1,22
Rb	93,	84,	93,	142,	134,	123,
Be	2,	4,	3,	4,	4,	4,
Sr	214,	267,	217,	198,	163,	176,
Ba	372,	477,	497,	713,	482,	525,
Sc	20,	15,	11,	9,	10,	10,
Y	23,	19,	20,	22,	26,	22,
Zr	176,	201,	181,	236,	148,	182,
Nb	12,	19,	13,	18,	14,	14,
Pb	24,	23,	27,	19,	22,	66,
V	91,	80,	48,	37,	31,	37,
Cu	9,	8,	8,	8,	12,	11,
Zn	88,	51,	78,	43,	64,	70,
La	33,	46,	46,	63,	25,	40,
Ce	56,	88,	81,	118,	46,	71,
q	15,6	18,2	21,2	22,7	27,7	27,5
or	16,5	14,0	21,4	25,2	21,1	17,6
ab	17,5	25,5	26,3	27,3	23,3	26,9
an	25,5	23,1	18,6	9,0	16,7	15,8
c	0,0	2,1	0,0	4,2	2,3	1,9
di	5,6	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0
hy	13,7	11,4	5,8	6,9	5,1	6,1
mt	3,5	3,5	3,1	3,1	2,8	2,9
il	1,7	1,7	1,2	1,1	0,8	1,0
ap	0,3	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3
%an	59,4	47,6	41,5	24,9	41,8	37,0

Tabla 1.– Datos analíticos de elementos mayores, traza y normas CIPW de los granitoides del Macizo de La Maladeta (Unidad de Boí).

Muestra	9009	9029	9006	9056	9053	9030
SiO ₂	66,71	67,00	67,11	67,95	68,06	68,17
TiO ₂	0,44	0,45	0,43	0,42	0,44	0,39
Al ₂ O ₃	16,38	16,24	15,68	14,67	14,60	14,90
FeO	3,62	3,97	3,71	3,63	3,89	3,49
MnO	0,06	0,07	0,07	0,05	0,06	0,06
MgO	1,52	1,76	1,50	1,26	1,26	1,28
CaO	3,42	3,71	2,83	3,56	1,58	3,29
Na ₂ O	3,07	2,06	3,07	2,84	2,84	2,86
K ₂ O	2,68	3,45	3,52	4,05	5,00	3,98
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,11	0,13	0,09	0,09
LOI	1,58	0,73	1,55	1,04	1,74	1,09
Rb	140,	130,	153,	138,	156,	151,
Be	4,	3,	3,	3,	4,	4,
Sr	195,	174,	208,	162,	127,	153,
Ba	450,	512,	498,	427,	430,	454,
c	8,	11,	9,	8,	9,	8,
Y	17,	19,	17,	21,	23,	22,
Zr	146,	152,	154,	148,	146,	148,
Nb	13,	14,	14,	12,	12,	14,
Pb	34,	35,	40,	22,	22,	29,
V	32,	35,	32,	28,	29,	28,
Cu	8,	9,	8,	8,	8,	8,
Zn	55,	60,	49,	52,	47,	61,
La	25,	39,	43,	42,	30,	40,
Ce	40,	69,	77,	72,	54,	71,
q	29,3	31,1	27,6	26,9	27,2	27,4
or	16,1	20,6	21,2	24,2	30,1	23,8
ab	26,5	17,6	26,4	24,3	24,5	24,5
an	16,5	17,7	13,6	15,5	7,4	15,9
c	2,5	2,7	2,0	0,0	1,9	0,1
di	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,0
hy	5,1	6,3	5,3	3,9	5,0	4,4
mt	2,9	2,9	2,8	2,8	2,9	2,8
il	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,8
ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
%an	38,5	50,2	33,9	38,9	23,2	39,4

Tabla 2.- Datos analíticos de elementos mayores, traza y normas CIPW de los granitoides del Macizo de La Maladeta (Unidad de Boí).

Muestra	9063	9054	9142	9103	9043	9032
SiO ₂	69,14	69,15	69,62	69,72	73,96	68,74
TiO ₂	0,37	0,32	0,31	0,33	0,08	0,38
Al ₂ O ₃	14,50	14,43	15,06	15,10	13,73	14,40
FeO	3,23	3,46	3,25	3,29	1,65	3,49
MnO	0,05	0,04	0,07	0,05	0,03	0,05
MgO	1,15	0,62	0,49	0,99	0,12	0,96
CaO	3,14	2,27	2,46	0,65	0,52	3,49
Na ₂ O	2,83	3,49	3,17	2,83	3,63	2,68
K ₂ O	4,43	4,33	4,08	4,93	5,37	4,08
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,13	0,15	0,01	0,08
LOI	0,70	1,43	1,00	1,59	0,70	1,25
Rb	153,	140,	135,	165,	178,	135,
Be	3,	3,	5,	4,	4,	3,
Sr	150,	145,	140,	91,	40,	157,
Ba	452,	575,	453,	493,	295,	468,
Sc	8,	9,	7,	7,	12,	9,
Y	21,	22,	18,	18,	26,	21,
Zr	131,	170,	151,	143,	126,	159,
Nb	11,	14,	19,	12,	18,	13,
Pb	25,	20,	27,	18,	27,	19,
V	26,	15,	21,	22,	3,	23,
Cu	8,	8,	8,	8,	8,	8,
Zn	48,	46,	59,	35,	24,	57,
La	43,	43,	32,	28,	33,	44,
Ce	74,	77,	67,	54,	66,	78,
q	27,7	26,5	29,8	32,0	31,3	29,1
or	26,4	26,0	24,4	29,7	32,0	24,5
ab	24,2	30,0	27,1	24,4	30,9	23,0
an	13,9	10,9	11,5	2,3	2,5	15,4
c	0,0	0,1	1,3	4,4	1,0	0,0
di	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3
hy	3,2	3,0	2,3	3,6	0,3	3,0
mt	2,7	2,7	2,7	2,7	0,6	2,8
il	0,7	0,6	0,6	0,6	0,2	0,7
hem	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0
ap	0,2	0,2	0,3	0,4	0,0	0,2
%an	36,5	26,7	29,7	8,6	7,6	40,1

Tabla 3.– Datos analíticos de elementos mayores, traza y normas CIPW de los granitoides del Macizo de La Maladeta (Unidad de Boí) y del stock de Tredós (9032).

Muestra	9143	9162
SiO ₂	68,85	69,85
TiO ₂	0,34	0,33
Al ₂ O ₃	15,37	15,29
FeO	2,61	2,47
MnO	0,05	0,05
MgO	0,43	0,76
CaO	2,56	2,26
Na ₂ O	3,44	3,14
K ₂ O	3,78	4,37
P ₂ O ₅	0,15	0,14
LOI	2,12	1,07
Rb	126,	160,
Be	6,	4,
Sr	190,	161,
Ba	502,	412,
Sc	4,	5,
Y	10,	10,
Zr	150,	127,
Nb	18,	17,
Pb	24,	27,
V	11,	19,
Cu	8,	8,
Zn	27,	72,
La	33,	28,
Ce	66,	56,
q	29,3	29,6
or	22,8	26,1
ab	29,8	26,9
an	12,0	10,4
c	1,4	1,6
hy	1,1	1,9
mt	2,3	1,9
il	0,7	0,6
hem	0,3	0,6
ap	0,4	0,3
%an	28,7	27,9

Tabla 4.- Datos analíticos de elementos mayores, traza y normas CIPW de los granitoides de los stocks de Barruera (9143) y Arties (9162).

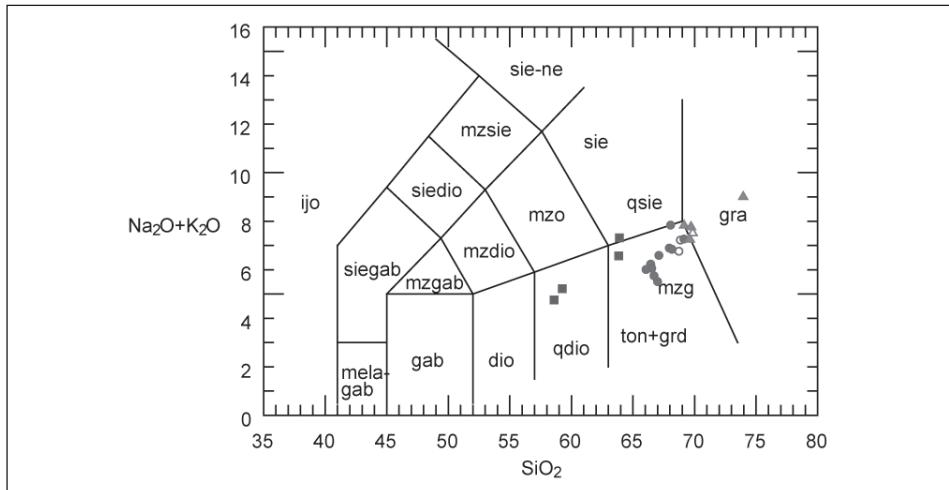


Fig. 6.1.– Diagrama TAS de los granitoides analizados. Las composiciones de las rocas de la Unidad de Boí varian entre tipos cuarzodioríticos y graníticos. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

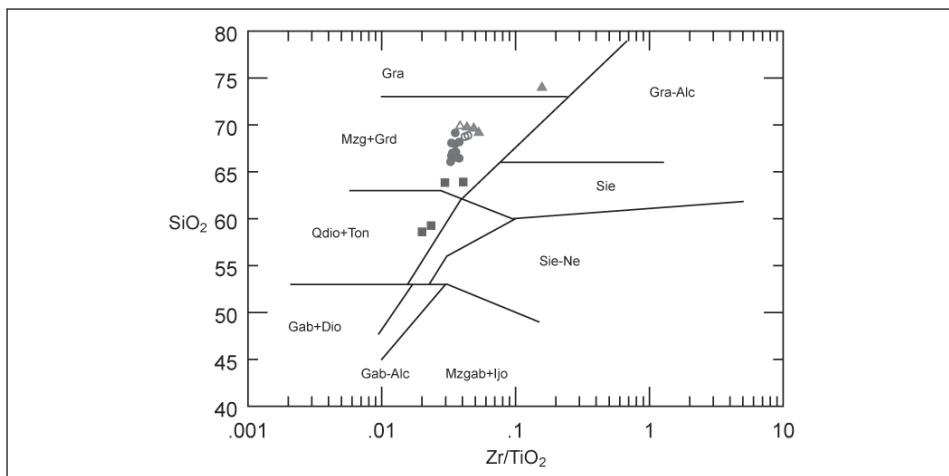


Fig. 6.2.– Diagrama de WINCHESTER y FLOYD (1977) con la proyección de los granitoides analizados. La clasificación es similar a la obtenida en el diagrama TAS. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

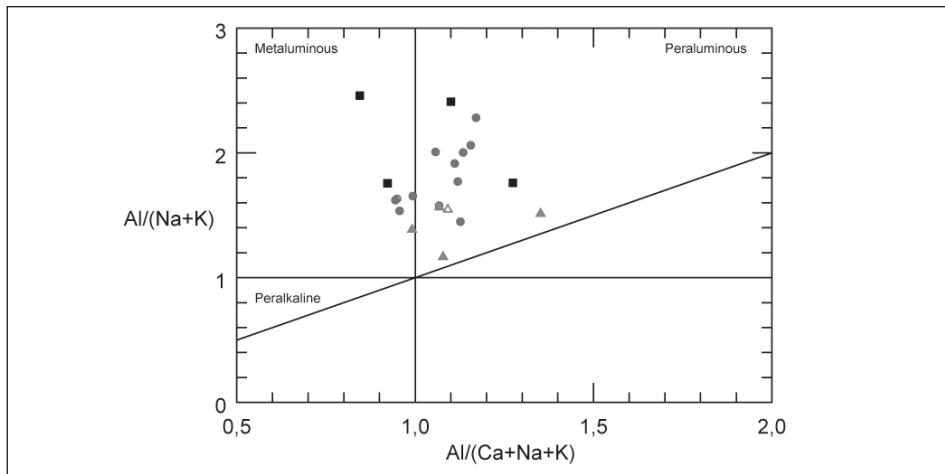


Fig. 6.3.– Diagrama de MANIAR y PICCOLI (1989). Las composiciones de los granitoides analizados son principalmente peraluminosas, aunque hay tipos metaluminosos incluso entre los granitoides más ácidos. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

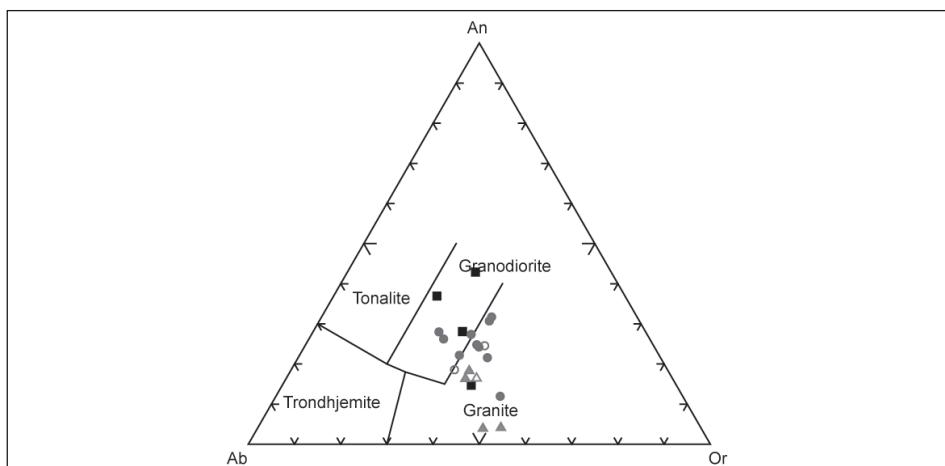


Fig. 6.4.– Diagrama de BARKER (1979) de clasificación de granitoides a partir de sus composiciones normativas. Todas las rocas plutónicas estudiadas se proyectan en los campos de las granodioritas y de los granitos. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

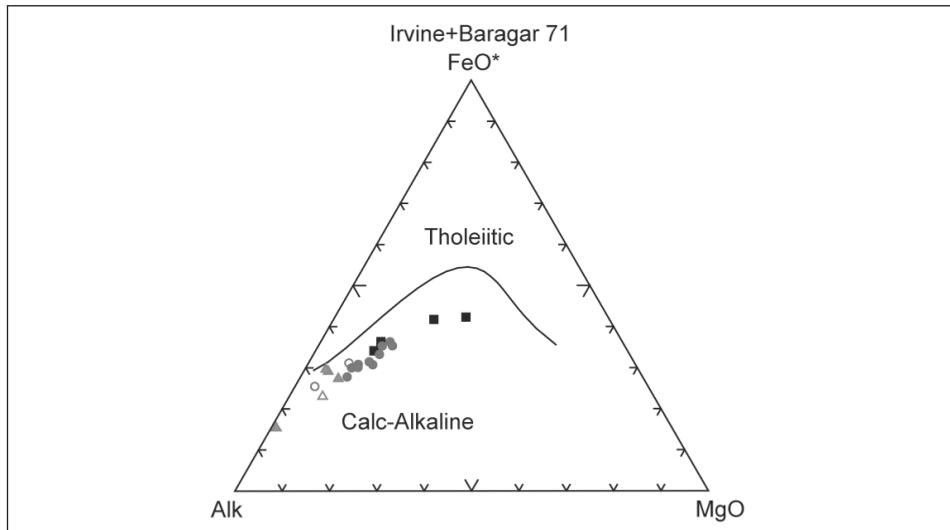


Fig. 6.5.– Diagrama AFM con la línea de división entre series toleíticas y calcoalcalinas de IRVINE y BARAGAR (1971). Los granitoides analizados definen una línea evolutiva típicamente calcoalcalina con un hiato separando a los términos más básicos. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

Las rocas monzograníticas y graníticas de la Unidad de Boí son de carácter potásico, con relaciones $K_2O/Na_2O > 1$. Practicamente todas ellas, tanto las variedades peraluminosas como las metaaluminosas se proyectan en el campo de las series calcoalcalinas ricas en potasio del diagrama de PECCERILLO y TAYLOR (1976) (Fig. 6.6).

El comportamiento geoquímico de los elementos mayores con respecto a un indicador de evolución como el SiO_2 , es bastante típico en asociaciones graníticas como las del Orógeno Varisco, observándose disminuciones firmes de los óxidos de los elementos de significado básico como TiO_2 , FeO , MgO y CaO con el aumento de SiO_2 , y aumentos de Na_2O y K_2O en el mismo sentido (Fig. 6.7).

En cuanto al comportamiento de los elementos traza, se observa que con el aumento del grado de diferenciación se produce una disminución de los contenidos de Sr , V y Ni y un aumento de la concentración de Rb , que tiene un comportamiento claramente incompatible (Fig. 6.8).

