



## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ISIL

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# ISIL

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

© Instituto Geológico y Minero de España  
Base Topográfica: Instituto Geográfico Nacional  
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 728-13-019-1  
ISBN: 978-84-7840-907-5  
Depósito legal: M-24913-2013

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Isil-149) han sido realizadas por Inmedioambiente, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Autores**

- J. Sanz López (Universidad de Oviedo). Cartografía Geológica, Geología Económica y Memoria
- J. Palau Ramirez (GEOCAT, Gestió de projectes, S.A.). Cartografía Geológica y Geología Económica
- P. Cabra (Inmedioambiente). Cartografía Geomorfológica

### **Dirección y supervisión**

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

### **Edición**

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

## **INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas y paleontológicas de dichas muestras.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.



# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	7
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b> .....	8
2.1. PALEOZOICO .....	8
2.1.1. Cuarzitas, areniscas y pizarras. Cambro-Ordovícico (9) .....	9
2.1.2. Calizas y mármoles. Cambro-Ordovícico (10) .....	10
2.1.3. Conglomerados, microconglomerados, areniscas y pizarras. Caradoc (11) .....	10
2.1.4. Calizas y pizarras. Ashgill (12) .....	11
2.1.5. Pizarras con algunas intercalaciones de areniscas. Ashgill-Llandovery? (13) .....	12
2.1.6. Pizarras carbonosas negras con algunas intercalaciones carbonatadas. Silúrico (14) .....	12
2.1.7. Calizas, pizarras y limonitas. Llandovery-Praguiense (15) .....	13
2.1.8. Calizas. Praguiense-Emsiense Inferior (16) .....	14
2.1.9. Pizarras con intercalaciones de carbonatos, areniscas y limonitas (17). Calizas y calizas arcillosas (18). Emsiense inferior-Givetiense .....	15
2.1.10. Calizas con crinoides y calizas nodulares. Givetiense-Frasniense inferior (19) .....	16
2.1.11. Areniscas, gravacas, pizarras, cuarzitas y calizas (20). Cuarzitas y pizarras (21). Frasnense-Fameniense inferior? .....	18
2.1.12. Calizas y pizarras. Frasnense (22) .....	20
2.1.13. Pizarras oscuras con calizas y areniscas carbonatadas. Fameniense inferior (23) .....	20
2.2. CUATERNARIO .....	20
2.2.1. Bloques, gravas, cantos y arcillas. Morrenas. (24) .....	21
2.2.2. Gravas, cantos, bloques, arenas, arcillas y limos. Fondo de valle y terrazas. (25, 27) .....	21
2.2.3. Cantos, gravas y arenas. Conos de deyección. (26) .....	21
2.2.4. Bloques, cantos y gravas angulosos, arenas y arcillas. Conos de derru- bios, canchales y laderas de derrubios. (28, 30, 31) .....	21
2.2.5. Arcillas, bloques y gravas. Coluviones. (29) .....	22
2.2.6. Arcillas, arenas y bloques. Conos de avalancha, deslizamientos y soliflucción. (32, 33) .....	22
<b>3. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	22
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA .....	22
3.2. ANTECEDENTES .....	23

3.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	23
3.3.1. Estudio morfoestructural .....	23
3.3.2. Estudio del modelado .....	24
3.3.2.1. Formas glaciares y periglaciares .....	24
3.3.2.2. Formas de ladera .....	26
3.3.2.3. Formas fluviales .....	27
3.3.2.4. Formas kársticas .....	27
3.3.2.5. Formas lacustres .....	28
3.3.2.6. Formas poligénicas .....	28
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES .....	28
3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA .....	29
3.6. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	31
<b>4. TECTÓNICA .....</b>	<b>31</b>
4.1. FASES DE DEFORMACIÓN .....	32
4.1.1. Primer fase (D1) .....	32
4.1.2. Segunda fase (D2) .....	32
4.1.3. Tercera fase (D3) .....	33
4.1.4. Cuarta fase (D3) .....	33
4.1.5. Deformaciones tardihercínicas y alpinas .....	33
4.2. CABALGAMIENTOS Y FALLAS .....	34
<b>5. PETROLOGÍA .....</b>	<b>37</b>
5.1. PETROLOGÍA ÍGNEA .....	37
5.1.1. Pórfidos graníticos-granodioríticos y pórfidos cuarzo-dioríticos (1) .....	37
5.1.2. Cuarzogabros anfibólicos y cuarzodioritas (2) .....	38
5.1.3. Cuarzodioritas y granodioritas biotíticas con anfíbol (3) .....	38
5.1.4. Granodioritas biotíticas con anfíbol (4) .....	38
5.1.5. Granodioritas biotíticas (5) .....	39
5.1.6. Granitos biotíticos (6) .....	39
5.1.7. Granitos biotíticos con cordierita (7) .....	39
5.1.8. Leucogranitos monzoníticos (8) .....	40
5.2. PETROLOGÍA METAMÓRFICA .....	40
5.2.1. Metamorfismo regional .....	40
5.2.2. Metamorfismo de contacto .....	41
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>42</b>
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>44</b>
<b>8. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>47</b>

## 1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Isil (nº 149) está ubicada en el sector noroccidental de la provincia de Lleida e incluye parte de las comarcas de alta montaña pirenaica, de la Val d'Aran y del Pallars Sobirà. La Val d'Aran se sitúa geográficamente en el lado atlántico de los Pirineos, hacia donde va a desembocar el río más importante que la cruza, el Garona. En cambio, la Noguera Pallaresa es afluente del Segre (cuenca del Ebro) y su valle tiene un clima mediterráneo de alta montaña. La divisoria de aguas de estos dos grandes cursos enlaza desde el Port de la Bonaigua al Pla de Beret y el macizo N-S que une el Port d'Urets, Parros, Pedescals y Cap de Banibla. Es un territorio montañoso modelado por los hielos, tal como se aprecia en los valles, cabeceras de ríos y cumbres. La morfología de los valles está condicionada por su origen glacial, con cubetas que con la desaparición del hielo se configuran como lagos. El resto de los valles muestran una erosión fluvial que predomina sobre la acumulación. El relieve de alta montaña alcanza unas alturas que superan los 2.800 m de altitud en la cresta fronteriza: Mail de Bulard, Tuc de Barlonguèra y Tuc de Maubèrme. La vegetación está condicionada por la altura y las variaciones climáticas locales. 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 relieve y el clima han limitado la densidad de población, la más baja del Pirineo. 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.

Geográficamente como en sentido geológico, el área cartografiada se encuentra en la parte central de la Zona Axial de la Cordillera Pirenaica. Esta unidad es una franja de dirección E-O que se sitúa en la parte central del Pirineo y constituye el eje de la cadena. Las rocas aflorantes están casi exclusivamente constituidas por materiales paleozoicos plegados durante la orogénia hercínica. Las grandes unidades tectónicas quedan reflejadas por la distribución de las litologías y están limitadas por el horizonte de pizarras carbonosas del Silúrico, que ha sido utilizado como nivel preferente de despegue (MATTE, 1969; MATTE y ZU XHI, 1988, y GARCÍA SANSEGUNDO, 1990, 1992). Por debajo de este horizonte se encuentran las rocas cambro-ordovícicas que afloran en el sector septentrional del dominio, como la unidad del Garona o anticlinorio de Lés (SITTER y ZWART; 1962, GARCÍA SANSEGUNDO, 1992). Encima del horizonte se superpone el sinclinorio de la val d'Aran de ZWART (1979) o sinclinorio de Vielha y su continuación oriental, unidad tectónica del Marimanya de PALAU (1995) o unidad del Port de Salau de BODIN y LEDRU (1986). El sinclinorio del valle de Aran - unidad de Marimanya se dispone mediante las fallas hercínicas de Roca Blanca y Ticolet sobre las rocas cambro-ordovícicas de la unidad de la Pallaresa de PALAU (1995), que afloran en el sector suroriental.

En las rocas paleozoicas se han intruido un conjunto de batolitos tardihercínicos de pequeñas dimensiones localizados en el sector oriental y meridional de la Hoja, en parte, asociados al límite septentrional del gran cuerpo de granitoides de la Maladeta. Una elevación de todo el conjunto se produjo como resultado del desarrollo del orógeno pirenaico. Los materiales paleozoicos de la Hoja forman parte de una unidad alpina localizada entre la continuación del cabalgamiento de Gavarnie, reflejada en la cartografía de MAJESTE-MENJOULAS (1979), y la falla Norpirenaica. Tan solo unos pequeños afloramientos meridionales (barranco de

Bargadèra-barranco de Tarters) de rocas cambro-ordovícicas y silúricas pertenecen al parautoctono de Gavarnie: anticlinal Central de KLEINSMIEDE (1960) y ZWART (1979) o antiformal del Pic de Mine de DONNOT y GUERANGUÉ (1969).

A partir del Oligoceno superior tuvo lugar una distensión que permitió la sedimentación local de rocas lacustres en la vecina Hoja de Esterrí d'Aneu, antes del desarrollo de los procesos de glaciación y periglaciación o del encajamiento de la red hidrográfica actual.