Otra serie de elementos traza (Ba , Zr e Y) tienen comportamientos más dispersos y que varían con el grado de diferenciación, con tramos crecientes en el extremo más básico y decrecientes en el tramo más diferenciado, mostrando un máximo para el tránsito entre los materiales cuarzodioríticos y los granodioríticos que obedecen principalmente a cambios mineralógicos en los procesos de cristalización fraccionada.

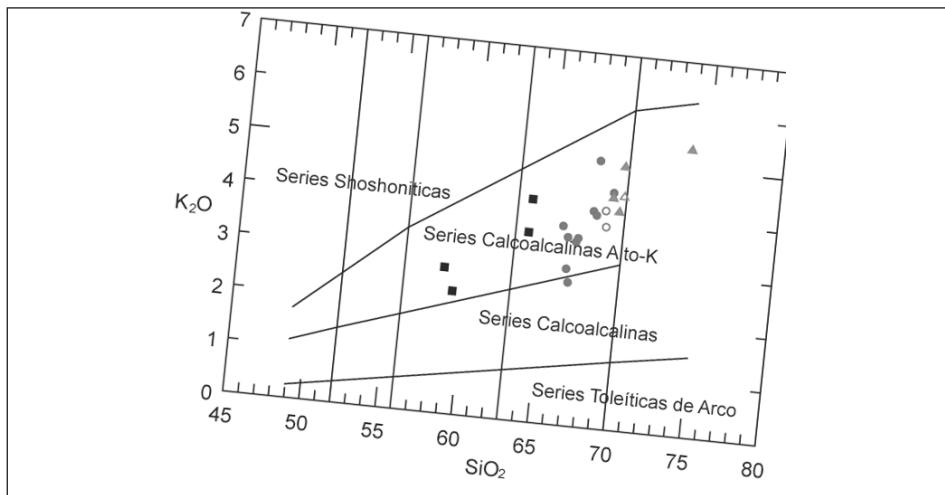


Fig. 6.6.– Diagrama de PECCERILLO y TAYLOR (1976). Todos los granitoides analizados se proyectan en el campo de las series calcoalcalinas altas en K. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos (\pm Cd) (Stock de Arties).

La caracterización geodinámica de estos granitoides por criterios geoquímicos, utilizando los diagramas Nb-Y y Rb-Y+Nb, de PEARCE *et al.* (1984) (Fig. 6.9) les identifica como pertenecientes a asociaciones magmáticas orogénicas de arco magmático (VAG). Esta caracterización es coincidente con la obtenida para muchos granitoides biotíticos o biotítico-anfibólicos, va- riscos del Macizo Ibérico, lo que es contradictorio con el carácter colisional del Orógeno Varisco. Esta asignación equívoca, es posiblemente debida a características heredadas de los materiales fuente de los magmas a partir de los que se han formado los magmas de los que derivan estos granitoides.

El comportamiento de las REE, al no disponer de datos analíticos de estos elementos se ha estimado a partir de las medias de los datos de la Unidad de Boí de ARRANZ (1997) para el grupo básico, el grupo de las granodioritas y monzogranitos y el grupo de los sienogranitos (granitos biotíticos).

Como puede apreciarse en los diagramas de REEs normalizados a la composición del manto primitivo (Fig. 6.10), los espectros de los tres grupos litológicos considerados, son muy similares, mostrando unos fraccionamientos de LREEs/HREEs moderados y similares, con relaciones $\text{Lan/Ybn} \approx 10$, si bien la anomalía negativa de Eu es muy baja en los materiales básicos y moderada en las granodioritas y granitos ($\text{Eu/Eu}^* \approx 7/13$).

El fraccionamiento de las LREEs ($\text{Lan/Smn} \approx 50/15$) es algo mayor que el de las HREEs ($\text{Gdn/Ybn} \approx 9/5$), siendo muy plano el tramo correspondiente a las más pesadas.

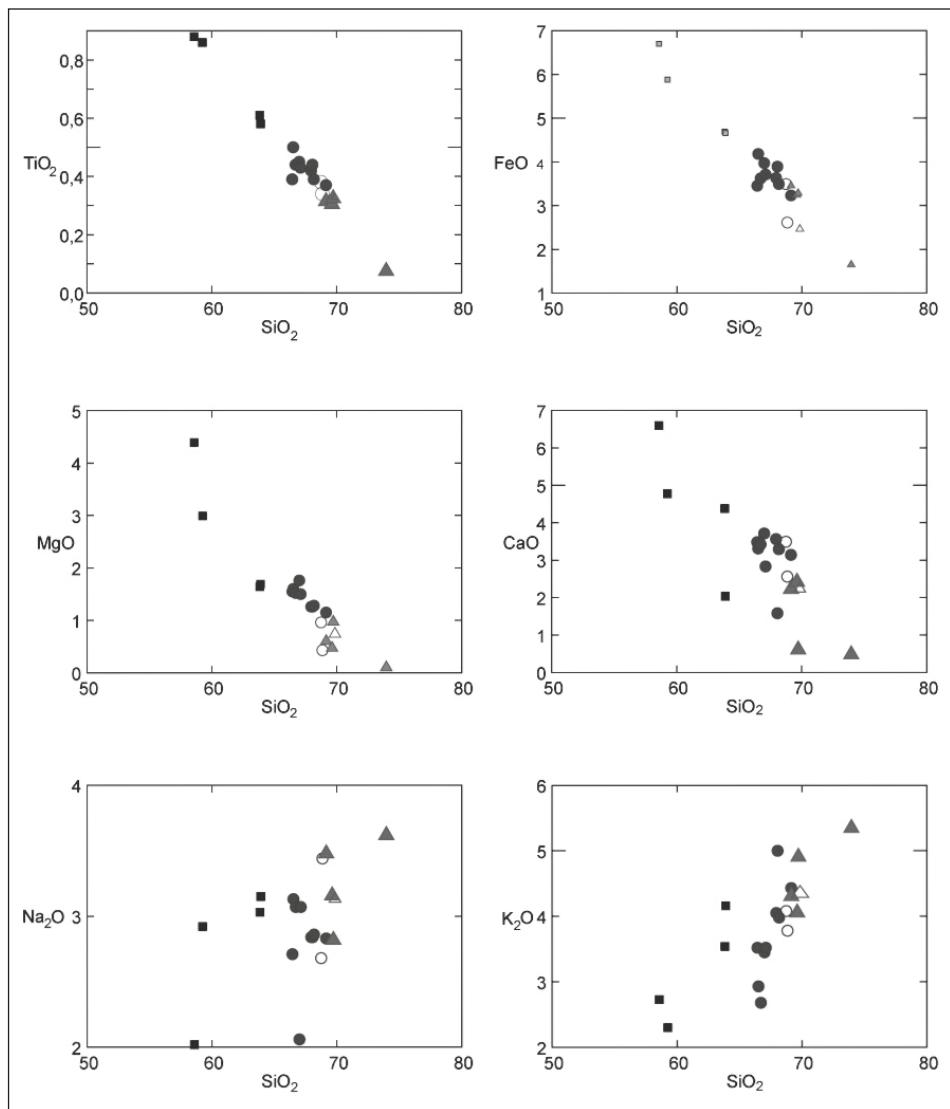


Fig. 6.7.– Diagramas de Harker con la variación de los óxidos de elementos mayores más significativos con respecto a la evolución de los granitoides de la Unidad de Boí. Se observa una firme disminución de los contenidos de TiO_2 , FeO , MgO y CaO , y un aumento de los de Na_2O y K_2O hacia las rocas más diferenciadas. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos ($\pm \text{Cd}$) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos ($\pm \text{Cd}$) (Stock de Arties).

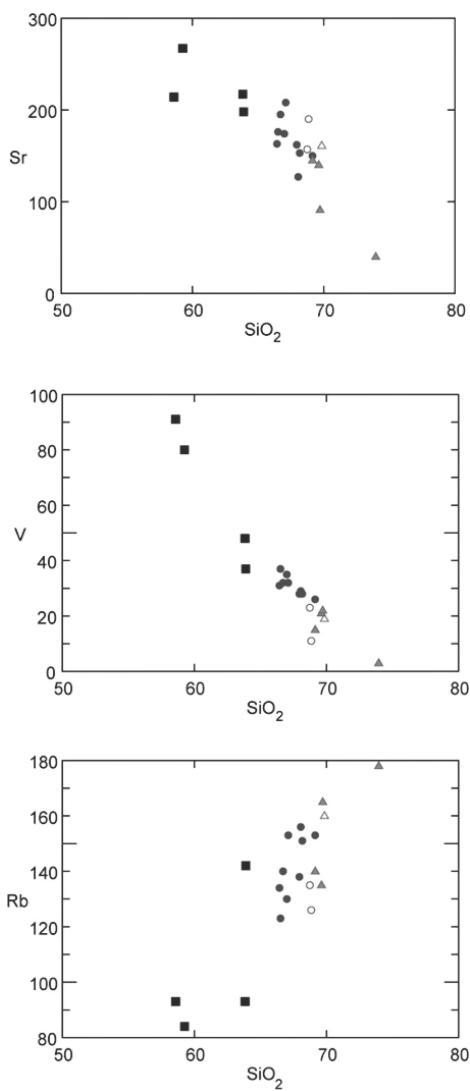


Fig. 6.8.– Diagramas de Harker con la variación de Sr, V y Rb en los granitoides de la Unidad de Boí. Se observa un claro descenso de los contenidos de Sr y V (que están controlados sobre todo por la plagioclasa y los minerales ferromagnesianos y opacos), en las rocas más ácidas, mientras que el Rb se concentra en los materiales más ricos en SiO_2 . Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos ($\pm Cd$) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos ($\pm Cd$) (Stock de Arties).

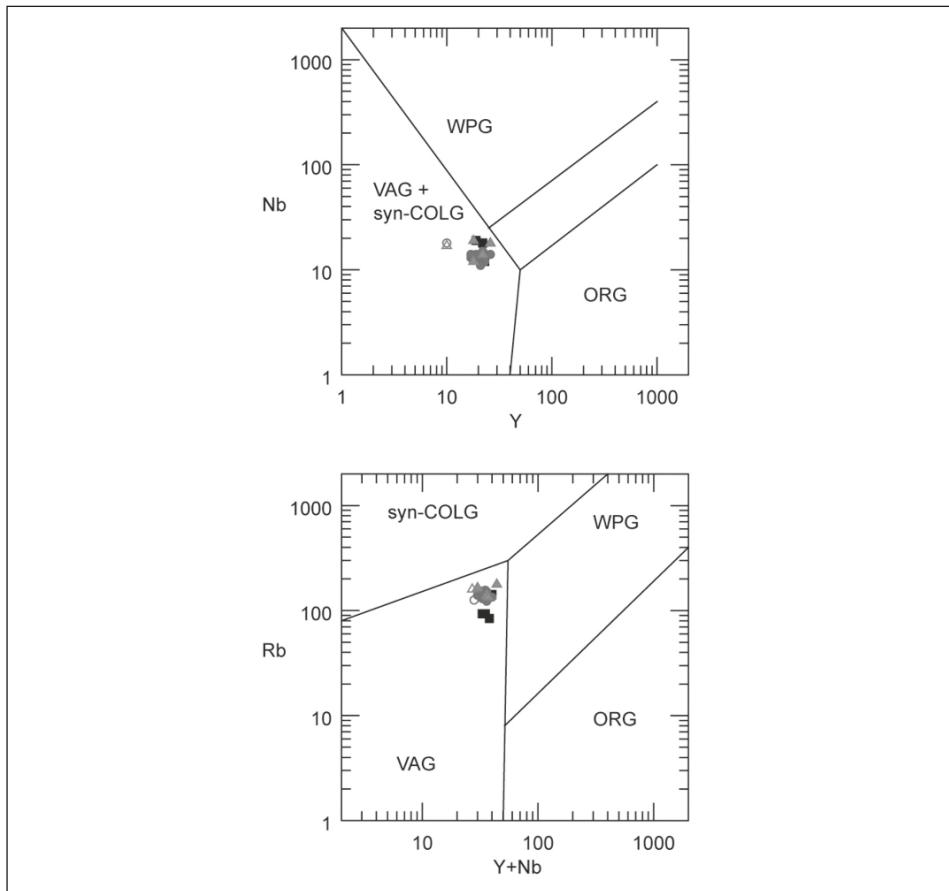


Fig. 6.9.– Diagramas de PEARCE et al. (1984). En ambos diagramas, las rocas estudiadas se proyectan en el campo de los granitoides orogénicos, pero en el diagrama $Y+Nb/Rb$, se sitúan en el dominio de las asociaciones de arco volcánico. Cuadrados: rocas intermedias-básicas (Qdi-Ton). Círculos llenos: monzogranitos y granodioritas (Unidad de Boí). Círculos vacíos: monzogranitos (stocks de Tredos y Barruera). Triángulos llenos: granitos biotíticos ($\pm Cd$) (Unidad de Boí). Triángulos vacíos: granitos biotíticos ($\pm Cd$) (Stock de Arties).

La normalización de las REEs a la composición total de la Corteza Continental (Fig. 6.11) produce unos espectros muy planos para los tres grupos diferenciados en la Unidad de Boí, con relaciones $La/Yb \approx 18/11$ y con una anomalía negativa de Eu inapreciable en los materiales básicos.

La comparación de estos espectros apoya la semejanza entre los tres grupos litológicos y permite suponer que pueden derivar de fuentes relativamente similares, con alta participación de materiales de la corteza.

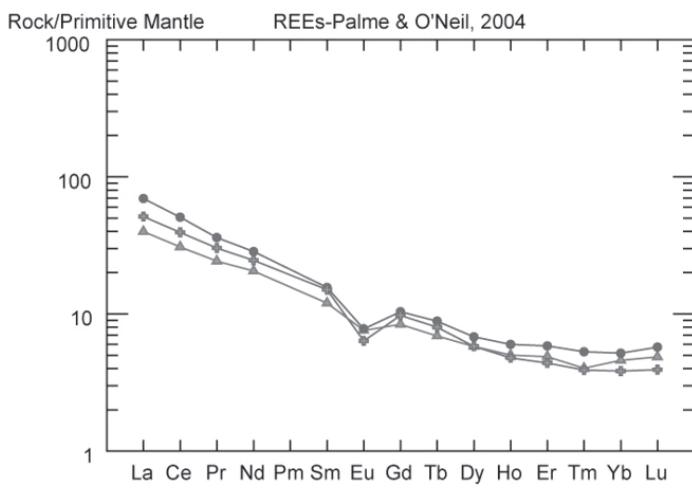


Fig. 6.10.– Normalización de las REE de las medias de los tipos principales de granitoides de la Unidad de Boí a la composición del Manto Primitivo. (Datos de ARRANZ, 1997). (punto = gra, cruz = grd y mzg; triángulo = r. básicas).

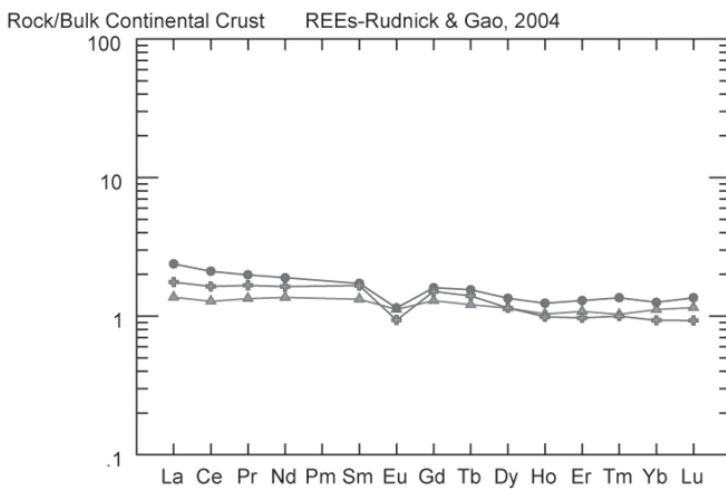


Fig. 6.11.– Normalización de las REE de las medias de los tipos principales de granitoides de la Unidad de Boí a la composición de la Corteza Continental total. (Datos de ARRANZ, 1997). (punto = gra, cruz = grd y mzg; triángulo = r. básicas).

También la disposición relativa de los espectros de REEs pone de manifiesto la imposibilidad de que los magmas de que derivan los distintos tipos litológicos considerados estén relacionados entre sí por un proceso de cristalización fraccionada. Posiblemente y como se ha referido previamente, estos magmas se han producido a partir de protolitos semejantes, pero a través de distintos grados de fusión parcial y con un distinto grado de hibridación con magmas de origen mantélico que es más elevado en el caso de los magmas de los que derivan las rocas básicas.

La edad del Macizo de la Maladeta, de acuerdo con la datación por el método Rb-Sr es de 277 ± 7 Ma, con una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7117 \pm 0,0003$ para el grupo de los monzogranitos y las granodioritas y de 0,7092 para el grupo de las rocas gabro-dioríticas de Taüll (VITRAC-MICHARD *et al.*, 1980). Estos valores ponen de manifiesto la importante participación cortical, incluso en los términos más básicos.

Los datos analíticos propios del proyecto sobre rocas filonianas son escasos y se recogen en la tabla 5, al igual que sus normas CIPW. Estos datos corresponden a un filón básico que corta a los monzogranitos de la Unidad de Boí y a tres filones emplazados en los metasedimentos encajantes. Aunque no se trata de un material filionario y también se incluye entre estos datos el análisis de una episienita desarrollada sobre los monzogranitos en la zona. Las rocas estudiadas tienen contenidos en SiO_2 inferiores al 65% y las relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ pueden ser mayores o iguales a 1, tratándose en el caso de la episienita de una roca fuertemente sódica ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,009$). La roca filioniana más básica, tiene un contenido en Mg bastante elevado ($\text{MgO}=10,76$), siendo de destacar, que para este contenido en Mg, los contenidos de Ni, TiO_2 y P_2O_5 son bastante bajos. El contenido en H_2O (LOI) es moderado o alto, salvo en el caso de la episienita, y es debido en buena parte a los minerales secundarios presentes en estas rocas y asociados a procesos de alteración.

En el diagrama TAS (Fig. 6.12), puede comprobarse que el filón básico emplazado en la Unidad de Boí es de composición gabroidea, mientras que los sills y filones emplazados en los metasedimentos encajantes, tienen composiciones que varían entre dioríticas y monzograníticas. Unicamente el filón básico emplazado en los granitoides tiene una composición subsaturada en SiO_2 , que se refleja en la falta de cuarzo y presencia de olivino en la norma CIPW.

La episienita desarrollada sobre los granitoides tiene una composición sienítica en sentido estricto.

Todas las rocas filonianas analizadas, con la excepción de la del filón gabroideo que corta a los granitoides de la Unidad de Boí, son de carácter peralumínico, lo que se refleja en la presencia de cantidades variables de corindón en la norma CIPW, que es bastante elevada en las rocas filonianas de la Formación Civis, posiblemente debido a procesos de alteración secundaria.

La proyección de las dos rocas filonianas emplazadas en los materiales encajantes de la Formación Civis, se proyectan en el campo de las asociaciones toleíticas en el diagrama AFM (Fig. 6.13), mientras que el resto de las rocas filonianas analizadas se sitúan en el campo subalcalino-calcoalcalino. Es de destacar que el filón gabroideo emplazado en los granitoides corresponde a un tipo rico en K, y que la episienita tiene una relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ y está muy empobrecida en Rb.

Muestra	9148	9318	9380	9357	9085
SiO ₂	50,46	56,23	59,80	64,57	63,27
TiO ₂	0,73	1,11	1,35	0,83	0,54
Al ₂ O ₃	14,66	16,29	18,68	16,07	19,23
FeO	7,39	5,94	8,32	5,54	3,44
MnO	0,15	0,12	0,08	0,07	0,03
MgO	10,76	4,38	2,48	1,12	0,83
CaO	7,51	5,46	0,42	2,65	0,95
Na ₂ O	1,98	4,29	1,02	3,43	9,93
K ₂ O	2,56	0,44	2,67	1,93	0,09
P ₂ O ₅	0,09	0,90	0,18	0,22	0,13
LOI	2,89	4,19	4,07	3,05	1,18
Rb	71,	21,	89,	57,	6,
Be	2,	8,	8,	8,	3,
Sr	123,	896,	152,	207,	61,
Ba	208,	nd	nd	nd	28,
Sc	27,	nd	nd	nd	10,
Y	15,	nd	nd	nd	27,
Zr	90,	305,	209,	254,	221,
Nb	10,	nd	nd	nd	18,
Pb	10,	27,	10,	18,	10,
Th	nd	1,	1,	1,	nd
U	nd	6,	4,	5,	nd
V	146,	9,	1,	1,	27,
Co	36,	20,	33,	11,	25,
Ni	99,	112,	152,	74,	10,
Cu	10,	20,	40,	46,	8,
Zn	85,	141,	195,	93,	31,
La	10,	nd	nd	nd	75,
Ce	18,	nd	nd	nd	146,
q	0,0	13,2	38,6	30,1	2,1
or	15,7	2,7	16,6	11,8	0,5
ab	17,4	38,0	9,1	30,0	85,2
an	24,4	22,2	1,0	12,1	3,9
c	0,0	1,0	14,5	4,2	1,4
di	10,8	0,0	0,0	0,0	0,0
hy	18,5	14,4	12,9	6,2	2,5
ol	8,2	0,0	0,0	0,0	0,0
mt	3,4	4,0	4,3	3,5	3,0
il	1,4	2,2	2,7	1,6	1,0
ap	0,2	2,2	0,4	0,5	0,3
%an	58,4	36,9	9,5	28,7	4,4

Tabla 5.– Datos analíticos de elementos mayores, traza y normas CIPW de rocas filonianas.

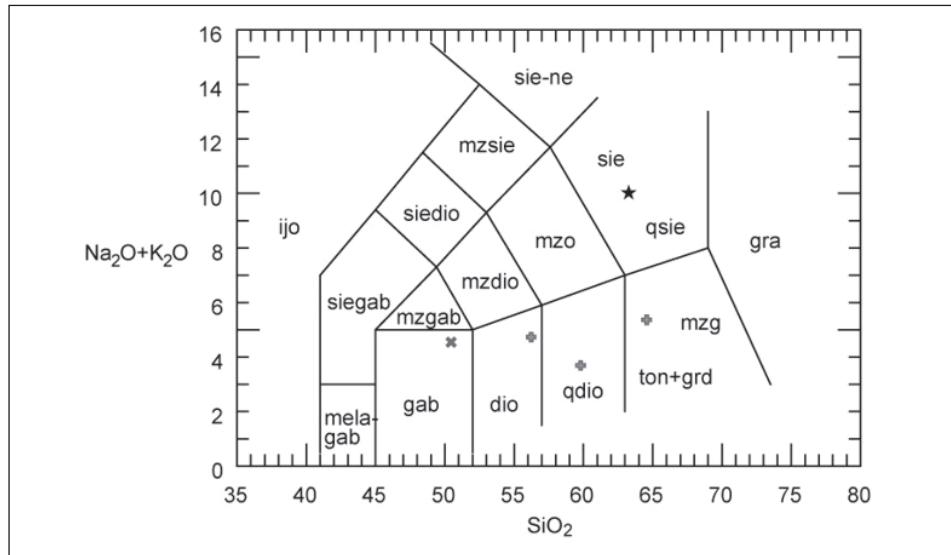


Fig. 6.12.– Diagrama TAS de las rocas filonianas y de la episienita analizadas. Las composiciones de estos materiales varian entre gabros y sienitas. (cruces = sills en Fm Civis y zona de la Bonaigua, aspa = dique básico en granitoides; estrella = episienita).

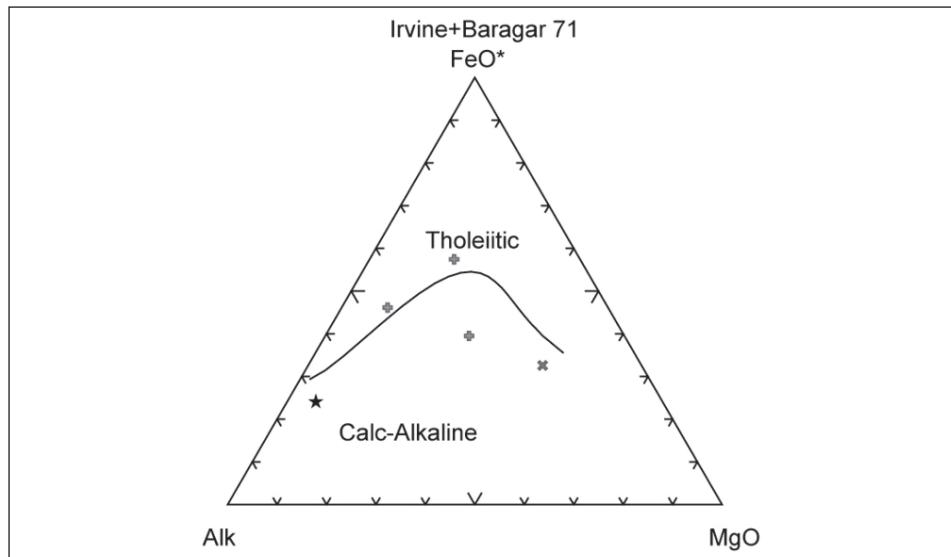


Fig. 6.13.– Diagrama AFM de las rocas filonianas y de la episienita analizadas. (cruces = sills en Fm Civis y zona de la Bonaigua, aspa = dique básico en granitoides; estrella = episienita).

7. RECURSOS MINERALES

Dentro del ámbito de la presente Hoja, no existe en la actualidad ninguna explotación minera activa. Sin embargo se encuentran varios indicios de minerales metálicos y algunas canteras inactivas. A pesar de que todos ellos son de pequeño tamaño, hay que recalcar la gran importancia que la minería del hierro ha tenido en el desarrollo socioeconómico del Pirineo Catalán desde al menos el siglo II a.C., hasta el siglo XIX. Las menas ferríferas se utilizaron para abastecer a las ferrerías (fargues) que se habían establecido a lo largo de los principales valles.

7.1 MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

La actividad minera para el hierro está documentada desde al menos el siglo II a.C., en el valle de Baiasca, situado en el extremo sureste de la presente Hoja (GRASSIOT *et al.* 2005). Éstos indicios representan los vestigios más antiguos de la existencia de minería del hierro en este sector del Pirineo. La actividad siderúrgica se desarrolló de forma intermitente durante al menos 2.200 años, siendo su época de mayor esplendor durante los siglos XVI al XVIII; la actividad continuó hasta mediados del siglo XIX. Las fargues estaban establecidas en las localidades de Espot, La Guingueta y Boí.

Las menas que se explotaban preferentemente eran la hematites y, ocasionalmente, la goethita. Los únicas mineralizaciones de las que se tiene constancia que fueran beneficiadas en esa época, situadas en la superficie de la presente hoja, se refieren a dos indicios alojados en las pizarras del Ordovícico. Se trata de mineralizaciones con morfología estratiforme, que consisten en unos enriquecimientos superficiales desarrollados sobre niveles con sulfuros. La paragénesis es de pirita, calcopirita y arsenopirita, como minerales primarios, con goethita y hematites, como minerales secundarios. De todas formas, MATA PERELLÓ (1990), cita varios indicios minerales con características similares, diseminados por toda la superficie de la hoja.

Hay un reducido grupo de indicios de cobre. En el Estany Gerbé, se realizaron unas labores para investigación. Los materiales encajantes son las granodioritas. Se trata de unos filoncillos de cuarzo con minerales de cobre de dirección NW-SE, y de menos de 15 cm de potencia. En el Coll de Bassiero se encuentran otras labores sobre unos filones de características análogas.

Respecto a las mineralizaciones de plomo, se han localizado tres indicios filonianos de plomo, todos ellos de muy pequeña importancia. Tan sólo existen labores mineras sobre uno de ellos.

También se conoce una mineralización de manganeso, situada al este del Pic Montoroio, en Llessui, sobre la que se realizaron trabajos mineros de investigación. La mineralización consiste en rellenos de bolsadas kársticas, con morfología irregular, con pirolusita como mineral principal (MATA I PERELLÓ, 1990).

Se han inventariado tres indicios de asbestos sobre los que no se ha desarrollado ningún tipo de explotación, sin embargo, en las localidades cercanas de Llavorsí y Llessui, situadas fuera del ámbito de la presente hoja, existen labores mineras sobre indicios con características geológicas análogas. Las mineralizaciones encajan en calizas devónicas. La morfología de los yacimientos es desconocida aunque probablemente se trate de indicios con morfologías filonianas (en

sentido amplio) y por su situación geológica se deduce que su génesis esté relacionada con el metamorfismo dinámico que han ocasionado los cabalgamientos. El mineral principal es una tremolita de fibras muy largas.

N.º	Coordenadas UTM X Y	Sustancia	Término Municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
1	320473,69 4710084,37	Pb, Ba (Erill La Vall)	Barruera	Filoniana	Ba, gn, sph	dir NW-SE buzando al NE
2	347793,75 4715822,69	Fe	Berròs Jussà	Estratiforme		
3	347993,18 4715807,48	Fe (Cu)	Berròs Jussà	Irregular		Skarn ordovícico
4	341478,38 4707979,08	Fe	Caregue		Py, cpy, goe	Calizas devónicas
5	341551,14 4714192,52	Fe	Espot	Estratiforme		Font de ferro. Alteración pizarras silúricas
6	342016,88 4717667,57	Fe	Espot	Estratiforme		Roques de pala Llebreda. Alteración pizarras silúricas
7	345960,80 4715460,97	Fe	Estais	Filoniana		Borda del Tort. Filoncillos encajados en las pizarras silúricas
8	347061,93 4720692,83	Fe	Esterri	Desconocida		Borda Enando. Afloramiento esquistos ordovícicos
9	345442,06 4723123,24	Fe	Isavarre	Estratiforme		Alteración Pizarras
10	344320,49 4713680,34	Fe	Jou	Estratiforme		Barranc de Jou. Esquistos ordovícicos
.../...						

N.º	Coordenadas UTM X Y	Sustancia	Término Municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
11	340328,50 4719200,64	Fe	Son	Estratiforme		Barranc d'Estanyeres. Afloramientos pizarras silúricas
12	347720,23 4722748,83	Fe	Unarre	Estratiforme	Fe, apy, pyr, goe, hm	Mina de Fe esquistos piritosos ordov
13	348364,98 4721997,58	Fe	La Guingueta Unarre	Estratiforme	Fe, apy, pyr, goe, hm	Aflor de Fe esquistos piritosos ordov
14	327936,85 4711921,68	Fe	Barruera. Boi	Estratiforme		Pizarras silúricas alteradas
15	322176,75 4710054,53	Fe	Barruera. Boi	Filoniana	Pyr, goe	Filonillos en el ordovícico
16	222831,51 4720393,41	Fe	Barruera. Boi	Filoniana		Alteración pizarras silúricas
17	230315,10 4722425,51	Fe	Barruera. Boi	Irregular	Fe, py, magnetita	Skarn calizas dev/ granodioritas
18	321564,43 4707292,44	Fe	Barruera Durro	Estratiforme		concentraciones ferruginosas de alteración de pizarras ordovícicas
19	324109,74 4710408,41	Fe	Barruera Taüll	Estratiforme		El Solà. Alteración de pyr en pizarras silur
20	323019,66 4711896,11	Fe	Barruera Taüll	Estratiforme		Cremada. Alteración pizarras silúricas
21	343900,00 4707083,00	Fe	Rialp		Goe, hm	Mina del Riuposa. Rasa minera
.../...						

N.º	Coordenadas UTM X Y	Sustancia	Término Municipal	Morfología	Mineralogía	Observaciones
22	340255,00 4720815,00	Fe	Alt Àneu		Goe, hm	Mina de Plans de Cabanyeres. Rasa minera
23	328497,13 4711377,32	Pb	Barruera. Boi	Filoniana	gn, pyr, goe, cpy	Filoncillos WNW-ESE
24	321938,52 4710875,27	Pb	Barruera. Boi	Desconocida	gn, pyr, goe	Pozo derrumbado
25	339966,45 4709197,80	Cu	Sort Llessui		cpy	Mainera. Calizas devónicas
26	346127,29 4718958,77	Cu	Alt Aneu. Son	Filoniana	cpy	Coll de Bassiero. Minas de cobre Filones NW-SE en granodioritas
27	335602,22 4721667,82	Cu	Alt Aneu. València	Filoniana	cpy, py, goe, azu c	Mina de Cu en las granodioritas. Filones NW-SE. < 15 cm
28	339238,76 4707548,07	Mn	Sort Llessui	Irregular	Pirro.	Relleno de cavidades kársticas
29	348124,18 4714894,79	Asb.	La Guingueta Escart	Desconocida	Trem.	Calizas devónicas
30	342313,36 4709720,93	Asb.	Espot	Desconocida	Trem.	Calizas devónicas
31	326510.18 4711629,41	Asb.	Barruera. Boi	Desconocida	Trem.	Calizas devónicas

7.2. ROCAS INDUSTRIALES

La comarca en que se encuentra esta hoja tiene una muy baja densidad de población, por lo que son escasas las explotaciones de rocas industriales. Las únicas labores de extracción existentes, son de áridos y actualmente permanecen sin actividad.