Desde la segunda mitad del siglo XIX existen referencias a la geología del área, sobre todo del sector occidental por la presencia de explotaciones en las mineralizaciones de Zn-Pb. Estos trabajos esbozan los principales rasgos regionales y destacan las publicaciones de DUROCHER (1844), CARALP (1888), DALLONI (1910, 1930), SCHMIDT (1931), DURAND y RAGUIN (1943), VISVANATH (1957) y DESTOMBES (1958). Con posterioridad comenzaron estudios geológicos por parte de la escuela holandesa de Leiden: SITTER (1954 a y b) y SNOEP (1956). A partir de los años sesenta los geólogos holandeses comienzan a publicar mapas geológicos a escala 1:50.000. Los realizados por KLEINSMIEDE (1960) y ZANDLIET (1960) incluyen el área de estudio. Las labores sobre la estratigrafía y estructura del área son continuadas por SITTER y ZWART (1962), BOCHSMA (1963), HARTELVELT (1971), mientras que relaciones entre el metamorfismo y la estructura fueron tratadas por ZWART (1958, 1960, 1962, 1963 a y b). Poco después el área más septentrional es incluida en la cartografía 1:50.000 del sector francés, mapa geológico del Tuc de Mauberme, realizada por BOISSONNAS (1972). Las cartografías recientes de partes de la Hoja realizadas por ALONSO (1979), GARCÍA SANSEGUINDO (1992) y PALAU (1995) nos han resultado de suma utilidad.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas aflorantes en la Hoja se pueden dividir en tres grandes grupos. Las rocas afectadas por la deformación hercínica, las rocas ígneas tardihercínicas y los depósitos cuaternarios.

### 2.1. PALEOZOICO

Las rocas paleozoicas han sido subdivididas en dos conjuntos separados por las rocas de edad silúrica. El conjunto siliciclástico inferior es tradicionalmente incluido en el intervalo Cambro-ordovícico sobre el que se dispone una secuencia atribuida al Ordovícico superior. El conjunto superior, carbonato-siliciclástico corresponde a la sucesión devónica.

Las pizarras carbonosas del Silúrico, reconocidas desde antiguo, han sido utilizadas para separar las rocas ordovícicas de las devónicas. Sin embargo, el desarrollo de metamorfismo, su escasa representación en la parte oriental de la Hoja, así como la presencia de otros horizontes de pizarras negras ha llevado a interpretaciones y correlaciones litológicas erróneas de las unidades representadas por los diferentes autores. La controversia más patente está referida a la discusión sobre la asignación de las calizas encajantes del batolito del Marimanya al Cambro-ordovícico o al Devónico y no resuelta hasta los años ochenta (LOSANTOS *et al.*, 1985 y 1896, MORET y WEYANT, 1986).

Los afloramientos de rocas del Cambro-ordovícico comprenden básicamente una parte occidental del anticlinorio de la Pallaresa, la parte oriental del domo del Garona y un pequeño afloramiento del anticlinorio Central.

### 2.1.1. Cuarzitas, areniscas y pizarras. Cambro-Ordovícico (9)

Esta unidad está formada por una alternancia de capas de cuarzitas y areniscas de colores grises a gris-verdosas que alternan con pizarras grises y negras. Son más escasas las intercalaciones de conglomerados y rocas carbonatadas. Las pizarras grises contienen clorita y moscovita, con un contenido variable en cuarzo de grano muy fino y niveles más carbonosos enriquecidos en grafito. Pueden tener pirritas y raramente calcopiritas.

Las pizarras alternan con tramos donde intercalan niveles de pocos milímetros de areniscas gris claras de grano fino con sulfuros y óxidos de hierro. Cuando las areniscas y grauwacas forman capas de escala centimétrica se reconocen granoclasificaciones, laminación paralela y "ripple". Las areniscas son cuarcíticas y pueden tener plagioclasa y feldespato (sector oriental). Destacan granos de tamaño mayor entre subredondeados a subangulosos. Cuando las alternancias alcanzan una escala decimétrica y hasta dos metros, se observan bases erosivas, laminaciones cruzadas de bajo ángulo y marcas de base. La morfología de los granos varía entre subangulosos a subredondeados y algunos son de plagioclasa. La selección suele ser pobre y se observan la presencia de granos redondeados de circón, turmalina y rutilo. Las cuarzitas forman capas de 2-6 m, de grano medio a grueso.

En el anticlinorio de la Pallaresa estas rocas fueron denominadas unidad de Isil (LOSANTOS *et al.*, 1986) con una distribución litológica irregular y discontinua, tanto por cambios laterales de facies como por diferente comportamiento respecto a la deformación. El espesor original de la unidad es difícil de establecer, aunque puede estimarse que supera los mil metros de una sucesión con una tendencia general granocreciente. La unidad de Isil contiene intercalaciones de capas de microconglomerados asociadas a las cuarzitas. Estos microconglomerados forman horizontes diferenciados o como lentejones en las areniscas circundantes. Los cantos de cuarzo son redondeados a subangulosos, entre 2-3 mm y 1 cm. Los cuarzos han sido relacionados con un origen volcánico o subvolcánico por la morfología hexagonal de los cristales y corrosiones ameboidales. Más raramente se encuentran conglomerados con cantos de 2 cm hasta 10 cm, formados por cuarzo, chert, areniscas y pizarras. La matriz es de grano fino, compuesta por cuarzo, moscovita y clorita. También se reconocen algunas pizarras gris verdosas pálidas de grano muy fino formadas por cuarzo, caolín, micas y sulfuros. Estas pizarras fueron interpretadas por PALAU (1995) como tobas cineríticas ácidas, presumiblemente riolíticas. Por otro lado corneanas formadas por cuarzos con golfos de corrosión y fragmentos líticos flotando en una matriz pelítica afloran limitadas por fracturas al Oeste del Estany de la Pudó y también fueron interpretadas como rocas vulcanoclásticas.

Sobre algunas capas de areniscas se disponen pizarras carbonatadas gris claras en capas milimétricas o de pocos centímetros. Algunas capas de areniscas gradan en la vertical a areniscas carbonatadas o calizas rojizas laminadas de pocos centímetros de espesor. Presentan granos de carbonato de grano fino.

En el sector noroccidental, la presencia de una unidad carbonatada (descrita en el siguiente epígrafe) permitió a GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO (1989) la subdivisión de la sucesión en un tramo inferior o Capas de Urets y un tramo superior o Capas de Orla. Las Capas de Urets tienen una potencia mínima de unos 300 m y afloran en el sector francés de la Hoja de Isil. Están compuestas por alternancias de capas centimétricas a decimétricas de cuarzitas, areniscas y pizarras. A techo de esta unidad se encuentra un nivel inferior a 5 m de espesor, de pizarras carbonosas que corresponde a los "Schistes pseudocarbores" de DESTOMBES (1958) o las Pizarras arenosas negras con cuarzitas negras con feldespato del Malh de Bolard de BOISSONAS (1972).

Las Capas de Orla alcanzan 400 m y reducen su espesor bajo los conglomerados del Ordovícico superior. La sucesión está compuesta por una alternancia de escala variable, frecuentemente decimétrica, de cuarcitas y pizarras, aunque en algunas ocasiones las capas de cuarcitas superan el metro de espesor y pueden contener capas decimétricas de calizas como en el puerto de Orla.

Al Este de Bossost (Hoja de Vielha-148) ARCHE (1971), interpretó las Capas de Orla como depósitos de tipo flysch con direcciones de aporte del NE al SO. Si bien no existen datos suficientes, creemos que el medio de deposición podría corresponder a una plataforma externa profunda.

Esta sucesión es tradicionalmente incluida en el lapso Cambro-ordovícico sin ningún tipo de datación. Fue denominada serie de Pilas-Estats por ZANDVLIET (1960) y correlacionada por LAUMONIER (1988) con la Fm de Evol del Grupo de Canaveilles de CAVET (1957) ubicado en los Pirineos Orientales.

### 2.1.2. Calizas y mármoles. Cambro-Ordovícico (10)

Unidad formada por calizas muy recristalizadas sacaroides con un predominio de las coloraciones blancas y frecuentemente con laminación horizontal. Estas laminaciones pueden responder a intercalaciones milimétricas de pizarras ricas en cuarzo, o en feldespatos, o a niveles de areniscas. Esta unidad fue denominada Caliza de Bentaillou por DURAND y RAGUIN (1943), aunque anteriormente fue conocida como Calcaire Métallifère desde MUSSY (1869), ya que frecuentemente contiene mineralizaciones. Su espesor es inferior a 100-150 m, BOISSONNAIS (1972) señala un paso lateral de las calizas a margas o margas grafitosas. Las intercalaciones de margas y pizarras son muy abundantes al Sureste del Pic d'Orla, donde las calizas tienen un carácter nodular marcado.

Esta unidad corresponde probablemente a una rampa carbonatada, aunque el metamorfismo y la deformación no permiten una mayor precisión. En el vecino macizo de Lys-Caillouas BOUQUET *et al.* (1987) observaron el desarrollo de laminaciones interpretadas como estromalíticas en calizas ubicadas en una posición similar dentro de la sucesión paleozoica.

Para LAUMONIER (1988) la caliza debe equivaler al miembro medio de la Fm. de Evol, nivel carbonático que corresponde al horizonte de Lladorre y en la Pallaresa, a la Serie de Lleret-Bayau de ZANDLIET (1960). Al Norte de macizo de Bassiès podría ser correlacionado con el horizonte de Gêrac de COLCHEN *et al.* (1979)

### 2.1.3. Conglomerados, microconglomerados, areniscas y pizarras. Ordovícico superior. Caradociense (11)

Esta unidad muestra una secuencia granodecreciente. SCHMIDT (1931) describió un tramo de conglomerados y cuarcitas bajo el nombre del Port de la Bonaigua. Los conglomerados son groseros al Norte de la Peulla y al Sur del Estany del Muntanyó d'Arreu (Estany Pudó) donde, según PALAU (1995), alcanzan una potencia máxima de 120 m. Tienen cantos entre 2-15 cm que pueden llegar a 75 cm en el Port de la Bonaigua. Sobre ellos se disponen una alternancia centimétrica a milimétrica de areniscas de colores claros y pizarras (100 m) con un paso gradual vertical y lateral de los conglomerados, denominada unidad de Matamoixons por PALAU (1995).

En el sector del río Pallaresa entre los picos de Cuenca (Quenca) y Roca Blanca, los conglomerados alcanzan 50 m de potencia máxima, con cantos de 2-5 cm y un tamaño máximo de 15 cm. Se observan cantos de mármol que como los lutíticos son de subangulosos a subredondeados, mientras que los clastos de cuarcitas pueden ser angulosos o subangulosos, y los de tamaño menor a 5 cm son redondeados a subredondeados. La matriz consta de arenisca y arcilla. Contienen intercaladas cuarcitas con feldespatos y se diferencian capas con base erosiva masivas o granodecrecientes. Las cuarcitas, pizarras y microconglomerados suprayacentes tienen coloraciones oscuras, presentan fosfatos y algún nivel carbonatado con nódulos. Su potencia es de 15 m. Este tramo puede formar la base de la sucesión localmente. Las areniscas y pizarras pasan gradualmente a pizarras verdosas con niveles milimétricos de areniscas grises (15 m).

La sucesión disminuye su potencia en el sector noroccidental de la Hoja, entre 30 y 50 m. Aquí fue denominada Conglomerados de Malh de Bolard por GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO (1989), equivalentes al conglomerado de La Plagne de BOISSONNAIS (1972) en el lado francés. La base está caracterizada por un micronglomerado con cantos de 1-2 cm, hasta 5 cm de tamaño máximo en una matriz generalmente pelítica, formada por cuarzo, clorita y sericita. Con frecuencia la base presenta un conglomerado poligénico con cantos de cuarcitas, cuarzo y pizarras de 5-20 cm de diámetro. En la Plagne, los cantos varían desde milímetros a 20 cm según BOISSONNAIS (1972). De forma ocasional se reconocen cantos de calizas en el Mailh de Bollard y el Pic de Past (BOISSONNAS, 1972) y de rocas ígneas (RAGUIN, 1946; DESTOMBES, 1958) como rocas eruptivas, granitos de grano fino, riolitas o cenizas riolíticas (BOISSONNAS, 1972). Por encima del conglomerado se disponen microconglomerados. La potencia varía entre 3 y 12 m. En el área del circo de Urets un nivel carbonatado se reconoce cerca de las primeras capas de microconglomerados, mientras estos últimos desaparecen hacia el port de Orla. La base microconglomerática es sucedida por areniscas, grauvacas y pizarras. Las areniscas oscuras o azuladas tienen una proporción variable de feldespatos, biotita, sericita y clorita (BOISSONNAS, 1972) y pueden reconocerse estratificaciones cruzadas.

Esta unidad presenta una componente vulcanoclástica, interpretada a partir de los clastos de cuarzo, que pueden tener formas poligonales y golfos de corrosión. Además localmente se encuentran granos de feldespato junto a granos de turmalina, circón y rutilo.

La secuencia general es granodecreciente y se aprecia una disminución de espesor al comparar las secciones meridionales con las septentrionales. Los depósitos conglomeráticos basales podrían interpretarse como abanicos aluviales que evolucionaron hacia sedimentos fluviales. Sin embargo en el área septentrional algunos carbonatos considerados como indicadores marinos, se encuentran en los tramos arenosos basales.

SCHMIDT (1931) asignó los conglomerados y cuarcitas del Port de la Bonaigua al Caradoc, edad señalada en niveles similares de gran parte del Pirineo.

#### 2.1.4. Calizas y pizarras. Ordovícico superior. Asghilliense (12)

Corresponde a un nivel de unos 1-5 m de alternancias centimétricas de calizas y lutitas denominada Caliza con *Echinospharites balticus* de BARROIS (1887), Caliza Sandwich de VOLKER (in KLEINSMIEDE, 1960) o Caliza de Crabèra de FERT (1976). La caliza es nodular y contiene niveles de limos con sericita, biotita y clinocloro. Su espesor, continuidad lateral y ubicación en la sucesión es variable. Su potencia puede alcanzar 10-20 m en Uls o en Liat, 5-6 m en el Malh de Lusés, 2 m en Bentaillou y pasa a centímetros hacia el Este. El horizonte se encuen-

tra intercalado en la parte alta de las areniscas y pizarras en el área de Varradós (Varradòs) como al Oeste del Tuc d'es Crabes (des Crabes). Entre el Pic de la Montagnolle (Pica dera Montagnolle), el Port dera Horqueta y Mail de Bulard, el horizonte se intercala entre esquistos azules. El nivel carbonatado sucede a pizarras y grauvacas verdes entre el Port d'Orla, la ladera de Horcalh y el Tuc de Tartareu. En cambio, se sitúa en la parte alta de los microconglomerados y areniscas en Urets y desaparece desde el Montoliu al valle de Porquer (Arriudeth Porquèr-Arriu des Bandolèrs).

En las Ares (Port de la Bonaigua) se observan pizarras gris verdosas con niveles locales centimétricos de calizas grises o nódulos de carbonato y su potencia máxima estimada es de 100m. En la Pallaresa contienen niveles milimétricos arenosos y niveles milimétricos y centimétricos carbonatados con restos mal conservados de braquiópodos, equinodermos y briozoos. Estas pizarras alcanzan 15 m y finalizan en capas continuas carbonáticas. En ambas fue denominada unidad del Barranc de Alòs por PALAU (1995).

La sedimentación de esta unidad corresponde a un medio marino de plataforma externa con depósitos más o menos carbonatados. Este horizonte se encuentra en el Ashgill en otras secciones del Pirineo. Tan sólo en el horizonte al Este (Pirineos Ariegèois) DOMMANGET (1977) encuentra crinoides, briozoos y braquiópodos entre los que HAVLICEK clasificó *Leptaena* sp. y Dalmanellacea que atribuyó al Ordovícico superior.

#### 2.1.5. Pizarras con algunas intercalaciones de areniscas. Ordovícico superior-Silúrico?. Asghill-Llandoverly? (13)

Esta unidad comprende pizarras grises o negras con intercalaciones milimétricas o centimétricas de areniscas de grano fino que ocasionalmente pueden alcanzar la escala decimétrica. Aproximadamente equivale a la unidad denominada Serie azul por DESTOMBES (1958) que en Bocard constaba de unos 50 m de pizarras azules y más tarde diferenciada como Capas de Liat por GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO (1989). Su potencia oscila entre 20-30 m en el área septentrional, mientras que en la zona del Port de la Bonaigua supera los 200 m y fue denominada unidad de la Peüllà por PALAU (1995). En su parte superior puede reconocerse un horizonte carbonático de menos de un metro de espesor o una cuarcita calcárea ya citada por KLEINSMIEDE (1960) en el lago de Liat. Este nivel es un microconglomerado, con un espesor de 0,2-0,5 m, con clastos carbonatados y cuarzos con bordes corroídos, cuyo origen ha sido interpretado como volcánico según GARCÍA SANSEGUNDO (1992). Está bien representado entre Liat y el Pla d'et Tur (Pla de Tor), aunque con una distribución discontinua, desaparece en la Reparadora, para aflorar en el Horcalh y volver a desaparecer al Este. Entre los picos de Cuenca y Roca Blanca este horizonte se dispone sobre 4 m de pizarras y una caliza y consta de una alternancia de areniscas de grano grueso, microconglomerados y conglomerados con cemento carbonatado. Tiene una potencia de 1,75 m y los clastos de cuarcitas, cuarzo y caliza son redondeados a angulosos, de hasta 15 cm si exceptuamos los bloques tabulares de caliza. Su base erosiva probablemente explica la falta de pizarras azules en esta área.

La unidad corresponde a depósitos de un medio marino de baja energía, con un acontecimiento situado hacia el final del Ordovícico, registrado localmente y que contiene tanto clastos reciclados como cantos de las unidades inferiores.

#### 2.1.6. Pizarras carbonosas negras con algunas intercalaciones carbonatadas. Silúrico (14)

Constituye un nivel de referencia constante que a menudo ha actuado como horizonte de des-

pegue (ZANDVLIET, 1960; KLEINSMIEDE, 1960; GARCÍA SANSEGUNDO, 1992) y está constituida fundamentalmente por lutitas carbonosas. Hacia su parte alta presenta intercalaciones de calizas margosas y calizas oscuras tableteadas. Su potencia no excede de 200 m y fue denominada unidad de Ampelitas y calizas negras del barranco de Cireres por PALAU (1995) en el sector nororiental de la Hoja. En los barrancos de Cireres, Aula y Vinyals se reconocen horizontes granodecrecientes con acumulaciones de cefalópodos ortocónicos, crinoides y ostrácodos.

La sedimentación esencialmente ampelítica se desarrolló en una plataforma poco profunda y anóxica.

Las pizarras contienen faunas de graptolitos de la parte alta del Llandovery medio o de la base del Llandovery superior en el lado francés del camino al port d'Aula según DOMMANGET (1977) (*Retiolites sp.*, *Monograptus sedgwickii* y *Pseudoclimacograptus sp.*). En otros afloramientos franceses de la Hoja de Isil, DEGARDIN (1988) citó graptolitos del Telychiense cerca de Rieu, del Sheinwoodiense cerca de Faup, del Gorstiense entre Mailliches y Couflens. En el domo del Garona, DEGARDIN (1988) determinó faunas puntuales de graptolitos, siendo reseñable la presencia del Aeroniense en Luentein (Valle de Orle). Por tanto las pizarras debieron depositarse entre el Llandovery y el Ludlow.