La explotación de áridos de La Torrassa, en Espot, aprovechaba los materiales del cono de deyección del río Escrita. Otra explotación de áridos también inactiva se encuentra al sureste de Taüll, en el extremo opuesto de la hoja, está situada sobre los materiales aluviales del río Martí.

Las granodioritas de La Maladeta fueron utilizadas hacia 1950 como materiales de construcción de la presa de Cavallers (Término Municipal de Barruera), cerca de la cual se encuentra una cantera abandonada de considerables proporciones.

Respecto a las rocas de construcción, cerca del Estany Mainera, en el término municipal de Sort, se encuentra una pequeña cantera abandonada, que fue utilizada para el aprovechamiento local de unos mármoles. El pequeño afloramiento de mármoles fue originado por metamorfismo de contacto sobreimpuesto a las calizas devónicas.

Por último, se encuentran pequeñas explotaciones de carácter familiar dedicadas a la construcción de edificios rústicos y muros de fincas. Al oeste de la carretera de Unarre a Esterri, sobre los afloramientos de los materiales cambro-ordovícicos, se localiza una pequeña cantera de pizarras (llosos), que permaneció activa hasta los años setenta (ind n.º 4). Estas pizarras han sido utilizadas tradicionalmente como cubiertas de todos los edificios de la comarca, por lo que hay un gran número de canteras abandonadas.

N.º	Coordenadas UTM X Y	Sustancia	Término Municipal	Denominación	Observaciones
1	347447.47 4715571.19	Ari.	Espot	La Torrassa	Actualmente inactiva
2	326450.00 4708550.00	Ari.	Barruera	Riu Martí	Actualmente inactiva
3	324190.00 4716265.00	Arm.	Barruera	Cavallers	Actualmente inactiva. Granitos para áridos de escollera
4	34795.00 472125.00	Piz.	La Guingueta	Unarre	Pequeñas dimensiones. Inactiva

7.3. RECURSOS GEOTÉRMICOS

En Caldes de Boí (Barruera) existe un importante conjunto termal, formado por 37 manantiales. Al menos desde la Edad Media, han sido aprovechados en un establecimiento balneario. Además de su uso terapéutico, este recurso geotérmico se utiliza en las instalaciones hoteleras adyacentes como agua caliente sanitaria. Las temperaturas de los distintos manantiales oscilan entre los 4º C y los 56º C, y su composición hidroquímica es muy diversa.

Los manantiales de Caldes de Boí están situados en la parte meridional del batolito granodiorítico de La Maladeta, cerca del contacto con los materiales paleozoicos.

Como hipótesis genética, PINUAGA *et al.* (1989) consideran que el circuito hidrotermal se ha desarrollado a lo largo de la falla principal que discurre por el valle. El origen de las aguas es

meteórico. El área de recarga estaría situada en la ladera oeste del valle. Esta penetraría por las fracturas del granito hasta una profundidad de unos 2 km, en función del mayor grado geotérmico en materiales ígneos, considerando una temperatura de equilibrio de agua-roca alcanzada en profundidad de 100°-120° C. Este flujo de agua descendente cambia su sentido de circulación y gracias a la zona de alta permeabilidad que representa la falla de Boí, asciende por ese conducto, hasta llegar a la superficie. Durante el recorrido de ascenso, el agua termal pierde parcialmente la temperatura adquirida en profundidad, alcanzando en superficie una temperatura de 50° C. La existencia de acuíferos aluviales y coluviales en el fondo del valle, favorece la mezcla de aguas, por lo que los manantiales situados en los materiales cuaternarios presentan temperaturas menores.

Localidad	Denominación	Temperatura (°C)	Caudal (l/m)
Caldes de Boí	Estufa	49,4	¿?
(Barruera)	Baños	48,5	6
	Termas Romanas	47,6	¿?
	Cànem	42,0	10
	Tartera izquierda	39,1	2,12
	Bou	36-37	200 (estimado)
	Sta Llucia	36,6	0,86 (estimado)
	Bosc	31,0	3,04
	Titus IV	28,3	5,21
	Bou II	28,2	7,50
	Salenca	27,2	¿?
	Pompeio	26,3	1,57
	Tartera Derecha	26,0	Inapreciable
	Avellaner	25,8	10-12 (estimado)
	Titus II	25,4	1,89
	Titus I	24,1	0,16
	Besurt	23,5	1,61
	Avellaner II	22	20 (estimado)
	Avellaner I	18,3	30 (estimado)
	Bosc	12,6	4,68
	Titus III	11,3	15-20 (estimado)
	Ferro	11	0,18
	Consòrcia I-II	10,6	20-30 (estimado)
	Boix	9,8	15 (estimado)
	Boix II	7,2	3,47
	Capellans	7,2	4
	Obaga	6,5	12
	Boix I	6,0	12-15 (estimado)
Espot	Font del Sofre	27,7	18
Tredòs	Banys de Tredos	38	180

Tabla I.- Elaboración propia a partir de los datos de IGME (1984).

También se encuentran otras fuentes termales en otros lugares distintos dentro de la superficie de la presente hoja, pero siempre en el entorno del borde del Macizo granodiorítico de la Maladeta. Por una parte, en el valle de Aiguamog, en Tredós, en el extremo septentrional del macizo de la Maladeta, se localiza otro manantial termal sulfuroso, cuya temperatura de surgencia es de unos 38º C y cuyo caudal aproximado es de unos 180 l/s. Sus aguas se aprovechan en unas instalaciones hoteleras adjuntas como balneario.

Por otra parte, en Espot, en el extremo oriental de la hoja, y a un kilómetro al este del contacto intrusivo de la granodiorita, mana una fuente termal conocida como *Font del Sofre*. El agua surge en el contacto de los materiales del Carbonífero con los del Devónico a una temperatura de 27,7º C y con un caudal aproximado de 18 l/s.

La génesis de estos tres campos geotermales estaría relacionada con un mayor gradiente geotérmico en los granitos y la surgencia con la presencia de numerosas fallas y cabalgamientos alpinos que afectan a la bordes del batolito.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas que afloran en la Hoja de Esterri d'Àneu fueron depositadas con anterioridad al Caradoc, habiendo sido atribuidas a una edad Cambro-Ordovícica. Están constituidas por depósitos siliciclásticos (pizarras, areniscas, cuarcitas en ocasiones microconglomeráticas y microconglomerados) con algunas intercalaciones de niveles o tramos carbonatados, posiblemente formados en un medio de plataforma. Ocasionalmente se encuentran en las cuarcitas microconglomeráticas y microconglomerados, componentes derivados de rocas volcánicas ácidas. Se han observado también intercalaciones de porfiroides riolíticos, tanto en el sector NE de la hoja (al NO y O de Esterri d'Àneu), como al SO (encajante de las rocas básicas de Taüll).

Las rocas atribuidas al Cambro-Ordovícico fueron basculadas, lo que dio lugar al desarrollo de una discordancia cartográfica (Discordancia Sárdica), sobre la que se depositaron los materiales del Ordovícico superior, en una secuencia granodecreciente. Esta sucesión comienza con los Conglomerados de Rabassa, de origen continental (GIL PEÑA *et al.*, 2004) y evoluciona a depósitos carbonatados marinos (Fm Estana), habiéndose encontrado en ella, fuera de la hoja, la primera fauna marina en este sector de los Pirineos, que data del Caradoc terminal al Ashgill medio. Sobre los carbonatos de la Fm Estana se apoyan unas pizarras negras (Fm Ansobell) correlacionables con las pizarras con diamictitas, interpretadas como glaciomarinas Glaciación Hirnantense), ampliamente distribuidas por el SO de Europa y N de África. Aunque en el área de la hoja no se han observado, debido probablemente a motivos tectónicos, en áreas cercanas (algunos sectores del Domo de l'Orri, Domo del Garona, zona de Isil del Domo de La Pallaresa) se ha observado como sobre la Fm Ansobell se apoya un nivel cuarcítico cuya potencia disminuye hasta desaparecer hacia el N (Fm Cuarcita de Bar). Esta formación representa el transito entre el Ordovícico superior y el Silúrico. En su base, en algunos sectores de los Pirineos centrales, se observa un conglomerado carbonatado que se apoya mediante contacto erosivo sobre la Fm Ansobell, a la que puede hacer desaparecer apoyándose directamente sobre la Fm Estana (GIL PEÑA *et al.*, 2001) e incluso probablemente sobre la Fm Cavá (GIL PEÑA *et al.*, 2004). Estos últimos autores interpretan este conglomerado como relacionado con el rebote isostático producido por

la fusión del casquete polar al final del Hirnantiano inferior. Las rocas del Ordovícico Superior presentan en su tramo inferior (Fm Cavá) intercalaciones volcanoclasticas de carácter ácido, correlacionables con el importante desarrollo del magmatismo ácido en el Ordovícico superior en otras áreas de los Pirineos.

A partir del Llandovery se produce una sedimentación de baja energía con gran cantidad de materia orgánica que da lugar a la formación de pizarras negras euxínicas con graptolitos, que aportan una edad desde el Llandovery al Ludlow temprano. Desde el comienzo del Ludlow, se produce una sedimentación carbonatada correspondiente a un episodio de oxigenación con acumulación de moluscos (orthocerátidos, crinoideos y lamelibranquios), en el que alternan las pizarras ampolíticas con calizas negras, dentro de un contexto de subsidencia lenta (SANZ LÓPEZ, 2004).

A partir del Lochkoviense medio se instaura en los Pirineos centrales una sedimentación hemipelágica con progresiva oxigenación de la cuenca. En el dominio de la Subfacies de Sierra Negra s.s. del Área de facies meridional, que es de los dominios en que se divide el Devónico de los Pirineos el mayoritariamente representado en esta hoja, se deposita una alternancia de materiales siliciclasticos y carbonatados (Fm Rueda), que muestran un incremento en la tasa de subsidencia durante el Pragiense inferior. El inicio de la retrogradación de los sistemas siliciclasticos, está representado en la mayoría de la hoja por una unidad carbonatada (Fm Castanesa), cuya base está próxima a la base del Emsiense. La profundización de la plataforma carbonatada durante el Emsiense temprano da lugar en el Dominio de la Subfacies de Sierra Negra a una sedimentación pelítica (Fm Fonchanina). Durante el Emsiense tardío se instaura en este sector de los Pirineos una sedimentación hemipelágica de calizas nodulares (Fm Manyanet), que finaliza hacia el límite Emsiense-Eifeliense, si bien su techo puede ser diacrónico. La Fm Manyanet es sustituida lateralmente por pizarras (Fm Civis) en el sector de la hoja perteneciente al Dominio de la Subfacies de Sierra Negra, mientras que en el extremo N de la misma, perteneciente al Dominio de Facies Central, se depositan pizarras con intercalaciones de calizas (Lutitas de Beret) que pueden alcanzar hasta el límite Eifeliense-Fameniense.

En el Anticinal Central se observa a continuación la aparición de una plataforma carbonatada (Calizas de la Renclusa), que en el Dominio de la Subfacies de la Sierra Negra comienza con duras hacia el Givetiano y llega a la parte inferior del Bashkiriense, si bien existe una laguna sedimentaria dentro de esta formación que incluye, al menos, el Frasniano y el Fameniense inferior (SANZ, 2004). En el área de la hoja no obstante, no se observa la base de esta caliza, así como tampoco se observa el techo de la Fm Civis.

Sobre esta plataforma, en el Anticinal Central en el área de la hoja, se deposita una sucesión siliciclastica en facies Culm, que se interpreta como un flysch depositado en sistemas de abanicos de aguas profundas incluyendo facies de talud, cañón y abanico, que antecedió a la deformación varisca y al desarrollo de cabalgamientos, por delante del frente de avance del cinturón orogénico. El desarrollo de este flysch comienza en el Anticinal Central en el Bashkiriense, si bien en los dominios Septentrional y Central comenzaría en el Serpukhoviense y se extendería, al menos, hasta el límite Bashkiriense-Moscoviense.

Las rocas paleozoicas, principalmente las comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Bashkiriense, han sido afectadas por varias etapas deformativas atribuidas a la Orogenia Varisca.

La primera etapa de deformación varisca observable en el área de la hoja se caracteriza por la existencia de un clivaje primario (S_1) de tipo "slaty cleavaje", bien desarrollado en los niveles pelíticos. Este clivaje se desarrolla en condiciones de muy bajo grado de metamorfismo. En general no se observan pliegues mayores asociados, si bien, ocasionalmente se observan pliegues menores muy apretados, de los que este clivaje es plano axial. Los pliegues de esta etapa se han interpretado, en algunos sectores de la Zona Axial (Domo del Garona, N de Andorra), como probablemente pliegues tumbados vergentes al N y serían correlacionables con el segundo episodio de deformación (D2) descrito en el Domo del Garona, si bien algunos autores los han interpretado en otros sectores (Domo de l'Orri) como pliegues tumbados vergentes al S.

La segunda etapa de deformación varisca, es la fase deformativa principal en el área de la hoja, sobre todo en su sector nororiental (Domo de La Pallaresa/Anticinal de Massana-Ribera de Cardós), así como en los sectores de los Domos de l'Orri (SE) y Pallassos (SO). Se caracteriza por el desarrollo generalizado de pliegues y, sobre todo, de un clivaje de crenulación (S_2) de plano axial que llega a ser muy penetrativo. Este clivaje se desarrolla también en condiciones de muy bajo grado de metamorfismo y lleva una dirección media ONO-ESE buzando hacia el N. En el sector nororiental, es donde existe un mejor desarrollo de estructuras de esta etapa, observándose el desarrollo de pliegues a todas las escalas con vergencia hacia el sur. Con frecuencia se observan foliaciones filoníticas o miloníticas, con geometría sigmoidal y desarrollo de estructuras S/C en la proximidad de superficies de cabalgamiento relacionadas con esta etapa deformativa. Estas estructuras serían correlacionables con las estructuras de D3 descritas en el Domo del Garona.

Asociados a los pliegues y estructuras menores de nuestra Segunda Etapa de Deformación D2, aparecen numerosos cabalgamientos de vergencia S que se desarrollan de simultánea a tardíamente con relación a los mismos, como los del sector del Plá de la Font y los cabalgamientos de Llavorsí-Senet y Puerto de La Picada-Valarties, entre otros. Todos ellos están interrumpidos por el Macizo de La Maladeta.

En el área de la hoja, con posterioridad al clivaje principal (S_2) y al clivaje previo (S_1), se desarrollan algunas deformaciones tardívariscas. Así, en el Sinclinal de Llavorsí, se producen un conjunto de pliegues centimétricos a decimétricos, abiertos, con una crenulación poco penetrativa de longitud de onda milimétrica, que a veces desarrollan un clivaje de crenulación de fractura de espaciado centimétrico. La orientación de los planos axiales de estas estructuras es predominantemente NE-SO, buzando entre 25° y 64° al NO. Por otra parte, en el sector oriental de la hoja, entre las localidades de Son y Estaí, se observa un replegamiento de escala cartográfica, que da lugar a pliegues de gran amplitud, con dirección aproximada E-O, y plano axial subvertical.

Posteriormente al desarrollo de las principales fases de deformación se produce la intrusión de los granitoides de los macizos de La Maladeta, Marianya, Arties y Barruera. Desarrollan aureolas de contacto que alcanzan el grado medio a alto, llegando a generar sillimanita fibrosa en su zona más interna, y una anchura máxima de 2,7 km, en el caso de La Maladeta.

El macizo de la Maladeta está emplazado en materiales sedimentarios cuyas edades abarcan desde el Cambrico-Ordovílico Inferior hasta el Carbonífero (Namuriense-Westfaliense), afectados

en bajo grado por el metamorfismo regional varisco, y produce sobre ellos un metamorfismo de contacto que llega a alcanzar condiciones de las corneanas piroxenicas en los materiales encajantes situados junto a los granitoides, con neoformación de sillimanita en los sedimentos pelíticos y de wollastonita y periclasa en los sedimentos carbonatados. Las condiciones de presión y temperatura de este metamorfismo de contacto son estimadas por ARRANZ (1997) en 2,5 Kb y 625° C.