Las pizarras carbonatadas y calizas delgadas contienen en el Port de Aulà ortocerátidos, trilobites, *Cardiola interrupta* y *Dayia navicula*, que ZANDVLIET (1960) atribuyó al Ludlow. En el barranco de Vinyals en unos niveles más altos de calizas con ortocerátidos se ha obtenido un elemento Pb de *Ancyrodelloides* que señala el Lochkoviense. En relación con esta asignación, DONNOT (1974) encontró en las ampelitas con calcolutitas y calizas de Benarrech-Sentein (Noroeste del domo del Garona) graptolitos del Ludlow (*Monograptus bohemicus*) y del Lochkoviense (*Monograptus uniformis* y *M. hercynicus*).

#### 2.1.7. Calizas, pizarras y limolitas. Silúrico-Devónico inferior. Llandovery-Praguense (15)

Por razones cartográficas incluimos en esta unidad, un tramo carbonatado silúrico equivalente lateral -al menos en parte- de la unidad anterior. Este tramo aflora entre los batolitos de Marimanha y Bassiès. Sobre el Ordovícico y mediante un contacto despegado o fallado se disponen 8 m de alternancias centimétricas a decimétricas de pizarras negras y calcarenitas crinoidales con una capa de cerca de un metro de pizarras en el techo. Las capas presentan morfología lenticular y la sucesión está muy plegada. Las capas de carbonato alcanzan 50 cm; son "packstone" formados por niveles granodecrecientes con corales, fenestélidos y cantos blandos. Sobre ella se dispone una barra carbonatada o Caliza del Prat del Marxant de PALAU (1995). Está formada por calizas crinoidales grises o blancas que progresivamente cambian a negras con crinoides y ortocerátidos (14-20 m). En las secciones situadas al Norte del Port de la Bonaigua se observa un aumento en la presencia de tramos lutíticos en esta parte superior de la sucesión.

Ambos tramos podrían incluirse en la Caliza del Prat del Marxant, que corresponden a la capa de caliza blanca masiva menor a 10 m de ZANDVLIET (1960). Las calizas negras con ortocerátidos fueron descritas y atribuidas al Silúrico por HARTELVELT (1971). Una muestra para conodontos ha proporcionado elementos de *Kockelella cf. K. variabilis* (PALAU y SANZ, 1989) del Ludlow, mientras que otra procedente de los términos basales contienen entre otros, elementos clasificados como *Kockelella cf. K. ranuliformis*, que podrían señalar el Llandovery superior o la base del Wenlock.

Por encima de la Caliza del Prat del Marxant y de las pizarras carbonosas negras con calizas de ortocerátidos se dispone en toda la Hoja una unidad que alcanza 55 m en el Estany del Muntanyó d'Arreau, aunque su potencia máxima estimada es de 100 m. Su base es un contacto neto, a menudo despegado. Está formada por alternancias centimétricas a decimétricas de calizas grises, calizas arcillosas, calcolutitas y pizarras negras con un tramo más lutítico hacia el techo. Contienen capas de potencia métrica con abundantes niveles de limolitas. Pueden contener como minerales accesorios circón, rutilo, opacos y apatito. Las capas de carbonato alcanzan 50 cm y son "mud-wackestone" con laminación paralela y granoclasificación poco común. La transición a la unidad suprayacente muestra una secuencia estratocreciente. La fauna se reconoce en mayor manera en el área septentrional y está compuesta por tentaculítidos, con raros corales tabulados, cefalópodos ortocónicos, tecas y artejos de crinoides. Los tramos de margas limosas ubicados hacia techo alcanzan una potencia de 3 m (Port d'Aulà), donde DOMMANGET (1977) describía ortocerátidos, bivalvos, trilobites (*Phacops*), braquiópodos, corales, crinoides y tentaculítidos.

Estas alternancias fueron denominadas "barègiennes" por CARALP (1888) e incluidas en la Caliza Basal de KLEINSMIEDE (1960) y GARCÍA SANSEGUNDO (1992). En el macizo de Marimanya corresponde a la Alternancia paralela de la unidad de Moredo-Salau (40-60 m) de PALAU y SANZ (1989). Mientras hacia el Norte constituye las Alternancias de Cour de Vic, Alternancias del Picou de la Mire y Alternancias de base (40-100 m) de DOMMANGET (1977).

La Caliza de Marxant está compuesta por facies resedimentadas de margen de un alto sedimentario y calizas con cefalópodos que lateralmente serían sustituidas por pizarras carbonosas. Estas facies tan solo se han observado entre el Macizo de Marimanya y la Falla Norpirenaica. Las alternancias suprayacentes corresponden a una rampa homoclinal con aportes siliciclásticos distales.

En la Noguera Pallaresa PALAU y SANZ (1989) citaron fragmentos mal conservados de los conodontos devónicos *Acodina sp.* y *Icriodus sp.* En facies similares de áreas próximas de la Hoja, DOMMANGET (1977) obtuvo los conodontos *Icriodus gr. woschmidti* y *Ozarkodina (cf. steinhornensis)* en Cour de Vic y Picou de la Mire, BODIN (1988) citó *Ozarkodina wurmi* en Trapech y Har (al Norte del Macizo del Riberot). Por su parte, BOUQUET y STOPPEL (1975) determinaron *Icriodus curvicauda* e *I. simulator simulator* del Siegeniense en Argut y Signac (Oeste del Domo de Bossost). Estos datos dispersos indican una probable edad Praguense para las alternancias de calizas y pizarras.

#### 2.1.8. Calizas. Devónico inferior. Praguense-Emsiense Inferior (16)

Esta unidad muestra un paso progresivo desde la unidad anterior. En el sector meridional está representada por mármoles y/o calizas muy recristalizadas con horizontes con crinoides, e incluye ocasionales calcarenitas con granos de cuarzo. En el área septentrional corresponde a una caliza gris azul en bancos centimétricos a decimétricos que puede contener niveles arcillosos o niveles silicificados. La fauna consta de tentaculítidos, algún coral y sobre todo restos de crinoides que abundan en la parte superior formando horizontes retrabajados desde "lime mudstone-wackestone" a algún "packstone". Presentan niveles bioturbados y crinoides enteros sin desarticular. Su potencia es de 20-75 m en el área meridional, para pasar a 15-35 m en la septentrional. Sin embargo el plegamiento es mayor en el primer sector, donde además frecuentemente se han incluido calizas con intercalaciones de pizarras a techo.

Estas calizas fueron incluidas en la Caliza Basal de KLEINSMIEDE (1960), GARCÍA SANSEGUN-

DO (1992) en la val d'Aran, mientras en el área del Marimanya fueron denominadas Caliza de Salau por DERRÉ y KRYLATOV (1976) y Caliza de Campaus por MORET y WEYANT (1986). En el área septentrional son reconocidas como Caliza de Carboire o de Cour de Vic de DOM-MANGET (1977).

Esta unidad se depositó en un medio de plataforma carbonatada con una gran extensión y con facies más profundas hacia el Norte.

En cuanto a la presencia de conodontos MORET y WEYANT (1986) citaron en Bonabé *Polygnathus dehiscens*, mientras en el Serrat dels Bandolers, PALAU y SANZ (1989) citan *Ozarkodina steinhornensis miae*. Ambas especies se encuentran en el Emsiense Inferior. Una muestra procedente del techo de la caliza en Montoliu nos ha proporcionado *Icriodus sp.* y *Polygnathus excavatus*, del Emsiense Inferior.

#### 2.1.9. Pizarras con intercalaciones de carbonatos, areniscas y limolitas (17). Calizas y calizas arcillosas (18). Devónico inferior-medio. Emsiense inferior-Givetiense

Son pizarras gris azules a negras formadas por cuarzo, moscovita, clorita, sericita, grafito, pirita, turmalina, circón y rutilo. Las lutitas tienen intercalaciones de calizas grises con pasadas milimétricas de areniscas y niveles de calizas negras, sobre todo en la parte inferior. Las capas de calizas pueden alcanzar 10 m de potencia (18) y localmente son calizas nodulares de colores claros. En la parte superior, las pizarras contienen intercalaciones esporádicas de escala centimétrica a milimétrica de areniscas de grano fino. Se observan restos de crinoides y tentaculíticos, aunque SCHMIDT (1931) citó en la carretera a la central del Negre (Hoja de Vielha), pizarras con *Strophedonta sedgwicki*, *S. purchisoni*, *Schuchertella hipparionyx*, *Uncinulus cf. pila*, *Spirifer cf. arduennensis*, *Atrypa reticularis*.

Esta unidad fue denominada Pizarras y calizas de Entecada por KLEINSMIEDE (1960) o GARCÍA SANSEGUNDO (1992), Pizarras de Escala Alta de MORET y WEYANT (1986) o Unidad de Beret de PALAU y SANZ (1989) en el Macizo del Marimanya. Su potencia varía entre 150 m en el área del Marimanya a 400 m en el sector de Vielha.

Localmente ha sido subdividida por diferentes autores. En el Tuc de Migdia (la Tuca) GARCÍA SANSEGUNDO (1992) diferenciaba una sucesión compuesta por 150 m de pizarras con niveles de limolitas o areniscas de grano fino que denominaba Pizarras de Pala Megdia. Estas pizarras eran sucedidas por 70 m de Calizas y dolomías de la Cauba (18) y 90 m de Pizarras de la Cauba con algunas areniscas de grano fino en su parte inferior y alguna caliza encrinítica con corales hacia su parte superior.

Desde este sector suroccidental las pizarras contienen niveles de caliza con una potencia menor, pero más abundantes. En particular, tienen una mayor presencia hacia el Norte. Así en la sucesión de Sa Mont, fueron denominadas Pizarras y calizas de Varradòs por GARCÍA SANSEGUNDO (1992). Las areniscas de grano fino tienen una mayor presencia y alcanzan una potencia de 80 m en el sector suroccidental donde forman una secuencia granodecreciente que solo alcanza 20 m hacia el Norte y el Este. Son sucedidas por 15 m de pizarras. Estos dos términos fueron denominados Areniscas de Auba y Pizarras de Sa Fusta por GARCÍA SANSEGUNDO (1992) que describe su aumento de potencia en la vecina Hoja de Vielha. Un coral rugoso solitario se ha encontrado en el techo de la sucesión en la sierra de Sant Martí.

En la caliza más baja, de 10 m de espesor en el Serrat dels Bandolers, PALAU y SANZ (1989) describieron conodontos de la Zona de *P. excavatus*, Emsiense Inferior. Por su parte, MORET y WEYANT (1986) citaron *Icriodus bilatericrescens* en una capa localizada entre pizarras en Vaquèira. En niveles más altos, dentro de las pizarras gris azules de la Fm Entecada se encuentran en el Port de Salau, que corresponden a calizas negras de escaso espesor, BODIN y LEDRU (1986) obtuvieron *Polygnathus inversus* (Emsiense Superior) y *P. costatus* (Emsiense superior-Eifeliense inferior). Mientras MORET y WEYANT (1986) al Sur de Escala Alta obtuvieron *Polygnathus gr. varcus* (probable Givetiense).

En el área septentrional la sucesión presenta algunas diferencias. En el Port de Aulà directamente sobre la Caliza de Carboire infrayacente, se dispone una alternancia de pizarras, calizas y calcopelitas (1 m) con tentaculítidos, trilobites, corales solitarios y *Odontochile sp.* (DOMMANGET, 1977). Encima, las pizarras negras o azuladas tienen algunos niveles limolíticos, margas o calizas arcillosas rojas y capas centimétricas de calizas, sobre todo en la parte superior del tramo. En la parte basal se han diferenciado calizas lenticulares crinoidales (barranco de Aulà), niveles con base "packstone" a "grainstone" o lentejones de calcarenitas con base erosiva de 0,5 cm pasan de forma granodecreciente a una caliza arcillosa roja. Este tramo en la zona de Salau corresponde a las Lutitas de Aulà (30-60 m), Lutitas con tentaculítidos d'Aulà-Ossèse, Guzet-Aulus, las Alternancias del Ruisseau d'Ars o las Lumaquelas con lingulidos de Aulus (30-50 m) de DOMMANGET (1977). Las calizas en estas pizarras contienen conodontos (SANZ, 1995) de la Zona de *P. dehiszens* con *Icriodus latus* o de la Subzona de *P. gronbergi* superior hacia el techo (Emsiense Inferior).

Por encima se encuentra una caliza nodular con tentaculítidos (18) denominada Caliza de Montanyol (PALAU, 1995): Su potencia se estima en 25 m y tiene intercalados niveles pelíticos abundantes hacia la base y más espaciados e individualizados hacia el techo. La Caliza de Montanyol ha proporcionado un fragmento de *Polygnathus gr. linguiformis* que podría ser de la especie *P. serotinus*, en cuyo caso nos indicaría el Emsiense Superior. Sobre la caliza se suceden pizarras negras o gris azuladas con intercalaciones de calcolutitas y calizas nodulares con tentaculítidos. Las Pizarras versicolores de la Fajolle pueden tener su equivalente lateral en las Pizarras verdes, rosas o violetas con calcoesquistos y calizas de DOMMANGET (1977) y BODIN (1988) en Salat-Aulus. Su potencia es de 70 a 100 m en las cercanías de la Falla de Couflens o 60 m en el Pic de la Calabasse, ambas localidades al Norte de la Hoja de Isil.

Esta unidad supone la inundación de la plataforma del Emsiense Inferior, con la sedimentación de facies de cuenca. Las facies siliciclásticas distales de grano fino. Presenta episodios de sedimentación carbonatada distal durante el Emsiense Inferior y Superior, episodios que se suceden con mayor frecuencia en el área septentrional. Probablemente en el Givetiense inferior se produjo la llegada de depósitos siliciclásticos distales desde el área suroccidental. Es precisamente en el área meridional donde se encuentra registrada una mayor subsidencia.

#### 2.1.10. Calizas con crinoides y calizas nodulares. Devónico medio-superior. Givetiense-Frasniense inferior (19)

Por encima de las pizarras de Entecada se dispone un horizonte carbonático a lo largo de la Hoja, que corresponde a la caliza D2 de KLEINSMIEDE (1960). En el sector meridional son calizas blancas recristalizadas ricas en crinoides que llegan a formar un "packstone". En la Tuca, están compuestas por 55 m de las Calizas de San Esteve de GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991) y más de 40 m de calizas negras con niveles de chert, que llegan a formar alternancias centimétricas. Las faunas de crinoides y corales silicificados caracterizan estas Calizas con corales

de GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991). Hacia el Norte el tramo carbonatado disminuye su potencia a 30 m, aunque se siguen observando tramos de “packstone-grainstone” de crinoides con algunos corales, en el Pla de Beret, en el Cap de Banibla y en el barranco de Solider. Los tres metros finales constan de calizas nodulares claras con interbancos pelíticos. Hacia el Norte muestra una progresiva disminución en la cantidad de crinoides y pasa a ser un “mud-wackestone” de tentaculítidos, de forma que en el Pic de Parrós se individualiza un tramo inferior de caliza de colores marrones, con tendencia nodular, una parte media de calizas grises con horizontes de pizarras negras y un tramo superior formado por calizas nodulares con calcolutitas y pizarras. En el sector noroccidental fueron denominadas Calizas de Aurán por GARCÍA SANSEGUNDO (1992). Aquí, presenta facies similares a la Caliza des Bandolers (20-30 m) de PALAU y SANZ (1989). La Caliza des Bandolers está formada por calizas arcillosas con tendencia a nodular, “lime mud-wackestone” de tentaculítidos y algún crinoide. La caliza incorpora hacia el techo una mayor abundancia de niveles de calcolutitas.

La sedimentación de cuenca fue interrumpida por el desarrollo de una plataforma con facies pararecifales ubicadas en el sector de la Tuca y laderas del valle del Garona. Estas facies son sustituidas lateralmente a lo largo de la Hoja por facies carbonatadas de plataforma externa o cuenca.

La parte inferior de la Caliza de Sant Esteve en la Tuca contiene *Icriodus l. latericrescens?*, *I. eslaensis*, *Polygnathus l. linguiformis*, *P. rhenanus* y *P. klapperi* del Givetiense superior mientras que su mitad superior proporcionó *Polygnathus webbi*, *P. dubius* y *P. aff. angustidiscus* (GARCÍA LÓPEZ *et al.*, 1991). GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991) obtuvieron en la mitad superior de la Caliza con corales, *Ancyrodella gigas*, *Icriodus symmetricus*, *I. subterminus*, *Polygnathus aff. gracilis*, *Mesotaxis asymmetrica*, de la Zona de *M. asymmetrica* Media basal (Frasniense).

La unidad tectónica sobreimpuesta de Montcorbissun contiene la Caliza de Montcorbissun (30 m) cuyo techo contiene *Ancyrodella binodosa*, *A. binodosa rotundiloba*, *A. rotundiloba*, *Mesotaxis asymmetrica?* del Frasnense más bajo (GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991). En una caliza al NNO de Garòs, BUCHROITHNER (1978) obtuvo *P. dengleri* del Givetiense superior, mientras que en las calizas obtuvo una asociación que asignó a la Zona de *M. asymmetrica* Superior, con *Ancyrodella curvata*, *Icriodus curvatus*, *I. nodosus*, *I. symmetricus*, *Palmatolepis hassi*, *P. subrecta*, *Polygnathus webbi*. En el área occidental, la Caliza de Es Cròdos proporcionó *Polygnathus l. linguiformis* e *Icriodus sp.* (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992).

En diferentes niveles de las calizas crinoidales, en la subida del Pla de Beret, se han obtenido conodontos del Givetiense y Frasnense basal (SANZ, 1995). En el sector meridional, el techo de la caliza contiene, al menos, conodontos de la Zona de *M. asymmetrica* Superior. La cantidad de conodontos decrece en las calizas arcillosas del barranco de Parrós, Tossal des Crossos y Tuc de Parrós con faunas del Givetiense: ejemplares dudosos de *Polygnathus l. linguiformis* y *P. rhenanus*. La base de la Caliza des Bandolers ha proporcionado *P. l. linguiformis*, *P. l. klapperi*, *P. ovatinodosus* e *Icriodus difficilis* del Givetiense superior. En el techo se determinaron *Ancyrodella sp.* (posible *A. rotundiloba*), *M. asymmetrica*, *Polygnathus gr. P. pennatus* y *P. dubius*, que indican una edad de Frasnense Inferior.

Por tanto, la unidad de este apartado se depositó entre el Givetiense, probablemente medio-superior al Frasnense inferior. El techo muestra faunas de conodontos más modernas, al menos de la Zona de *M. asymmetrica* Superior o Zona de *P. hassi* Inferior, mientras hacia el Norte tan solo parecen alcanzar la Zona de *M. asymmetrica* Inferior o Zona de *M. falsiovalis* Superior.