Las observaciones realizadas ponen de manifiesto que los granitoides intruyen discordantemente en los metasedimentos encajantes, cortando a la esquistosidad principal y a todas las estructuras variscas principales registradas en ellos. Así mismo, en los granitoides más próximos a los contactos, no se observan en general estructuras que permitan suponer que el proceso de intrusión haya sido de carácter forzado, o que haya tenido lugar en condiciones sincinemáticas; por el contrario, cuando se han encontrado estructuras deformativas en estas zonas, siempre han sido relacionables con procesos deformativos posteriores a la intrusión. Estos hechos, así como la ausencia de estructuras internas de flujo con orientaciones sistemáticas, apoyan la hipótesis de que el emplazamiento de la Unidad de Boí del Macizo de la Maladeta se ha producido en un periodo de calma tectónica. Por otra parte, el estudio de las relaciones texturales de las rocas afectadas por el metamorfismo de contacto asociado al macizo granítico, pone de manifiesto que los minerales neoformados han sido afectados por deformaciones que si bien en algunos casos son claramente asociables a los procesos tectónicos alpinos, en otros posiblemente son relacionables con deformaciones tardí-variscas.

Los efectos de las deformaciones alpinas sobre los granitoides de la Unidad de Boí son muy variables, pudiendo manifestarse como estructuraciones miloníticas con recristalizaciones en condiciones de los esquistos verdes a deformaciones y fracturación en condiciones más frágiles, pero que también están acompañadas con carácter generalizado de alteraciones a bajo grado de la mineralogía de los mismos.

En el caso del plutón de Marianya, las observaciones de que se dispone son escasas, ya que los afloramientos del mismo en esta hoja son pequeños y con posibilidades de observación bastante limitadas. No obstante, el estudio realizado por ANTOLÍN-TOMÁS *et al.* (2007) refiere que los datos de la fábrica magnética y la morfología del plutón sugieren que el emplazamiento del mismo se ha producido en un régimen transpresivo. Por otra parte, las observaciones de los autores del estudio citado previamente indican que las rocas plutónicas del plutón de Marianya no presentan deformaciones significativas, y que las orientaciones minerales que se observan son atribuibles a flujo magmático.

La edad de emplazamiento más fiable de los granitoides del macizo de la Maladeta es la determinada por EVANS (1993) en circones de un leucogranito por el método de U-Pb, y que es de $298 \pm 2,4$ Ma. Esta edad corresponde al Carbonífero Superior (Pensilvaniense), y es posterior a la del pico metamórfico regional Varisco en Pirineos, establecido en 305 ± 5 Ma. por VIELZUEF (1996).

Las características petrológicas, geoquímicas e isotópicas de los materiales plutónicos del Macizo de la Maladeta, así como de otros Macizos Plutónicos de la Supraestructura de la Zona Axial Pirenaica, son en principio concordantes con hipótesis petrogenéticas que implican en su

génesis a magmas básicos procedentes del manto y a magmas generados en distintos niveles de la corteza continental, que sufrirían procesos de hibridación y diferenciación en distinto grado y en niveles más profundos que los accesibles a observación. Verosímilmente, estos procesos de hibridación de magmas procedentes del manto y de fundidos corticales relacionados con los procesos metamórficos regionales, así como el ascenso y emplazamiento de los mismos, se produciría en estadios relativamente tardíos de la Orogenia Varisca, relacionados con la evolución extensional de la misma.

Posteriormente a la intrusión de los macizos de granitoides tardivariscos, durante el Estefaniense-Pérmino, se depositaron en la Cordillera Pirenaica, en cuencas continentales aisladas, materiales de potencia y composición variable. En el área de la hoja, se encuentran representados en su esquina NO por un pequeño afloramiento de brechas polígenicas con características similares a las de la Fm Aguiró, y por dos pequeños afloramientos en el sector de Prüedo (NO de la hoja) que han sido atribuidos por diversos autores al Triásico o al Permotriásico del autóctono del Manto de Gavarnie, basándose en su correlación con materiales similares datados en otros sectores de los Pirineos (Fm Peranera).

Durante el acortamiento alpino se producen algunas estructuras deformativas, como cabalgamientos, entre los que cabe destacar los cabalgamientos de Gavarnie, Estarón y Pedregana-Cometa de la Qüestió-Serra de les Mussoles, que tienen vergencia hacia el S. A ellos se asocian zonas de cizalla con deformación milonítica en condiciones de muy bajo grado de metamorfismo, así como desarrollo de plegamiento con foliación de crenulación asociada. También se generan algunas fallas de desgarre con componente inversa, como la Falla de la Pala d'Eixe. Por otra parte, el Domo de l'Orri, parte de cuyo sector NO aflora en el sector suroriental de la hoja, ha sido interpretado como una estructura alpina resultado de la rotación producida por el apilamiento antiformal de láminas cabalgantes alpinas que involucran a rocas paleozoicas con estructuración varisca. Así, el pliegue-manto de l'Orri constituiría el bloque superior del cabalgamiento alpino de Rialp. El Macizo de La Maladeta, por otra parte, se encuentra intensamente afectado por deformaciones tardías tanto dúctiles como frágiles, atribuibles en buena parte a eventos deformativos alpinos, desarrollándose corredores de falla dentro del mismo, de carácter dúctil-frágil con movimiento inverso a desgarre.

Posteriormente se desarrollan algunas fallas de componente normal, entre las que cabe destacar la falla del Norte de La Maladeta-Pales del Pui-Espot, que transcurre por el N y NE de la hoja, cortando y/o rejugando a las estructuras de deformación variscas, como los Cabalgamientos de Gavarnie y Estarón, hundiendo los bloques N y NE, respectivamente.

Algunos autores han atribuido también a la deformación alpina un conjunto de *kink bands* normales cuyos planos axiales buzan moderadamente al SO o SSO, indicando movimientos de falla normales con el labio norte levantado.

La evolución geológica más reciente es la que ha originado la morfología de la región y se enmarca en dos etapas de su historia diferenciadas por la velocidad e intensidad de los procesos tectónicos y sedimentarios acaecidos. Comienza a funcionar con la principal etapa del plegamiento Alpino, para finalizar con los eventos ocurridos durante el Cuaternario, relacionados mayoritariamente con los cambios climáticos.

Paralelamente a la fase principal de la orogenia Alpina se inicia la actividad erosiva sobre un gran relieve estructural con mucha energía. La erosión fue capaz de producir una gran cantidad de material que dio lugar a una serie de depósitos, de edad Eoceno terminal-Oligoceno y parte del Mioceno, que llenan las grandes cuencas terciarias. La litología de estos depósitos acusa la procedencia del material, haciendo suponer una Zona Axial con un ascenso continuado, equilibrado por la subsidencia de la Depresión del Ebro. Posteriormente, de forma brusca, comienza una nueva fase de plegamiento fini-Oligoceno que provoca una nueva fase erosiva en la que se inicia el gran proceso de exhumación de los relieves que circundan a la Zona Axial pirenaica, y que se mantiene durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario.

El Cuaternario es un periodo que se caracteriza por una división en ciclos (o fases) glaciares e interglaciares. En este sector del Pirineo, se produce en el Pleistoceno una nueva morfogénesis que marca la formación de un relieve policíclico debido a la alternancia de etapas glaciares y periglaciares. Siendo la última glaciaciación la que ha tenido un poderoso efecto morfogenético, que ha borrado cualquier vestigio de anteriores glaciaciones.

Además, durante el Cuaternario se han desarrollado otra serie de procesos exógenos, debido al ambiente periglaciar, a la acción fluvial y a la dinámica de laderas, que han ayudado a modelar localmente el relieve que se observa en la actualidad, con un buen desarrollo superficial de los depósitos cuaternarios.

En el comienzo del Holoceno, caracterizado por la deglaciación, la actividad fluvial debió ser importante, con la consiguiente removilización de muchos depósitos de origen glaciar. En los últimos tiempos, son importantes los fenómenos nivales y fluvio-torrenciales.

9. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

En la Hoja de Esterri d'Àneu (181) se han inventariado y catalogado 6 Puntos de Interés Geológico.

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Conglomerados de la Rabassa al O de la Noguera Pallaresa.
- Brechas poligénicas.
- Cabalgamiento alpino de la Serra de Les Mussoles.
- Zona de mezcla de leucogranitos y tonalitas del Embalse de Cavallers.
- Milonitas de la Zona de Cizalla Negre-Colomers.
- Manantial termal de Caldes de Boí.

9.1. DESCRIPCIÓN DE LOS PUNTOS DE INTERÉS

Punto 1. Conglomerados de la Fm Rabassa al Oeste de La Noguera Pallaresa

Al O de la Noguera Pallaresa, al S de Son y O de Jou, se han encontrado afloramientos del Conglomerado de La Rabassa, Ordovícico superior, no citados hasta ahora en este sector, en el que únicamente se había encontrado Cambro-Ordovícico. Así en la pista que sube al Refugio del Pla de la Font, unos 700 m al N de este (coordenadas UTM, X: 342300, Y: 4718625), se puede ver un afloramiento de conglomerados con cantos de cuarzo blanco y arenisca cuarzosa que pueden superar los 9 cm, subredondeados, en una matriz de arenisca cuarzosa o cuarcita micácea, foliados y cortados por venas de cuarzo. Tienen una textura matriz-soportada, si bien llegan a tener en algunos casos una textura grano-soportada.

A estos materiales se les ha atribuido un origen continental (conos aluviales), según SANZ y PALAU (en prensa) y GIL PEÑA *et al.* (2004).

En cuanto a su edad, es una formación azoica, habiéndosele asignado una edad Caradoc inferior a partir de la edad asignada a formaciones superiores con contenido paleontológico.

Punto 2. Brechas poligénicas

En la esquina NO de la hoja (Pales de Sarrahèra), existe un pequeño afloramiento (coordenadas UTM, X: 320050, Y: 4726300), que parece continuarse fuera de la misma, de una brecha de tonos gris oscuros a algo rojizos, heterométrica, que no supera los 3 m de potencia, constituida por cantos de pizarra, areniscas y litarenitas, en una matriz pizarro areniscosa, más o menos ferruginosa, con textura matriz-soportada. Los cantos son angulosos y su tamaño varía entre 5 mm y 40 a 50 cm. Se observan tramos areniscosos masivos con cantos, e intercalaciones de niveles de pizarras negras, foliados, con cantos de 5 a 10 cm rodeados por la foliación.

Su contacto N es un cabalgamiento que pone el Silúrico ampelítico alóctono y calizas devónicas equivalentes a la caliza Basal del Área de facies Central, sobre estos materiales, mientras que se apoyan sobre una sucesión que de techo a muro tiene ampelitas silúricas y materiales del Ordovícico superior del flanco N y núcleo del Anticlinal central. Este accidente podría ser el Manto de Gavarnie.

Estas brechas se parecen a las descritas al S de la Subunidad del Flamisell-Baliera (al S del Macizo de La Maladeta) por MEY *et al.* (1968), donde estos autores definieron formalmente la Fm Aguiró. En la citada localidad describen en la base de la formación unas brechas poligénicas, mal seleccionadas con bloques angulosos de hasta 2m de tonos grises a marrones a veces tendiendo a púrpura o rojizo hacia la base, que se apoyan sobre las formaciones prevariscas infrayacentes. Diversos autores, basándose en restos de flora fósil han atribuido a esta formación una edad comprendida entre el Westfaliense D hasta incluso el Estefaniense B.

Punto 3. Cabalgamiento alpino de la Serra de Les Mussoles

Al E y O del Barranc de Llacs, se observa en un tramo del Cabalgamiento alpino de la Serra de Les Mussoles (Fig. 3.1), una zona de contacto mecánico de las granodioritas y monzogranitos

bióticos con anfíbolo de La Maladeta con su encajante, que continúa con una zona milonítica intragranítica, en el Barranco de Les Mussoles, en la que la granodiorita se encuentra intensamente deformada, con desarrollo de una foliación bien marcada de dirección N120°E a N140°E, buzando al norte. En el tramo de contacto de la granodiorita con su encajante, aproximadamente a 1 km al sur de la Capilla de Sant Esperit, esta se encuentra gneisificada, mientras que los materiales Cambro-Ordovícicos a Devónicos, se encuentran intensamente deformados, con abundantes planos de cizalla, que indican movimiento inverso con desplazamiento de bloque de techo hacia el sur.

En este punto se observan afloramientos de metasedimentos pizarrosos y de granodioritas afectados por la deformación milonítica asociada al cabalgamiento de los granoídes sobre los metasedimentos.

Desde el cauce del río se observan en unos resaltes de la ladera O del Barranc de Llacs, algunos buenos afloramientos del cabalgamiento de los granoídes de la Unidad de Boí sobre los metasedimentos paleozoicos. En uno de estos afloramientos (Coordenadas UTM, X=324200, Y=4717125) se ve un contacto mecánico entre granodioritas bióticas con anfíbolo de grano grueso, gneisificadas y unas pizarras ampelíticas silúricas milonitzadas, por debajo de las que se encuentran pizarras y algunas capas de cuarcitas. Las pizarras ampelíticas silúricas muestran una esquistosidad N50°E, 70°NO y planos de cizalla N55°E, 40°NO. En la granodiorita gneisificada situada sobre estas ampelitas se encuentran planos C de cizalla con dirección N35°-40°E, y buzamiento 40°NO. Sobre estos planos se aprecia una pronunciada lineación de estiramiento N155°-160°E, inclinada 34°al N, encontrándose criterios que indican que los materiales del bloque de techo (granodioritas) se han desplazado hacia el SSE.

El carácter de cabalgamiento alpino en parte de su trazado, viene avalado por el hecho de que atraviesa el Macizo de La Maladeta, deformándole intensamente, en la Serra de Les Mussoles, así como por el hecho de hacer cabalgar a las granodioritas sobre su encajante metasedimentario, en el Barranc de Llacs. Además, hacia el O (en la Hoja de Benasque) confluye con el Cabalgamiento de Senet, que cabalga, al O de la citada localidad, sobre materiales atribuidos al Triásico (RÍOS *et al.*, 2002).

Punto 4. Zona de mezcla de leucogranitos y tonalitas del embalse de Cavallers

Este punto está situado junto al estribo oriental del dique del Embalse de Cavallers (Coordenadas UTM, X=324250, Y=4717100). En su entorno se encuentran diversos filones de leucogranitos biótico-moscovíticos con turmalina, emplazados en los monzogranitos bióticos de grano grueso que constituyen la facies dominante del plutón de La Maladeta (Unidad de Boí, en este sector). Los leucogranitos tienen un tamaño de grano fino-medio y son pobres en micas y de color muy blanquecino, y en ellos es relativamente frecuente la presencia de nódulos irregulares de turmalina. Estos leucogranitos presentan contactos netos pero muy soldados con los monzogranitos de grano grueso, pudiendo aislar enclaves angulosos de estos últimos.

En uno de estos filones leucograníticos se encuentra una masa de brechas ígneas constituidas por fragmentos de rocas tonalíticas de color gris oscuro, que tienen secciones que varían entre ameboides, subredondeadas o subangulosas, y que tienen una matriz leucogranítica. Esto pone

de manifiesto que las tonalitas se encontraban en un estado parcialmente plástico cuando fueron incluidas por los leucogranitos.

La masa principal de brechas tonalíticas está elongada en dirección N-S, y tiene un buzamiento de 60° a 65° E y una anchura de unos 3 m.

Punto 5. Milonitas de la Zona de Cizalla Negre-Colomers

Se trata de una zona milonítica que marca el contacto localmente mecánico entre los leucogranitos (Granitos biotíticos \pm Ms \pm Cd) de Travessani-Estany Gerber y los monzogranitos y granodioritas biotíticas con anfíbol, de grano medio grueso a grueso de la Unidad de Boí del Macizo de la Maladeta. En este punto (Coordenadas UTM, X=329850, Y=4719750), la banda milonítica alcanza una potencia algo superior a 1 m, y en ella, los granitoides presentan una fuerte deformación milonítica. Los leucogranitos están transformados en unos ortogneises microgranulares de color grisáceo, presentando también texturas gneíscas las granodioritas de grano medio-grueso.

En estos granitoides miloníticos se observan planos de cizalla con dirección E-O y buzamiento de 72° a 80°N, en los que se definen lineaciones de estiramiento N-75°-E, 32° a 35° E, con componente sinistro.

La banda milonítica se dirige hacia el O, desde el promontorio que definen los leucogranitos gneisificados hacia el puerto de Colomers.

Fuera de la zona afectada, los leucogranitos corresponden a una facies de grano fino-medio, algo heterogranulares, de color gris claro, con láminas finas de biotita, y que con frecuencia contienen nódulos de turmalina.

Punto 6. Manatial termal de Caldes de Boí

Se encuentra situado a orillas del río Noguera de Tor (Coordenadas UTM, X: 322800 , Y: 4714800), en la posible prolongación de la Falla de Boí, con la que debe estar relacionado.

En la Hoja de Esterri d'Àneu (181) se encuentra la casi totalidad del Parque Nacional de Aigüestortes i de Sant Maurici.

Además de los puntos de interés geológico, inventariados anteriormente, en esta hoja existen múltiples puntos de Interés Geomorfológico, que se han recogido detalladamente en 13 itinerarios de *La Guía Geológica del Parque Nacional de Aigüestortes i de Sant Maurici*, realizada por el IGME (MARTÍNEZ RIUS, 2010).