2.1.11. Areniscas, grauvacas, pizarras, cuarcitas y calizas (20). Cuarcitas y pizarras (21). Devónico superior. Frasniese

Sobre la caliza del Frasniese inferior se dispone una sucesión siliciclástica, denominada Areniscas de Les Bòrdes por KLEINSMIEDE (1960) y con una potencia de unos 600 m. El término ha sido usado por GARCÍA SANSEGUNDO (1992) con posterioridad, incluyendo los tramos más arenosos superiores de la unidad de Entecada.

Directamente sobre las calizas se disponen pizarras oscuras con niveles de areniscas finas que alcanzan unos 15 m. En el Pla de Beret en cambio se observan 4 m de pizarras verdes con alguna intercalación centimétrica de arenisca carbonatada. Alrededor del macizo del Marimanya consta de pizarras negras con calcolutitas y alguna capa de caliza. Los niveles margosos entre las pizarras de las laderas Este y Sur del Tuc de Espiargo contienen una gran cantidad de corales solitarios y algún braquiópodo. SOTO, en GARCÍA SANSEGUNDO (1992), determinó *Angustiphyllum cuneiforme* y *Pleurodictium? sp.* Un tramo similar en el río Unyola contiene gran cantidad de tentaculítidos y trilobites, en muy mal estado de conservación.

Sobre este término inferior de grano fino se suceden tramos de areniscas. En el sector suroccidental (ladera septentrional del Tuc de Migdia y de la sierra de Estanyo) se suceden cuarcitas oscuras y claras en capas métricas y decimétricas entre pizarras (21). Fueron denominadas areniscas no gradadas por KLEINSMIEDE (1960) o Cuarcitas y pizarras de Sa Cal por GARCÍA SANSEGUNDO (1992). Tienen una potencia estimada de unos 75 m, aunque desaparecen progresivamente hacia el Norte y el Este. De este modo, constan de 4 m de areniscas en la sierra de Sant Martí y desaparecen en el Pla de Beret. Las capas de areniscas muestran granoclasificación laminación paralela y cruzada y alguna intercalación decimétrica de caliza. Son areniscas de grano medio a grueso, subredondeados a subangulosos, con selección pobre, que presentan como accesorios feldespatos, plagioclasa, circón y turmalina. Algunas capas presentan cantos de escasos milímetros de cuarzo flotando en la arenisca.

A partir del cerro de Solà y hacia el Norte, se localiza una unidad de grauvacas y areniscas en bancos métricos. Esta facies está muy bien representada en la zona septentrional de Marimanya (120 m) donde recibe el nombre de Areniscas de Montgarri. Está formada por tramos de areniscas de escala decimétrica a métrica, normalmente 3-5 m, que alternan con tramos de capas delgadas de areniscas o limos entre pizarras. Las areniscas de color gris verdoso, son de grano medio a fino y las capas pueden presentar ocasionalmente laminación paralela, laminación cruzada de bajo ángulo, laminación convolucionada y "ripples" de cresta recta hacia techo. Se observan capas granodecrescentes, marcas de base, "flute casts" y tubos de bioturbación. Los granos de cuarzo son subangulosos, muy pocos son de feldespato y la matriz es arcillosa.

En una posición estratigráfica similar en el Pla de Beret se encuentran alternancias centimétricas y raramente decimétricas de pizarras verdes, areniscas y calizas arenosas con tentaculítidos. Presentan una facies similar a las Pizarras verdes y areniscas de Arriu Nere de GARCÍA SANSEGUNDO (1992), o Areniscas gradadas de KLEINSMIEDE (1960), aunque presentan una mayor cantidad de calizas crionoidales o con tentaculítidos con granoclasificación positiva.

La Unidad de Arriu Nere (20) se dispone sobre las Cuarcitas y pizarras de Sa Cal (21) y pueden estar separadas por una capa de medio a dos metros de potencia de calizas micríticas. También se encuentran sobre las Areniscas de Montgarri, donde han sido denominadas Unidad de Can Cabau (cerca de Montgarri) por PALAU y SANZ (1989). Mientras que en el

resto del área de afloramiento son las facies más importantes desde la base de la unidad. Las areniscas forman capas de 10-30 cm con poca continuidad lateral, aunque pueden alcanzar 1,5 m. Son areniscas carbonatadas y grauvacas cuarzosas de grano fino a medio, subredondeados a subangulosos y con selección variable. Los minerales pesados presentes son circón, turmalina y pueden tener apatito acicular. Las areniscas son de grano fino o de grano medio. La proporción de cuarzo llega a ser mayor en estas areniscas que en las areniscas homogéneas de Montgarri. Están intercaladas entre niveles de limolitas y pizarras verdes y negras que pueden superar los 50 cm de espesor. Las capas con areniscas pueden contener hacia techo calcarenitas o calizas laminadas arcillosas. Estas calizas nodulares detríticas en capas discontinuas centimétricas pueden encontrarse formando tramos de 8-10 m de potencia. Las calizas muestran señales de bioturbación o presentan como las areniscas granodecrecimiento, granocrecimiento y paso de laminación horizontal o cruzada a "ripples" o laminación "convolute" y estructuras de deslizamiento.

En el Tuc d'era Pincela y en el Tuc de Pedescals se han observado barras de 2-3 m de areniscas carbonáticas o calcarenitas con laminación cruzada. Una de estas barras se encuentra muy próxima al techo de la unidad. En la sierra de Vilac, escasas capas de calcarenitas se encuentran hacia el techo donde se observan estructuras de tipo "hummocky".

Aunque sin datos bioestratigráficos se han incluido en esta unidad algunos afloramientos localizados al Norte de la Noguera Pallaresa (barranco de Montgosú). Se trata de areniscas de grano fino en niveles de milimétricos a centimétricos que alternan con pizarras.

ARCHE (1972) interpretó las facies de esta unidad como turbiditas, por sus estructuras internas y marcas de base. Para LLENSE (1978) las cuarcitas se depositaron en una llanura de inundación en aguas poco profundas de un medio litoral y como producto del desmantelamiento por tempestades. Las Areniscas no granoclasificadas en Garos son producto de la destrucción de estos depósitos por tempestades y corrientes paralitolares en una la plataforma continental, según el mismo autor. Mientras que las Areniscas de Arriu Nere corresponden a depósitos turbidíticos más distales. Las paleocorrientes medidas por KLEINSMIEDE (1960) en las Areniscas de Arriu Nere señalan un sentido hacia el Este y en menor medida hacia el Norte. La características de depósitos de turbidez con alta concentración en los tramos basales de la unidad, como la falta de "slumps", la gran cantidad de cuerpos de gran espesor y la ausencia de una distribución en lóbulos, nos parece que discrimina una sedimentación turbidítica de abanico profundo para esta unidad. A nuestro parecer y con los datos disponibles, podrían interpretarse como depósitos de talud "apron", ya que lateralmente hacia el Norte pasan a facies de granulometría menor y con un carácter más turbidítico. Sin embargo, no toda la sucesión puede ser interpretada conjuntamente. La presencia de barras con estratificación cruzada y capas de tempestad sugieren por lo menos para la parte alta una sedimentación más somera.

Las areniscas carbonatadas y calizas arenosas de la subida al Pla de Beret contienen una fauna de conodontos del intervalo entre la Zona de *A. triangularis* y la Zona de *P. rhenana* Superior, Frasnense superior. Mientras que calizas arenosas intercaladas en las areniscas de tipo Arriu Nere en el sector de Parros han proporcionado conodontos de la Zona de *P. rhenana* Superior (SANZ, 1995). Las cuarcitas y pizarras (21) podrían alcanzar las zonas de *M. asymmetrica* Media-Superior (Frasnense inferior) si correlacionamos los términos basales con la sucesión descrita al Oeste por KRYLATOV y STOPPEL (1969) como Serie de Agudes-Cap de Pales.

### 2.1.12. Calizas y pizarras. Devónico superior. Frasnense (22)

Sobre la caliza del Frasnense inferior (19) se encuentran 40 m de pizarras negras en la ladera oriental del Tuc de Migdia. Sobre estas pizarras se disponen unos 170 m de alternancias de bancos de calizas, pizarras y algunas capas de areniscas de grano fino. Corresponden a parte de las Calizas y pizarras de la Tuca de GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991), ya que las calizas inferiores son incluidas en la unidad 11, por su contenido en conodontos: *Ancyrodella rotundiloba* y *A. binodosa* del Frasnense inferior. Esta unidad consta según los autores citados con anterioridad de:

- 40 m de calizas negras y grises con intercalaciones de chert.
- 10 m de pizarras y limolitas negras
- 60 m de alternancias decimétricas a métricas de calizas micríticas y pizarras.
- 20 m de pizarras negras.

La sedimentación carbonatada distal registrada en esta unidad debe pasar lateralmente a las Areniscas de Arriu Nere. Las facies que podrían representar una transición entre las dos unidades se encuentran en la subida del Pla de Beret, donde todavía se observan calizas re trabajadas, pero con un mayor contenido en areniscas. Como en la secuencia general positiva de las Areniscas de Es Bordes, muestran una profundización de las facies de calizas de la unidad 19.

El conodonto *Ancyrodella curvata* (zonas de *M. asymmetrica* Superior-*A. triangularis* inferior) del Frasnense ha sido determinado en la parte superior de las calizas negras por GARCÍA LÓPEZ *et al.* (1991).

### 2.1.13. Pizarras oscuras con calizas y areniscas carbonatadas. Devónico superior. Fameniense inferior (23)

Las pizarras grises con areniscas en El Cabrer son substituidas lateralmente por pizarras con areniscas carbonatadas, donde predominan las primeras. Las areniscas carbonatadas tienen un grano fino con cuarzo, clorita, sericita, circón y turmalina. Las pizarras adquieren coloraciones oscuras en la sierra de Arenyo. Aquí como en los afloramientos de Campalias, las pizarras oscuras con algún nivel limolítico contienen capas lenticulares centimétricas de calizas oscuras que llegan a tener una continuidad lateral y una mayor presencia en el torrente de la Barrangueta. Estas pizarras se disponen sobre la unidad 21.

La unidad presenta facies de cuenca y en parte podría pasar lateralmente hacia el Sur a facies con una mayor cantidad de areniscas.

En Campalias se han obtenido conodontos de la especie *Icriodus alternatus*, formas de *Palmatolepis subperlobata* o *P. tenuipunctata* y *P. glabra*? que indican el Fameniense inferior.

## 2.2. CUATERNARIO

El depósito asignado al Terciario, Oligoceno-Mioceno (SITTER, 1954b; KLEINSMIEDE, 1960), en la vertiente derecha del río Aiguamoix (Aiguamòg) se ha incluido en este apartado. Se encuentra por debajo de depósitos de morrena del Würm (SITTER, 1954b) y excavado por pequeños torrentes. En el fondo de estos torrentes y por debajo de 10 cm de arcillas con cantos milimétricos de pizarras y cuarzo se observan 20 cm compuestos por niveles de gravas

angulosas o subangulosas con cantos de 1-2 cm o incluso mayores de pizarras metamórficas y granitoides. El mayor tamaño de los clastos y su litología así como la ausencia de arcillas grises con lignitos son características que diferencian este depósito de la unidad lacustre terciaria localizada en la vertiente izquierda (Collet de Prüedo, Hoja d'Esterrí d'Aneu), a pesar de su situación en una altura similar.

#### 2.2.1. Bloques, gravas, cantos y arcillas. Morrenas. (24). Pleistoceno-Holoceno

Esta unidad corresponde al conjunto de morrenas que se desarrollan en la Hoja, es decir, tanto a las morrenas de fondo del valle del Garona como al resto de las morrenas de circo.

Están formadas por un conjunto de bloques de gran heterometría que pueden alcanzar incluso dimensiones métricas. También contienen cantos y gravas angulosas y una matriz limoso-arcillosa. La litología de los clastos es muy variada dependiendo de la naturaleza del sustrato de los circos de los que proceden, pudiendo ser de pizarras, esquistos, cuarcitas, granitos y calizas. Las potencias, aunque nunca se observan al completo, superan en numerosas ocasiones la decena de metros.

La edad asignada a estos depósitos, considerándoles conjuntamente, es Pleistoceno superior-Holoceno.

#### 2.2.2. Gravas, cantos, bloques, arenas, arcillas y limos. Fondos de valle y terrazas. (25, 27)

Estos depósitos de carácter fluvial se caracterizan por constituir un conjunto de gravas, cantos y bloques redondeados o subredondeados con una matriz arenoso-limosa. El tamaño de los clastos es muy variable desde la cabecera a zonas más alejadas. La potencia de los depósitos suele oscilar entre 2 y 5 m ofreciendo, a techo, un pequeño suelo, con abundante materia orgánica, que no supera el medio metro. Se les asigna una edad Holoceno.

#### 2.2.3. Cantos, gravas y arenas. Conos de deyección. (26)

Los conos de deyección ofrecen una litología y textura semejantes, sólo que los clastos son, en general más redondeados. Su morfología es la de un cono o abanico que aparece a la salida de algunos barrancos o arroyos a otro cauce de orden superior. Por lo general tienen pendiente acusada y una potencia entre 2 y 8 m. Su edad es Holoceno.

#### 2.2.4. Bloques, cantos y gravas angulosos, arenas y arcillas. Conos de derrubios, canchales y laderas de derrubios. (28, 30, 31)

Los canchales y los derrubios de ladera se distribuyen por toda la superficie de la Hoja, de forma irregular y con una amplia representación. Tanto los canchales como las laderas de derrubios están constituidos por bloques, gravas y cantos. Los bloques no es raro que sobrepasen dimensiones métricas, hasta 3 y 4 m según el eje mayor. Las gravas y cantos son heterométricos y angulosos y con una litología que varía de unas zonas a otras, según la naturaleza del sustrato pudiendo ser de cuarcitas, pizarras, esquistos, calizas, o una mezcla de varias de ellas. La potencia suele estar entre 1 y 8 m a excepción de las laderas de derrubios que oscila entre una ligera película de cantos y los 2-3 m. Su edad es Holoceno.

### 2.2.5. Arcillas, limos, gravas, cantos y bloques. Coluviones. (29)

Se diferencian de los depósitos de ladera descritos anteriormente por la morfología y la textura. Se sitúan habitualmente en la base de las laderas relacionándose con los fondos de valle. La textura se caracteriza por la abundancia de finos y porque los clastos son de menor tamaño que los de los canchales. La edad de estos depósitos se asigna al Mioceno.

### 2.2.6. Arcillas, arenas y bloques. Conos de avalancha, deslizamientos y soliflucción. (32, 33)

Dentro de este conjunto litológico se incluyen los conos y coladas de avalancha. Estos depósitos se encuentran por lo general en zonas elevadas y sirven para alimentar morrenas o cursos fluviales.

La mayor parte del material está constituido por elementos finos, limos y arcillas, 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, pudiendo alcanzar una longitud de hasta casi 2 km. La potencia puede oscilar entre 2 y 5 m. Se les atribuye una edad Holoceno.

## 3. GEOMORFOLOGÍA

### 3.1. DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA

La Hoja de Isil (nº 149) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 se encuentra situada en el Pirineo y pertenece en su mayor parte a la provincia de Lleida. La zona nororiental pertenece a territorio francés. Desde el punto de vista administrativo, el sector español pertenece a Cataluña y consta de seis municipios: Alt Aneu, Alt Aran, Canejan, La Guingueta, Vielha-Mitg-Aran y Salardú. Desde el punto de vista geológico estructural pertenece a la parte central de la Cordillera Pirenaica, y más concretamente a la Zona Axial, que en éste sector es la zona de mayor elevación de la cadena, y que está constituida casi exclusivamente por rocas paleozoicas plegadas durante la orogenia hercínica, con intrusiones de rocas plutónicas tardihercínicas.

El relieve es particularmente abrupto y ofrece una morfología típica de alta montaña. Los contrastes altimétricos son muy acusados con diferencias superiores a los 1000 m desde los valles principales hasta las cotas más altas. Dentro de todo el conjunto destacan algunas alineaciones como las sierras de Sescorjado y Pica Palomera, al Noroeste, las de Estanyo, de Vilac y d'Arenyo, algo más al Sur y la sierra de Bandolers y el impresionante macizo de Beret, en el sector central de la Hoja. Todas estas alineaciones superan los 2000 m, destacando el Tuc de Barlonguera con 2.803 m, en la frontera con Francia, que constituye el punto más alto. Las pendientes son especialmente acusadas, de tal manera que las comunicaciones se desarrollan por los principales valles.

La red de drenaje se ordena alrededor de los ríos principales: el Noguera Pallaresa y el Garona. El primero drena la mitad oriental de la Hoja y el segundo la occidental. La morfología de la red fluvial es consecuente con la estructura de la cordillera y por tanto drena hacia el Norte y hacia el Sur, pero localmente 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.

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 °C con precipitaciones medias comprendidas entre los 900 y 1.100 mm/ año. 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 nieves 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.

El paisaje vegetal del valle de Arán es, en buena parte, bastante diferente al del resto del Pirineo Catalán a consecuencia de su situación. En la vertiente meridional es grande la influencia de las masas de aire húmedo que proceden del Atlántico y que favorecen una vegetación de bosque caducifolio húmedo. Se dispone 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.

Finalmente hay que señalar el turismo como otro importante recurso económico, no sólo por la belleza de los paisajes, sino por las numerosas instalaciones existentes para la práctica de los deportes de invierno, destacando la estación de Baqueira-Beret.

### 3.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente sobre esta zona, relativa a los aspectos geomorfológicos y del Cuaternario es bastante escasa. No existen cartografías concretas especializadas; sólo algunos textos y mapas de carácter general y más bien descriptivo.

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 escasa, su importancia ha sido ya puesta de manifiesto y ha servido de punto de partida a este estudio.

### 3.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este capítulo se desarrollan dos apartados: uno dedicado a los aspectos morfoestructurales donde se describe la configuración actual del relieve y la influencia que en ello ejercen, tanto la naturaleza de los materiales que forman el sustrato geológico como la tectónica. El otro, destaca la influencia de los procesos exógenos en el modelado de dicho relieve.

#### 3.3.1. Estudio morfoestructural

La Hoja de Isil ofrece una gran complejidad debido a la diversidad de materiales que apare-

cen. La presencia de cuarcitas, pizarras, conglomerados, calizas, margas, etc, que han sufrido una gran deformación, así como el metamorfismo regional que las afecta, así lo ponen de manifiesto. A ello hay que añadir la existencia de rocas ígneas: granodioritas, dioritas, pegmatitas y leucogranitos que también contribuyen a la definición geomorfológica local.

Toda esta diversidad produce una erosión diferencial frente a los agentes erosivos externos, que marcan, de forma general, la estructura de la región. El macizo de Beret, constituido en su mayor parte por una intrusión granítica, proporciona las máximas alturas y es donde se desarrolla un gran complejo glaciar, dando lugar a un drenaje centrípeto que pone de manifiesto su morfología circular.