10. BIBLIOGRAFÍA

- ACOSTA ARIAS, E. (2006): *Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el Valle de Benasque (Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza, 349 pp.
- ALONSO, V. y TROMBOTTO LIAUDAT, D. (2009): "Periglacial geomorphology of El Miro area, Cantabrian Mountains, NW Spain". *Z. Geomorph. N.F.*, 53: 335-357.
- ANTOLÍN-TOMÁS, B.; ROMÁN BERDIEL, T.; CASAS SAINZ, A.; GIL PEÑA, I.; OLIVA, B. y OLIVA, B. (2007): "Structural and magnetic fabric study of the Marimanha granite (Axial Zone of the Pyrenees)". *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*. DOI 10.1007/s00531-007-0248-1.
- ARCHE, A. (1971): *Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique (Pirineos Centrales, España, Francia)*. Tesis Doctoral. Univ. Madrid, 197 pp.
- ARCOS, D. (1991): *Reconcentració metamòrfica d'or en les zones de cizalla a la vall de Coflent (Pirineu central)*. Tesi Llicenciatura, Univ. Barcelona, 122 pp.
- ARRANZ, E. (1991): *Petrología, Geoquímica y Estructura de los granitoídes del Macizo de la Maladeta en su sector Tahüll-Lago Negro (Provincia de Lérida)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza.
- (1997): *Petrología del macizo granítico de La Maladeta (Huesca-Lérida): estructura, mineralogía, geoquímica y petrogénesis*. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza (inédita).
- ARRANZ, E.; LAGO, M.; BASTIDA, J. y GALÉ, C. (2002): "Hidrotermal scapolite related to the contact metamorphism of the Maladeta Plutonic Complex, Pyrenees: chemistry and genetic mechanisms". *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 82: 101-119.
- BARKER, F. (1979): "Trondhjemite; definition, environment and hypotheses of origin". En: Barker, F. (ed.), *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, pp. 1-12.
- BARNOLAS, A. y CHIRON, J.C. (1996): *Synthèse géologique et géophisique des Pyrénées-Volume I; Cycle Hercynien*. Ed. BRGM-ITGE. Orleans y Madrid.
- BARNOLAS, A. y PUJALTE, V. (2004): "La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 233-241.
- BARSCH, D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin, p. 331. ISBN ISBN: 978-3-642-80095-5. DOI 10.1007/978-3-642-80093-1
- BATES, M. (1987): *Palaeomagnetic studies of fold and thrust geometry in the Southern Pyrenees*. Ph. D. thesis, Univ. of Leeds, 474 pp.
- (1989): "Palaeomagnetic evidence for rotations and deformation in the Nogueras Zone, Central Southern Pyrenees". *J. Geol. Soc. London*, 146: 459-476.

BERASTEGUI, X.; LOSANTOS, M.; MUÑOZ, J.A. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1993): *Tall geològic del Pirineu Central 1:200.000*. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.

BOERSMA, K.Th. (1968): *Internal report Geol. Min. Inst. Leiden (Dept. Struct. Geol.)*.

– (1973): “Devonian and lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees”. *Leidse Geol. Mededel.*, 49(2): 303-377.

BOISSEVAIN, H. (1934): “Etude géologique et morphologique de la vallée de la Haute-Sègre”. *Bull. Soc. Hist. Toulouse*, 66: 33-170.

BONS, A.J. (1988): “Intracrystalline deformation and slaty cleavage development in very low-grade slates from the Central Pyrenees”. *Geologica Ultraiectina*, 56: 1-173.

– (1989): “Very low-grade metamorphism of the Seo Formation in the Orri Dome, South-Central Pyrenees”. *Geol. en Mijnbouw*, 68: 303-312.

BORDONAU, J. (1987): “El glaciario cuaternario en la cuenca del río Nere (Val d’Arán, Pirineos centrales)”. *Actas VII Reunión sobre el Cuaternario (Santander)*. Santander, AEQUA. 163-166.

– (1992): *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ed., Logroño. 251 pp.

BORDONAU, J. y VILAPLANA, J.M. (1986): “Geomorphologie et tectonique récente dans le Val d’Aran (zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne)”. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27(5): 303-310.

BORDONAU, J.; SERRAT, D. y VILAPLANA, J.M. (1992): “Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos”. En: Cearreta, A. y Ugarte, F. (Eds). *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Ser. Ed. Univ. País Vasco, Bilbao, pp. 303-312.

BORDONAU, J.; VILAPLANA, J.M. y FONTUGNE, M. (1993): “The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees”. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, pp. 807-813.

BORDONAU, J.; PALLÀS, R. y VILAPLANA, J.M. (2011): *Formas y depósitos glaciares cuaternarios en el valle de la Noguera Ribagorçana (Pirineos Centrales). Simposio de glaciario. El Cuaternario en España y áreas afines. Avances en 2011*. Andorra la Vella, julio 2012, pp. 51-55.

BOSCHMA, D. (1963): “Successive hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees”. *Leidse Geol. Mededel.*, 49: 103-116.

BOTTINGA, R. (1984): *Geology of the Eastern Payassos-dome, Central Pyrenees, Spain*. Fieldwork report, State Univ. of Utrecht, 42 pp.

- BOTTINGA, R. y GRAS, R. (1983): *The geology of the Eastern Payassos-dome and the Devonian of the Montseny, Central Pyrenees, Spain*. Fieldwork report, State Univ. of Utrecht and Servei Geològic de Catalunya, 11 pp.
- BOUQUET, CH. y STOPPEL, D. (1975): "Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et Aure)". *Bull. Du BRGH, Orléans* (2), I, 1: 7-61.
- BOURKE, D. (1979): *Etude géologique de la terminaison orientale du massif de La Maladetta et de ses abords, région d'Espot (province de Lérida, Pyrénées espagnoles)*. These doctorale, Univ. Sci. et Tech. Lille, 100: 69 pp.
- BRESSION, A. (1903): "Études sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées". *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 93(14): 35-317.
- BROUTIN, J. y GIBERT, J. (1985): "Entorno paleoclimático y ambiental de la flora del Stephanofaustiniense del Pirineo Catalán". *Act. X Congr. Intern. Estrat. y Geol. Carbonífero*, 3: 53-66.
- BRU, J.; GÓMEZ ORTIZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J. y VILAPLANA, J.M. (1985): "Síntesis de la dinámica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán". *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*. Vol. I, pp.165-183. Lisboa.
- BUCHROITNER, M.F. (1976): "Zur Conodontenstratigraphische vorwiegend klastischer Folgen im Devon der Ost-Zentralpyrenäen". *Mitt. Osterri. Geol. Ges.*, 69: 247-266.
- BUCHROITNER, M.F.; HOLZER, H.L.; MILAN, G. y STATTEGER, K. (1974): "Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Ost- und Zentralpyrenäen". *Sitzung math.-natur. Wiss. Kl.*, 10(10): 151-153.
- BUCHROITNER, M.F. y STATTEGER, K. (1975): "Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Ost-Zentralpyrenäen II". *Sitzung math.-natur. Wiss. Kl.*, 5(9): 127-128.
- CALERO, M.A.; VALERO-GARCÉS, B.L.; RULL, V.; VEGAS-VILARRÚBIA, T.; GARCÉS-PASTOR, S.; LÓPEZ-VILA, J. y CAMARERO, J.J. (2015): "El registro sedimentario del lago Sant Maurici (Pirineos Centrales)". *Geogaceta*, 59.
- CAPELLÀ, I. (1988): *Estudi estructural del Sinclinal de Llavorsí entre els rius Cívis y Valira (Andorra-Lleida)*. Tesis Llicenciatura, Univ. Autònoma de Barcelona, 102 pp.
- CAPELLÀ, I. y CARRERAS, J. (1996): "La zonación estructural del Hercínico del Pirineo Central en el Anticlinorio de La Pallaresa". *Estudios Geol.*, 52: 51-61.
- CARRERAS, J. y CAPELLÀ, I. (1994): "Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation". *J. Struct. Geol.*, 16(11): 1509-1524.
- CARRERAS, J.; DRUGUET, E.; BARNOLAS, A.; GIL PEÑA, I.; MONTESERÍN, V.; CLARIANA, P.; PERUCHA, M.A. y SANZ, J. (en prensa).- Hoja y Memoria de Tirvia (182) del *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª Serie)*, MAGNA. IGME.

CASAS, J.M. (1986): "L'estructura dels materials hercinians". En: Santanach, P. (ed.): *Història Natural dels Països Catalans (Geologia I)*. Ed. Enciclopèdia Catalana, Barcelona, 1: 137-149.

CASAS, J.M.; DOMINGO, F.; POBLET, J. y SOLER, A. (1989): "On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central-Eastern Pyrenees". *Geodinamica Acta*, 3(2): 135-147.

CASAS, J.M. y POBLET, J. (1989): "Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le 'sinclinal de Llavorsí' dans les Pyrénées centrales". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, Sér. II: 427-433.

CAVET, P. (1951): "Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 232: 743-745.

- (1957): "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Rousillon et l'Andorre". *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 55(254): 303-518.
- (1958): "Stratigraphie Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées à l'E de l'Ariège". *Bull. Soc. géol. Fr.*, Sér. 6ème., VIII: 853-867.

CHARLET, J.M. (1968): "Etude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles)". *Ann. Soc. géol. Nord. Lille*, 88: 65-75.

- (1972): *Etude géologique et pétrographique du Massif Granitique de La Maladeta (Pyrenees Centrales Espagnoles)*. Mémoire présenté au concours de l'Academie Royale de Belgique, 115 pp.
- (1977): "Le métamorphisme au contact des Granitoides entre les vallées de l'Esara et de la Noguera Ribagorzana (Pyrénées centrales espagnoles)". *Ann. Soc. Géol. Nord*, 97(3): 165-177.
- (1979): "Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles), synthèse des données géologiques". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 102: 313-323.
- (1982): "Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles)". *Pirineos*, 116: 57-66.
- (1983): "Un ejemplo de Macizo granítico complejo varisco-La Maladeta (Pirineos Centrales Españoles)". En: Martínez Díaz, C.(ed.): *Carbonífero y Pérmico en España*. Actas del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. Madrid, 1983.

CHARLET, J.M. y DUPUIS, CH. (1974): "Observations nouvelles dans le Massif de la Maladeta. VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos", Seo de Urgel, 1974. Resumen de las comunicaciones presentadas. Ed. Instituto de Estudios Pirenaicos, CSIC, Jaca: 38.

CHOUKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973): "Tectonics of the Pyrenees, role of gravity and compression". En: K.H. de Jong y R. Scholten (eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York: 141-156.

- CHOUKROUNE, P.; MARTÍNEZ, C.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968): "Sur l'extension, le style et l'age de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées Centrales)". *C.R. Acad. Sci Paris*, 266: 1360-1363.
- CHOUKROUNE, P.; PINET, B.; ROURE, F. y CAZES, M. (1990): "Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines". *Bull. Soc. Géol. France*, 6(12): 313-320.
- CHUECA, J.; PEÑA, J.L.; LAMPRE, F. y JULIAN, A. (1998): "La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central Meridional: Inferencias Paleoambientales a partir de Datos Geomorfológicos". En: Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A. (Eds.). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela. 307-328.
- CHUECA, J.; JULIAN, A. y PEÑA-MONNE, J.L. (2002): "Comparación de la situación de los glaciares del Pirineo español entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y la actualidad". *Boletín Glaciológico Aragonés* 3, 13-41.
- CHUECA, J. y JULIAN, A. (2005): "Movement of Bessiberris Rock Glacier, Central Pyrenees, Spain: Data from a 10-year geodetic survey". *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37 (2), 163-170.
- CIRÉS, J.; ALIAS, G.; POBLET, J. y CASAS, J.M. (1990): "La estructura del anticlinal de La Massana (Hercínico del Pirineo central)". *Geogaceta*, 8: 42-44.
- CLARIANA, P. (2001): "Significado de los pliegues N-S en el área del río Civis. Sector oriental del flanco Sur del Sinclinal de Llavorsí (Zona Axial. Pirineos centrales)". *Bol. Geol. Min.*, 112: 39-46.
- CLARIANA, P.; BARNOLAS, A. y GARCÍA SANSEGUNDO, J. (2004): "Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del sinclinalio de Tor-Casamanya (Andorra, Pirineos centrales)". *Geo-Temas*, 6(3): 263-266.
- CLARIANA, P. y GARCÍA SANSEGUNDO, J. (en prensa): "Presence of large north-verging folds in the eastern sector of Pallarsa massif and the western sector of Hospital dome: main features and tectonic implications. Andorra, central Pyrenees". *Mechanics of Variscan Orogeny: a modern view on orogenic research*. Orleans, 15-17 Septiembre. Resúmenes.
- CLARK, P.U.; DYKE, A.S.; SHAKUN, J.D.; CARLSON, A.E.; CLARK, J.; WOHLFARTH, B.; MITROVIKA, J.X.; HOSTERLER, S.W. y McCABE, A.M. (2009): "The last glacial maximum". *Science* 325, 710-714.
- COPONS, R. y BORDONAU, J. (1994): "La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos Centrales)". En: Martí Bono, C. y García-Ruiz, J.M. (Eds.). *El glaciario supirenáico: Nuevas aportaciones*. Geoforma ediciones, Logroño. 111-124.
- (1996): "El registro sedimentario del Cuaternario reciente en el lago Redó d'AigüesTortes (Pirineo Centrales)". *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 21, 249-260.

COROMINAS, J. (coord.) (1986): *Memoria de la cartografía de riesgos geológicos de les comarques de Montaña de Cataluña*. Servei d'Acció Comarcal. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Generalitat de Catalunya. Realización del MAPA DE RIESGOS DE LA CONCA DE LA NOGUERA PALLARESA (Beret-Llavorsí) a escala 1:50.000.

COROMINAS, J.; ESGLEAS, J. y BAEZA, C. (1988): "Risk mapping in the Pyrenees area: A case study. Hydrology in Mountains Regions II". *IAHS Publ.* 194, 425-428.

CROSTA, G.B. (1996): "Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: análisis, examples, problems proposals". *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 19 (2), 297-313.

DÍAZ DEL OLMO, F.; DÍAZ DEL RÍO, V.; GOY, J.L.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MARTÍN SERRANO, A.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; PEDRAZA, J.; PEÑA MONNÉ, J.L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; POL MÉNDEZ, C.; QUIRANTES, F.; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; SALA, M.; SOMOZA, L.; UGARTE, F.M. y ZAZO, C. (1994): *Geomorfología de España*. 526 pp. Ed. Rueda

DALLONI, M. (1910): "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 19: 373 pp.

- (1913): "Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales)". *Bull. Soc. géol. France, Paris* (4), 13: 243-263.
- (1930): "Etude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26: 444 pp.

DEBON, F.; ENRIQUE, P. y AUTRAN, A. (coord.) (1996): "Magmatisme Hercynien". Chap. 9. En: Barnolas, A. y Chiron, J.C. (eds.). *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. V1: 361-499.

DELGADO, J. (1993): *Caracterización mineralógica, físico-química y geoquímica de los skarns del contacto norte del batolito de La Maladeta (Vall d'Aran, Lleida)*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona.

DELGADO, J.; SOLER, A.; ARCOS, D. y AYORA, C. (1993): "Geochemical constraints of formation of Au-bearing and barren skarns along the northern contact of the Maladeta batholith (Central Pyrenees, Spain)". En: *Current Research in Geology Applied to Ore Deposits*. P. Fenoll Hach-Ali, P. Torres-Ruiz and F. Gervilla, (eds.), Univ. Granada: 81-84.

DELGADO, J.; SOLER, A. y ARCOS, D. (1996): "El metamorfismo de contacto e hidrotermalismo asociados al batolito de La Maladeta: Geoquímica isotópica de C y O en carbonatos". *Geogaceta*, 20(7): 1578-1581.

DÉRAMOND, J.; GRAHAM, R.H.; HOSSACK, J.R.; BABY, P. y CROUZET, G. (1985): "Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 303: 1213-1216.

DÍAZ DEL OLMO, F.; DÍAZ DEL RÍO, V.; GOY, J.L.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; MARTÍN SERRANO, A.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; PEDRAZA, J.; PEÑA MONNÉ, J.L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; POL MÉNDEZ, C.; QUIRANTES, F.; RODRÍGUEZ VIDAL, J.; SALA, M.; SOMOZA, L.; UGARTE, F.M. y ZAZO, C. (1994): *Geomorfología de España*. 526 pp. Ed. Rueda.

- ECKOUT, B. VAN DEN (1986a): "A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France)". *Geologica Ultraiectina*, 45: 1-193.
- (1986b): "Cambro-Ordovician lithostratigraphy in the Hospitalet Massif". *Hercynica*, 11(2): 167-173.
- EVANS, N. (1992): "Deformation in the aureole of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees: a record of pluton emplacement". *14e Réunion Sciences Terre, Toulouse, Soc. Géol. France* éd., 59.
- (1993): *Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite. Spanish Pyrenees*. Ph. D. Thesis, Univ. Leeds.
- FONTBOTÉ, J.M.; MUÑOZ, J.A. y SANTANACH, P. (1986): "On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt". *Tectonophysics*, 129: 291-301.
- FURDADA, G. (1996): *Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: predicción espacial y aplicaciones de la cartografía*. Tesis doctoral. Geoforma-Editiones. Logroño.
- GARCÍA LÓPEZ, S.; GARCÍA SANSEGUNDO, J. y ARBIZU, A (1988): "Devonian of the Valle de Aran Synclines, Central Pyrenees, Spain: stratigraphical and paleontological data". *Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*. Univ. Barcelona. *Abstracts*: 106.
- (1990): "Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Bajiera (Zona axial, Pirineos centrales españoles)". *Geogaceta*, 7: 33-35.
- GARCÍA LÓPEZ, S.; RODRÍGUEZ CAÑERO, R.; SANZ LÓPEZ, J.; SARMIENTO, G.N. y VALENZUELA-RÍOS, J.I. (1994): "Conodontos Silúricos de Europa meridional y África septentrional". *Comun. X Jornadas de Paleontología*, Madrid: 84-88.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; MORENO, A.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; VALERO-GARCÉS, B. y MARTÍ-BONO, C. (2010): "La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa: una revisión". *Cuaternario y Geomorfología* 24 (1-2), 35-46.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; PALACIOS, D.; DE ANDRÉS, N.; VALERO-GARCÉS, B.L.; LÓPEZ-MORENO, J.I. y SANJUÁN, Y. (2014): "Holocene and 'Little Ice Age' glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees". *The Holocene*, 24 (11): 1439-1452. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683614544053>.
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; LÓPEZ-MORENO, J.I.; LASANTA, T.; VICENTE-SERRANO, S.M.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; VALERO-GARCÉS, B.; SANJUÁN, Y.; BEGUERÍA, S.; NADAL-ROMERO, E.; LANA-RENAULT, N. y GÓMEZ-VILLAR, A. (2015): "Los efectos geoecológicos del Cambio Global en el Pirineo Central Español: Una revisión a distintas escalas espaciales y temporales". *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*. Vol. 170. ISSN-I: 0373-2568. DOI: <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170005>.

- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1992): "Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y la Alta Ribagorça". *Publ. Esp. Bol. Geol. Min.*: 167 pp.
- (1996): "Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France)". *J. Struct. Geol.*, 18(11): 1315-1325.
 - (2004): "Estructura varisca de los Pirineos". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 254-258.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. y ALONSO, J.L. (1989): "Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome". *Geodinamica Acta*, 3: 127-134.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; GAVALDÁ, J. y ALONSO, J.L. (2004): "Preuves de la discordante de l'Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du Dôme de la Garonne (Espagne, France)". *C.R. Geoscience*, 336 (11): 1035-1040.
- GIL PEÑA, I. y BARNOLAS, A. (2001): "Superposición estructural hercínica y alpina en el borde occidental del Domo de Pallassos". *Bol. Geol. Min.*, 112(3): 5-16.
- (2004): "El Domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina". *Geo-Temas*, 6(3): 267-270.
- GIL PEÑA, I.; BARNOLAS, A.; SANZ LÓPEZ, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J. y PALAU, J. (2001): "Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales". *Geogaceta*, 29: 57-60.
- GIL PEÑA, I.; BARNOLAS, A.; VILLAS, E. y SANZ LÓPEZ, J. (2004): "El Ordovícico Superior de la Zona Axial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 247-249.
- GIL PEÑA, I.; SANZ LÓPEZ, J.; BARNOLAS, A. y CLARIANA, P. (2000): "Secuencia sedimentaria del Ordovícico Superior en el margen occidental del Domo del Orri (Pirineos centrales)". *Geotemas*, 1(2): 187-190.
- GLEIZES, G. (1992): *Structure de granites hercyniens des Pyrénées: de Mont-Louis-Andorra à la Maladeta*. Thèse Sciences. Univ. Toulouse: 259 pp.
- GLEIZES, G.; LEBLANC, D. y BOUCHEZ, J.L. (1992): "Zones de cisaillement dans les granites des Pyrénées : témoins d'une mégatranspression dextre fini-hercynienne?". *14^e Réunion Sciences Terre, Toulouse, Soc. Géol. France* éd., 69.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; MARTÍ BONO, C.E. y SALVADOR FRANCH, F. (2000): "Evolución reciente de los estudios de geomorfología glaciar y periglaciar en España (1980-2000): balance y perspectivas". *Scripta Nova. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales*. Univ. de Barcelona, 77.
- GÓMEZ ORTIZ, A. y PALACIOS, D. (1995): "La investigación española sobre morfología de regiones frías. Áreas geográficas, estudios actuales y resultados". *Revista de Geografía*, 29. 7-19.

- GONZÁLEZ SAMPERÍZ, P.; VALERO GARCÉS, B.L.; MORENO, A.; JALUT, G.; GARCÍA RUIZ, J.M.; MARTÍ-BONO, C.; DELGADO-HUERTAS, A.; NAVAS, A.; OTTO, T. y DEDOUBAT, J.J. (2006): "Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence". *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J.J.; MARTÍN MORENO, R.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y SERRANO, E. (2008): "'Little Ice Age' glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula". *The Holocene*, 18 (4): 551-568. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683608089209>
- GRAS, R. (1985): *Cross Section across the Southern Axial Zone, Central Pyrenees, Spain*. Field-work report, State Univ. of Utrecht, 66 pp.
- GRASSIOT, E. y JIMENEZ, J. (2006): "El poblament prefeudal de l'alta muntanya dels Pirineus occidentals catalans (Pallars Sobirà i Alta Ribagorça)". *Tribuna d'Arqueología 2004-2005*. Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya: 89-122.
- GROOS-UFFENORDE, H.; KRYLATOW, S. y STOPPEL, D. (1972): "Sur quelques synclinoriums à cœur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles". *C.R. Acad. Sci., Paris*, 274: 1885-1888.
- GROVE, J.M. (1997): "The spatial and temporal variations of glaciers during the Holocene in the Alps, Pyrenees, Tatra and Caucasus". En: Frenzel, B.; Boulton, G.S.; Gläser, B. y Huckriede, U. (Eds.). *Glacier fluctuations during the Holocene*. 95-103.
- GROVE, J.M. y GELLATLY, A.F. (1995): "Little Ice Age fluctuations in the Pyrénées". *Z. Gletscherk. und Glazialgeologie*, 31. 199-206.
- (1997): "Glacier fluctuations in the Pyrenees in the Little Ice Age and Mid-Holocene". En: Frenzel, B.; Boulton, G.S.; Gläser, B. y Huckriede, U. (Eds.). *Glacier fluctuations during the Holocene*. 67-83.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNÉ, J.L. (1981): "Glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida)". En: *Boletín Geológico y Minero* T. 92-II. pp. 101-110. Madrid.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2001).- *Geomorfología Climática*. Ed. Omega. 642 pp.
- HARTEVELT, J.J.A. (1970): "Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain". *Leidse Geol. Mededel.*, 45: 167-236.
- (1971): "Stratigraphic position of the limestones and conglomerates around the Marimanya granodiorite, Central Pyrenees". *Geol. en Mijnbouw*, 50: 691-697.
- HUGHES, P.D. y WOODWARD, J.C. (2008): "Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage". *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575-588.
- IGME (1984): *Proyecto de investigación geotérmica preliminar del Pirineo oriental, zona meridional del prelitoral catalán e Islas Baleares. Vol 1: Estudio geotérmico preliminar del Pirineo Catalán*. Inédito.

IRVINE y BARAGAR (1971): "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.

JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M.; RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L.; GARCÍA-RUIZ, J.M.; DOMÍNGUEZ-CUESTA, M.J.; FARIAS, P.; VALERO-GARCÉS, B.; ORENO, A.; Rico, M. y VALCÁRCEL, M. (2012): "A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle". *Geomorphology*. Doi:10.1016/j.geomorph.2012.06.009.

JULIÁN, A. y CHUECA, J. (1998): "Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Méridionales: estimation à partir d'inférences géomorphologiques". *Sud-Ouest Européen*, 3: 79-88.

KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960): "Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees)". *Leidse Geol. Mededel.*, 25: 129-245.

KUHN, M. (1990): "Energieaustausch Atmosphäre. Eidg. Tech. Hochschule, Zürich". *Veruchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. Mitt.*, 108. 21-32.

LAMPRE, F. (1994): "La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el macizo de la Maladeta (Pirineo Aragonés): Evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y situación actual". En: Martí, C. y García Ruiz, J.M. (Eds.). "El Glaciarismo Surpirenaico: Nuevas aportaciones". *Geoforma*. Logroño, 125-142.

LAMPRE VITALLER, F. (1996): "Evolución glacial de Ballibierna (Macizo de la Maladeta, Pirineo Aragonés)". En: Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W. y Martínez Cortizas, A. (Eds.). *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia. 143-155.

LAUMONIER, B. (1988): "Les Groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales". *Hercynica*, 1: 25-38.

– (2004): "La serie pre-Cardoc de la Zona Axial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 241-244.

LEBLANC, D.; GLEIZES, G.; BOUCHEZ, J.L. y TUBIA, J.M. (1992): *El polidiapirismo del macizo granítico de La Maladeta (Pirineos)*. III Congreso Geológico de España. *Simposios*, 2: 117-122.

LEBLANC, D.; GLEIZES, G.; LESPINASSE, P.; OLIVIER, PH. y BOUCHEZ, L. (1994): "The Maladeta polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magnetostructural study". *J. Struct. Geol.*, 16: 223-235.

LLOPIS LLADÓ, N. (1965): "Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre". *Bull. Soc. géol. France*, 7(7): 652-659.

– (1966): "Sobre la estratigrafía del Silúrico de Andorra y el límite Silúrico-Devónico". *Pirineos*, 81-82: 79-85.

LEWIS, C.J.; McDONALD, E.V.; SANCHO, C.; PEÑA, J.L. y RHODES, E.J. (2009): "Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy". *Global and Planetary Change* 67, 141-152.

- LÓPEZ MORENO, J.I. (2000): *Los Glaciares del Alto Valle del Gállego (Pirineo central) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de la temperatura*. Geoforma Ediciones. Logroño.
- LOSANTOS, M. (1988): "Structure of the Pallaresa dome (Central Pyrenees)". *Abstracts Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics*, Barcelona: 48.
- LOSANTOS, M. y PALAU, J. (1986): "La conca alta de la Noguera Pallaresa". En: Santanach, P. (ed.): *Història Natural dels Països Catalans (Geologia I)*. Ed. Encyclopèdia Catalana, Barcelona, 1: 167-170.
- LOSANTOS, M.; PALAU, J. y SANZ, J. (1986): "Considerations about hercynian thrusting in the Mariamya massif (Central Pyrenees)". *Tectonophysics*, 129: 71-79.
- MANIAR y PICCOLI (1989): "Tectonic discrimination of granitoids". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 65-643.
- MAJESTE-MENJOLAS, C. (1979a): *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. Thèse Sci. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 343 pp.
- MARTI, C.E. y PUIGDEFÀBREGAS, C. (1968): "Estudio del Parque Nacional de Aigües Tortes y Lago de San Mauricio (Pirineos Centrales): geología y morfología". *Publ. Centr. Pir. Biol. Exp.*, 2, pp. 7-37. Jaca.
- MARTI, M. y SERRAT, D. (1990): "Los glaciares rocosos del Pirineo catalán: primeros resultados". *I Reunión Nac. de Geomorfología*, I, pp. 191-201. Teruel.
- MARTI RIBA, J. (1981): "Estudio del glaciarismo cuaternario de un sector de la Alta Ribagorça". *Notes de Geografía Física*, 5, pp. 33-47. Barcelona.
- (1986): "L'acció glacial a la vall d'Aigüestortes (Alta Ribagorça)". *Butlletí ICHN*, 53 (se. Geol., 4), pp. 99-109.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ARENILLAS, M. (1998): "Los glaciares actuales del Pirineo Español". En: *La nieve en el Pirineo español*. MOPU, Madrid. 29-89.
- MARTÍNEZ RIUS, A. (2010): "Parque Nacional de Aigüestortes i Estany de Sant Maurici. Guía Geológica". *Guías Geológicas de Parques Nacionales* (L.R. Rodríguez Fernández, coord.), 1 mapa y 215 pp.
- MARTÍNEZ-TORRES, L.M.; RAMÓN-LLUCH, R. y EGUILUZ, R. (1994): "Tectonic wedges: Geometry and kinematic interpretation". *J. Struct. Geol.*, 16: 1491-1494.
- MASACHS, V. y MONTURIOL, J. (1961): "Las formas periglaciares del Port de la Bonaigua y del circo de Els Erculls (Pirineo de Lérida)". *Speleon*, XII (3-4). Oviedo.

MATA I PERELLÓ, J.M. (1990): *Els Minerals de Catalunya*. Institut d'Estudis Catalans. Arxius de la secció de Ciències XCIII, 402 pp.

MATTAUER, M. (1968): "Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne". *Rev. Géogr. Phys. Et Geol. Dyn.*, 2è sér., 10(1): 3-12.

MATTAUER, M. y SÉGURET, M. (1966): "Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénés". *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 1: 10-13.

McCAIG, A.M. y McCLELLAND, E.A. (1992): "Palaeomagnetic techniques applied to thrust belts". En: McClay, K.R. (ed.): *Thrust Tectonics*: 209-216.

McCLELLAND, E.A. y McCAG, A.M. (1988-89): "Palaeomagnetic estimates of total rotation in basement thrust sheets, Axial Zone, Southern Pyrenees". *Cuad. Geol. Ibérica*, 12: 181-193.

McGREGOR, G.R.; GELLATLY, A.F.; BÜCHER, A. y GROVE, J.M. (1995): "Climate and Glacier response in the Pyrénées, 1878-1994". *Z. Gletscherk. und Glazialgeologie*, 31, pp. 207-214.

MEY, P.H.W. (1967a): "Evolution of the Pyrenean basins during the Late Palaeozoic". *Intern. Symp. Devonian system*, Calgary, 2: 1157-1166.

- (1967b): "The geology of the upper Ribagorza and Baliera valleys, Central Pyrenees", Spain. *Leidse Geol. Mededel.*, 41: 153-220.
- (1968): "Geology of the Upper Ribagorza and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. Sheet 8, 1:50.000". *Leidse Geol. Mededel.*, 41: 229-292.

MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERTI, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968): "Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41: 153-220.

MORENO, A.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; MORELLÓN, M.; VALERO-GARCÉS, B.L. y FLETCHER, W.J. (2012): "Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments". *Quaternary Science Reviews*, 36, 139-153.

MORET, J.F. y WEYANT, M. (1986): "Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala-Alta, équivalents occidentaux de la "série de Salau" (zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales". *C.R. Acad. Sci., Paris*, 302(II): 353-356.

MUNTÁN, E.; GARCÍA, C.; OLLER, P.; MARTÍ, G.; GARCÍA, A.; GUTIÉRREZ, E. (2009): "Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees". *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9(5): 1599-1612.

MUÑOZ, J.A. (1985): *Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 305 p.

- (1988a): *Estructura de las unidades surpirenáicas en la transversal del corte ECORS-Pirineos*. Guía de Campo: 35 pp.
 - (1992): "Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section". En: K.R. McClay (ed.) *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall, London: 235-246.
- Muñoz, J.A.; MARTÍNEZ, A. y VERGES, J. (1986): "Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- Muñoz, J.A. y SANTANACH, P. (1987): "Alpine structure and pre-alpine geology in the Pyrenean Axial Zone". *IGCP Proyect 5, Newsletter*, 7: 215-218.
- NAGTEGAAL, P.J.C. (1969): "Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, 42: 143-238.
- NESJE, A. y DAHL, S.O. (2000): *Glaciers and Environmental Change*. Arnold, London. 203 pp.
- OBERMAIER, H. (1921): "Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens". *Paternans Geogr. Mitt.*, 67. 158-162.
- OLIVER, P.G. (1967): "Graptolite evidence from rocks of Llandoveryan (Silurian) age in south-western Andorra". *Geol. Mag.*, 104(4): 390-392.
- PALAU, J. (1995): *El plutó de Marimanya i el seu encaixant*. Tesi de Doctorat, Univ. Barcelona, 435 pp.
- (1998): "El magmatisme calcoalcalí del massís de Marimanya i les mineralitzacions As-Au-W associades". *Monografies tècniques*, Institut Cartogràfic de Catalunya, 4: 339 pp.
- PALAU, J. y SANZ, J. (1989): "The Devonian units of the Marimanya Massif an their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas". *Geodinamica Acta*, Paris, 3(2): 171-182.
- PALLÀS, R.; RODES, A.; BRAUCHER, R.; BOURLES, D.; DELMAS, M.; CALVET, M. y GUNNELL, Y. (2010): "Small isolated glacial catchments as priority target for cosmogenic surface dating of Pleistocene climate fluctuations, SE Pyrenees". *Geology* 38, 891-894.
- PALLÀS, R.; RODES, A.; BRAUCHER, R.; CARCAILLET, J.; ORTUÑO, M.; BORDONAU, J.; BOURLES, D.; VILAPLANA, J.M.; MASANA, E. y SANTANACH, P. (2006): "The late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: A critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees". *Quaternary Science Reviews*. 25: 2937-2963.
- PARISH, M. (1984): "A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implication for Pyrenean geology". *J. Struct. Geol.*, 6(3): 247-255.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984): "Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks". *Journal of Petrology*, 25 (4): 956-983.

- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976): "Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- PENCK, A. (1883): Die Eiszeit in den Pyrenaen. Mitt. Ver. Erdk., Leipzig. Translated into French as "La période glaciaire dans les Pyrénées". *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse* 19, 105-200.
- PEÑA MONNÉ, J.L. (1994): "Cordillera Pirenaica". En: (Gutiérrez Elorza, M., Ed.). *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, Madrid. 159-225.
- PEÑA MONNÉ, J.L.; CHUECA CIA, J. y LAMPRE VITALLER, F. (1998): "Estado actual del glaciarismo pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo Central". En: Gómez Ortiz, A y Pérez Alberti, A. (Eds). *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Universidad de Santiago de Compostela. 211-238.
- PÉREZ-SANZ, A.; GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P.; MORENO, A.; VALERO-GARCÉS, B.; GIL-ROMERA, G.; RIERADEVALL, M.; TARRATS, P.; LASHERAS-ÁLVAREZ, L.; MORELLÓN, M.; BELMONTE, A.; SANCHO, C.; SEVILLA-CALLEJO, M. y NAVAS, A., (2013): "Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire regime in the central Pyrenees: The Basa de la Mora sequence (NE Spain)". *Quaternary Science Reviews*, 73: 149-169. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.010>
- PINUAGA ESPEJEL, J.I.; RODRÍGUEZ GAVELA, W. y MENA INGLÉS, J.M. (1989): "Reseña Geológica e Hidroquímica del conjunto de aguas minerales". En *Monografía XV: Balneario de Caldas de Bohí. Real Academia Nacional de Farmacia*: 67-81.
- POBLET, J. (1987): *Estudi geologic del sector central del sinclinal de Llavorsí (Pirineu central)*. Tesis Llicenciatura, Univ. de Barcelona, 166 pp.
- (1991): *Estructura Herciniana i Alpina del vessant sud de la Zona Axial del Pirineu Central*. Tesis Doctoral Univ. Barcelona, 604 pp.
- POBLET, J. y CASAS, J. (1993): "Evidence for Devon-Carboniferous extensional tectonics in the central Pyrenees". *Geodinamica Acta*, Paris, 6 (4), 225-232.
- POBLET, J. y ENRIQUE, P. (1990): "Las rocas hipabisales hercinianas y tardi-hercinianas del sector centro-oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo central)". *Acta Geol. Hisp.*, 25(3): 227-236.
- PUIGDEFÀBREGAS, C.; MUÑOZ, J.A. y VERGÉS, J. (1992): "Thrusting and foreland basin evolution in Southern Pyrenees". En: K.R. McClay (ed.) *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London: 247-254.
- RÍOS, L.M. (1977): "El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera". *Bol. Geol. Min. España*, 88(4): 300-305.
- RÍOS, L.M.; GALERA, J.M.; BARETTINO, D. y CHARLET, J.M. (2002): Hoja y Memoria de Benasque (180) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª Serie), MAGNA. IGME, 78 pp.

- ROCA I ADROVER, A.; MIRANDA, I.; CANALS, J.; LOSANTOS, M.; BERÁSTEGUI, X. y TICÓ I DURAN, I. (2010): *Atlas Geológico de Cataluña 1:50.000*. Instituto Geológico de Cataluña, Barcelona, 463 p.
- ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; BERÁSTEGUI, X.; MUÑOZ, J.A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SÉGURET, M.; CÁMARA, P. y DERAMOND, J. (1989): "ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees". *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- ROUSSEL, J. (1903): "Sur le Carbonifère des Pyrénées". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4e Sér., 3: 439.
- (1904): "Tableau stratigraphique des Pyrénées". *Bull. Carte Géol. Fr.*, XV(97): 23-141.
- SALAZAR, A.; MATA-CAMPO, P.; RICO-HERRERO, M.T.; VALERO-GARCÉS, B.L.; OLIVA-URCIA, B.; IBARRA, P.; RUBIO, F.M. y GRUPO HORDA (2013): "El paleolago de la Larri (Valle de Pineta, Pirineos): significado en el contexto del último máximo glaciar en el Pirineo". *Cuadernos de Investigación Geográfica*. N.º 39 (1) pp. 97-116. ISSN 0211-6820.
- SANTANACH, P.F. (1974): *Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter*. Fundació Salvador Vives Casajuana, 133 p.
- SANZ, J.L. (1995): *Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo Oriental y Central*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 595 pp.
- (2004): "Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 250-254.
- SANZ, J.L. y PALAU, J. (en prensa): *Hoja y Memoria de Isil (149) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2.ª Serie)*, MAGNA. IGME.
- SCHMIDT, H. (1931): "Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen". *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys.*, Kl. 3., Folge 5(8): 1-85.
- SEGURET, M. (1970): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse doctorale, Univ. De Montpellier: 210 pp.
- (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. Ustela, Sér. Géol. Struct., Montpellier, 2, 115 pp.
- SERET, G.; DRICOT, E. y WANSARD, G. (1990): "Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle". *Nature*, 346: 453-456.
- SERRANO, E. y AGUDO, C. (1998): "Glaciares rocosos activos en Pirineos2. En: Gómez Ortíz, A.; Salvador Franch, L.; Shulte, A. y García Navarro, A. (eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publ. Univ. Barcelona, 133-145.

SERRANO, E.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y AGUDO, C. (2000): "El medio periglaciado de alta montaña en el Pirineo Central. Aportaciones recientes". En: Peña, J.L.; Sánchez-Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.). *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Inst. de Estudios Turolenses, 45-62.

SERRANO, E.; SAN JOSÉ, J.J. y AGUDO, C. (2006): "Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees". *Geomorphology* 74, 285-296.

SERRAT, D. (1979): "Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees". En: Schlüchter (Ed.): *Moraines and Varves*. 93-100. Balkema, Róterdam.

SERRAT, D.; BORDONAU, J.; BRU, J.; FURDADA, G.; GÓMEZ, A.; MARTÍ, J.; MARTÍ, M.; SALVADOR, F.; VENTURA, J. y VILAPLANA, J.M. (1994): "Síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental". En: *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones*. C. Martí Bono y J.M. García-Ruiz. 142 pp. Eds. Geoforma Ediciones, Logroño, 1994.

SERRAT, D. y VENTURA, J. (1993): "Glaciers of the Pyrenees (Spain and France)". Subchapter 5.2. of Chapter 5: Glaciers of Europe of U.S. *Geological Survey Professional Paper 1386-E. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. Reston (Virginia, USA).

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. Mededel.*, 27: 191-236.

SOLE, J.; SOLER, A.; PALAU, J.; ESPINOLA, M.R. y DELGADO, J. (1997): "Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados de As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el Hercínico de los Pirineos Centrales". *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, 20-A: 77-78.

SOLE SABARIS, L. y LLOPIS, N. (1947): "Sobre la tectónica del alto valle del Segre". *Est. Geol.*, 6: 3-53.

SOLER HERNÁNDEZ, D. (1997): *Estructura i cinemàtica de l'encavalcament de Gavarnie a la Val d'Aran*. Mem. del Trabajo de Investigación del plan de estudios de Doctorado de Geología Estructural. Univ. Autònoma de Barcelona, 168 pp.

SPEKSNIJDER, A. (1986): "Geological analysis of paleozoic large-scale faulting in the South-Central Pyrenees". *Geologica Ultraiectina*, 43: 1-211.

- (1987a): "The detection and significance of early deformation in the Southern Variscan Pyrenees, Spain; implications for regional Paleozoic structural evolution". *Geol. Rundschau*, 76: 451-476.

SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ALONSO, V. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (2004): "New geomorphological Maps in Spain: Aigüestortes-Sant Maurici National Park Map (Pyrenees, NE Spain)". *32nd IGC International Geological Congress*, Florencia, Scintific Sessions: abstracts (part 2), pp. 1077. CD.

SUÁREZ RODRÍGUEZ, A. y ALONSO, V. (2005): "Aigüestortes and Lake Sant Maurici National Park Geomorphological Map (Pyrenees, NE Spain), E. 1:25.000". *Sixth International Conference on Geomorphology*. Vol. Abstracts, p. 404. Zaragoza.

- SUÁREZ RODRÍGUEZ, A.; ALONSO, V.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y RUBIO ORDÓÑEZ, A. (2006): *Maqueta del Mapa Geomorfológico de España a Escala 1:50.000, de la Hoja N.º 181 (Esterri d'Aneu)* (MAGNA). Lérida. Libro y CD de las VI Jornadas sobre Investigación en el Parque Nacional de Aigüestortes i Estany Sant Maurici.
- TEIXELL, A. (1996): "The Ansó transect of the Southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries". *J. Geol. Soc. London*, 153: 301-310.
- (1998): "Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees". *Tectonics*, 17: 395-406.
- VALENZUELA-RíOS, J.I. (1994): *Conodontos del Lochkoviense y Pragiense (Devónico inferior) del Pirineo central español*. Tesis doctoral Univ. de Zaragoza (1989), publicada en *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, n.º 5.
- VARNES, D.J.; RADBRUCH-HALL, D.H. y SAVAGE, W.Z. (1989): "Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the western United States". *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1496: 28 pp.
- VENTURA, J. (1982): "Nota sobre los sedimentos glaciofluviales del Valle de Escart y su relación con el glaciarismo de la Noguera Pallaresa". *Notes de Geografía Física*, 7: 5-8. Barcelona.
- (1983): *Geomorfología glacial de la Vall d'Espot (Pallars Sobirà-Pirineu Central)*. Tesis de Licenciatura (inédita). 231 pp. Departamento de Geografía. Universidad de Barcelona.
- (1986): "Aspectes del modelat glacial i periglacial a la Vall de Son (Pallars Sobirà)". *Revista Catalana de Geografía*, 2: 57-68. Barcelona.
- (1990): Geomorfología glacial de la Vall d'Espot. En: *Investigació al Parc Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. Primeres Jornades sobre recerca (ponència). Dies 3,4,5 d'octubre de 1988. Boi (Alta Ribagorça), pp. 29-42. Generalitat de Catalunya. Direcció General del Medi Natural.
- (1992): Geomorfología glacial de les valls de la Bonaigua, Son i els sectors occidentals de la cubeta d'Esterri d'Aneu. A: *La Investigación en el Parque Nacional d'Aigüestortes i Estany de Sant Maurici*. Segundas jornadas sobre investigación en el PN de Aigüestortes y Estany de Sant Maurici (ponencias). Espot, 22 al 25 de octubre de 1991, pp. 23-41. Direcció General del Medi Natural. Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca, Generalitat de Cataluña, 160 pp.
- VERGÉS, J. y MARTÍNEZ, A. (1988): "Corte compensado del Pirineo Oriental: Geometría de las cuencas de antepaís y edades de emplazamiento de los mantos de corrimiento". *Acta Geol. Hisp.*, 23(2): 95-105.
- VIDAL, J.R.; VILAPLANA, J.M.; MARTÍ, C.E. y SERRAT, D. (1983): "Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre zonas graníticas de los Pirineos españoles (Panticosa, Huesca y Cavallé, Lleida)". *Acta Geol. Hisp.*, 18 (1), pp. 55-65. Barcelona.

- VILAPLANA, J.M. (1983a): *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral. Dpto. de geomorfología i Tectónica, Universitat de Barcelona, 322 pp.
- (1983b): "Quaternary Glacial Geology of Alta Ribargorça Basin (Central Southern Pyrenees)". *Acta Geológica Hispánica*, 18 3/4. 217-233.
 - (1984): "Identificación de zonas inestables en los valles del Pirineo Ribagorzano (Noguera Ribagorzana y Noguera Tor)". *Jornadas Instab. Laderas Pirineo*, III.2.1.-III.2-14. Barcelona.
 - (1989): "Dinámica de las vertientes de la alta montaña y riesgos geológicos asociados". En: *Investigación en el Parque Nacional de Aigües Tortes y Lago de Sant Maurici*, 1988. ICONA. Lleida.
 - (2002): "Geología y relieve". En: *Parque Nacional de Aigüestortes i Estany Sant Maurici.*, 21-57 pp. Ed. Canseco.
- VILAPLANA, J.M. y BORDONAU, J. (1987): *Los tills subglaciares del Pirineo: criterios de identificación*. VII Reunión sobre el Cuaternario, pp. 197-199. Santander.
- (1989): "Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire: le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorzana-Versant sus des Pyrénées)". *Bull. A.F.E.Q.*, 1989-4: 219-224.
- VILAPLANA, J.M. y CASAS, A. (1983): "Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y de Barruera (Alta Ribagorça:Pirineo Central)". *Cuadernos del Lab. Xeol. de Laxe*. 6: 293-309
- VIELZEU, D. (1996): "Les massifs nord-pyrénéens à soubassement granulitique". En: Barnolas, A. y Chiron, J.C. (eds) *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Introduction. Géophysique. Cycle hercynien, BRGM-ITGE, 1: 502-521.
- VITRAC-MICHARD, A.; ALBAREDE, F.; DUPUIS, C. y TAYLOR, H.P. Jr. (1980): "The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks: Inferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta igneous complex, Central Pyrenees (Spain)". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 57-72.
- WARD, S. (2003): "Sachung". En: Goudie, A.s. (Ed.). *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, Vol. 2, 890-892.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 406 pp.
- WATERLOT, M. (1967): *Contribution à l'étude géologique du Carbonifère antéstéphanien des Pyrénées centrales espagnoles*. Thèse doctoral, Univ. de Lille, 158, t.1: 212 pp, t.2: 323 pp.
- (1969a): "Grands faits stratigraphiques et paléogéographiques du Carbonifère antestéphanien des Pyrénées centrales espagnoles". *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7e. Sér., 11(4): 502-510.
 - (1969b): "Contribution à l'étude géologique du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 70: 259 pp.

- WATERLOT, M. y CHARLET, J.M. (1983): "El Carbonífero de los Pirineos". En: Martínez Díaz, C. (Coord.): *Carbonífero y Pérmico de España*. IGME: 279-328.
- WILLIAMS, G.D. (1985): "Thrust tectonics in the south central Pyrenees". *J. Struct. Geol.*, 7(1): 11-17.
- WILLIAMS, G.D. y FISCHER, W. (1984): "A balanced section across the Pyrenean orogenic belt". *Tectonics*, 3(7): 773-780.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1977): "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- ZANDVLIET, J. (1960): "The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France/Spain". *Leidse Geol. Mededel.*, 25: 1-127.
- ZWART, H.J. (1959a): "Metamorphic history of the Central Pyrenees, part 1. Arize, Trois Seigneurs and Saint-Barthélemy massifs (sheet 3)". *Leidse Geol. Mededel.*, 22: 419-490.
- (1959b): "On the occurrence of chloritoid in the Pyrenees". *Geol. En Mijnbouw*, 21: 119-122.
- (1960): "Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees, and their chronological sucession". *Geol. en Mijnbouw*, 22: 163-180.
- (1962): "On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bossost area (Central Pyrenees)". *Geol. Rundschau*, 52: 38-65.
- (1963): "The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees". *Geol. Rundschau*, 53: 170-205.
- (1965): "Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain, 1:50.000". *Leidse Geol. Mededel.*, 33: 191-254.
- (1968): "The Paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting". *Krysalinikum*, 6: 125-140.
- (1979): "The geology of the Central Pyrenees". *Leidse Geol. Mededel.*, 50(1): 1-74.
- (1986): "The Variscan geology of the Pyrenees". *Tectonophysics*, 129: 9-27.



ISBN: 978-84-9138-002-3

9 788491 380023