Por otra parte los niveles calcáreos y cuarcíticos son también los que proporcionan las zonas más altas, siendo las lutitas, ampelitas y otros materiales de menor competencia los afectados por una mayor erosión y los que dan por tanto las zonas más bajas o de relieves más suavizados, aunque no excluyen pendientes elevadas.

También hay que hacer referencia a la estructura y tectónica de la región pues tanto una como otra afectan a la morfología, sobre todo al condicionar tan contundentemente la disposición de la red de drenaje. La dirección principal de plegamiento E-O controla los principales cursos como el Garona y gran parte del trazado del Noguera Pallaresa. Esta tendencia también es adoptada por numerosos arroyos secundarios que buscan el camino más fácil para su desagüe. Otras direcciones importantes son la N-S y la NNE-SSO, prácticamente perpendiculares a la anterior y que cortan a la estructura. Estas direcciones están más relacionadas con la fracturación. Uno de los ejemplos es el tramo de cabecera del río Noguera Pallaresa, sobre el que conviene hacer una observación, y es la proximidad del mismo a la cuenca del Garona, dando la sensación de una futura captura del segundo por el primero.

Existen otras direcciones, pero son de menor importancia y las ocupan por lo general pequeños cauces.

Finalmente, el acusado encajamiento de la red 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. y los que existen son de proporciones tan pequeñas que se ha obviado su representación.

### 3.3.2. Estudio del modelado

Este apartado se refiere al estudio de las formas tanto erosivas como sedimentarias, que se producen como consecuencia de la actuación de los procesos externos sobre el sustrato geológico existente.

Por lo que respecta a la Hoja de Isil, son los procesos glaciares los que originan las formas más destacadas, seguidos de los de ladera y los fluviales, y finalizando con los lacustres y los kársticos.

#### 3.3.2.1. Formas glaciares y periglaciares

Son las formas más abundantes y representativas del relieve de este sector del Valle de Arán. Dan un modelado característico, destacando la diversidad de formas y procesos. Los elemen-

tos principales son consecuencia de la acción erosiva y sedimentaria de los hielos durante el Pleistoceno y Holoceno prolongándose hasta la actualidad.

Las formas más llamativas, debidas al proceso de erosión glaciár, son los circos y nichos de nivación. La observación del mapa geomorfológico muestra la proliferación de los mismos, pero hay que destacar los del macizo de Beret y los que se desarrollan en todo el límite fronterizo. Unos y otros dejan entre sí estrechas divisorias similares a aristas y en las que los procesos de gelifración han jugado un importante papel. La morfología de los mismos es variada, encontrando formas circulares, ovaladas, cuadrangulares e incluso angulosas. También los hay simétricos, asimétricos y dobles.

En cuanto a su disposición, no puede hablarse de una orientación preferente pues pueden encontrarse en todas direcciones. Por lo que a sus dimensiones se refiere, no existen grandes diferencias, oscilando entre 1 y 3 km<sup>2</sup>. En general son de tipo cubeta con una pequeña zona de sobre-excavación por debajo, aunque también se reconocen de tipo *Van*, es decir anchos, poco profundos y con el fondo en rampa.

Hay zonas donde la acumulación de circos es tan importante que dan lugar a cumbres de tipo *Horn* como ocurre en el macizo de Beret, en la sierra de Arenyo y en el sector noreste, en el límite con Francia.

Como muestra la cartografía, son también muy frecuentes las cubetas de sobreexcavación, originadas por debajo de los circos y que habitualmente dan lugar a ibones en su interior. En general tienen formas circulares u ovaladas y con tamaños muy variables. El mayor de todos ellos es el Estany Long de Liat, en el borde noroeste, seguido de los Estanys de Airoto, de Garrabea y de Dalt de Baciver en el macizo de Marimanha. Aunque éste no es el caso, algunas de las cubetas de sobreexcavación de la Hoja de Isil desarrolladas sobre calizas, se caracterizan porque en su génesis han participado, además de los procesos de sobreexcavación glaciár, los procesos de disolución kárstica. Este hecho es señalado por algunos autores como MARTÍNEZ DE PISON (1989).

Otro de los elementos a considerar son los valles en artesa, también consecuencia de la presencia de los hielos. Esta morfología es muy evidente en el valle del Garona, donde se conserva apenas inalterada. En la vertiente sur de este valle se reconocen unas superficies de aplanamiento por encima de los 2.000 m en los parajes de Els Estanyetes, Coll d' Arties y al Oeste de Ticolet. Se trata de una superficie de abrasión glaciár, incidida a su vez por pequeños circos. Esta superficie también se localiza al Oeste del Pla de Beret, entre el Tuc de Pedescclas y el Cap de Banible.

Por otra parte son los sedimentos morrénicos dejados por los glaciáres, los principales indicadores de la paleogeografía de estos valles durante la ocupación glaciár. Las morrenas, los bloques erráticos y otros elementos permiten hablar de la importancia de los hielos en los diferentes puntos. Estos sedimentos pueden verse muy bien en la carretera de Saldú al Pla de Beret, donde a veces han ocasionado problemas por la poca estabilidad.

A pesar de ser lógico que esta morfología sea el resultado de diversas fases glaciáres, la importancia de los procesos erosivos, en estas zonas altas del Pirineo, es tal, que ha impedido la conservación de los sedimentos más antiguos que corroboran esta hipótesis. Por ello sólo puede hablarse de una última glaciación que es la responsable de la actual morfología.

Las morrenas de la Hoja de Isil son en su mayoría frontales y de fondo. A estas últimas pertenecen las que rellenan el fondo del valle del Garona y los de sus afluentes por el Sur. Es muy probable que estas morrenas de fondo sean más antiguas que las morrenas frontales, tan frecuentes en la Hoja y que han debido formarse en el último avance relativo de los glaciares. Pero, en muchas ocasiones, como se señala en la contigua Hoja de Vielha-Canejan (118bis-148), estas morrenas dada su situación inestable y la escasa cementación de los depósitos, hace que los cantos y bloques aparezcan derrumbados o cubiertos por gelifractos más recientes. En estos casos, y al igual que en la Hoja contigua, se han cartografiado como canchales.

Dentro de estos complejos glaciares no hay que olvidar los glaciares rocosos formados por cantos angulosos de génesis crioclástica. En general no son funcionales, aunque lo hayan podido ser en tiempos recientes. Se caracterizan por una superficie ondulada con surcos y crestas muy poco derrumbadas. En superficie ofrecen una planta de forma linguoide. No se han separado cartográficamente del resto pues no todos son accesibles, pero los mejores se localizan en el entorno del macizo de Beret.

Otros depósitos que no pasan desapercibidos son los depósitos de avalancha, muy frecuentes por debajo de los escarpes de circos y aristas. Su pendiente por lo general es considerable, así como la potencia de los sedimentos acumulados que pueden en ocasiones superar la veintena de metros. Como puede observarse en la cartografía, son casi obligados en la mayoría de los aparatos glaciares.

No pueden olvidarse también los movimientos en masa, debidos a procesos de soliflucción. En relación a los mismos son bastante llamativas las laderas del Valle del Noguera Pallaresa en su tramo de cabecera y las del río Unyola. En las primeras, es donde se encuentran las pistas de esquí de la estación de Baqueira-Beret y en algunas ocasiones han ocasionado problemas técnicos. El proceso de soliflucción se produce por las altas pendientes y por el estado del material al cargarse de agua o al deshelerse el hielo formado en el suelo.

Finalmente sólo quedan por mencionar algunos fenómenos de tipo periglacial que aparecen en algunas de las laderas de sustrato incompetente. Son las terracillas de soliflucción y aparecen en las mismas laderas del valle del Noguera-Pallaresa.

### 3.3.2.2. Formas de laderas

Las formas de ladera son otro de los elementos principales de la morfología de esta zona. La gran amplitud de cotas, los contrastes altimétricos y la abundancia de precipitaciones origina gran variedad de formas. Además la presencia de una estación fría con precipitación nival da lugar a importantes procesos de meteorización mecánica. Todo este conjunto de coincidencias da lugar a una serie de depósitos entre los que conviene destacar: los canchales, las laderas de derrubios y los coluviones. Los primeros son muy abundantes, de pequeñas y medianas dimensiones y están distribuidos irregularmente por las pendientes. Cuando este fenómeno se generaliza, hay laderas que se cubren de bloques en una gran parte de su superficie, dando lugar a lo que se ha denominado laderas de derrubios.

En zonas menos elevadas son frecuentes los coluviones, que aparecen al pie de las vertientes y están relacionados habitualmente con los fondos de valle. Localmente pueden existir derrubios ordenados de tipo "grèze-litée" pero no se han diferenciado cartográficamente por la dificultad de poder reconocerlos por la inaccesibilidad,

Para terminar con las formas de ladera, se señala la presencia de pequeños deslizamientos en el valle del río Unyola, asociados a los movimientos en masa.

### 3.3.2.3. Formas fluviales

Están representadas tanto por formas erosivas como sedimentarias. Corresponde a un modelado muy reciente ya que su desarrollo está en relación directa al retroceso de los glaciares. Fondos de valle, conos de deyección y alguna terraza, representan la tipología sedimentaria, así como aristas, cárcavas, arroyada difusa e incisión dan cuenta de la tipología erosiva.

Los fondos de valle son en general estrechos y rectilíneos, con algunos tramos sinuosos. En numerosas ocasiones se encajan en los sedimentos morrénicos, como sucede en el valle del Garona y en los afluentes que discurren por el Sur. Son depósitos de carácter fluvio-torrencial, observándose grandes bloques en dichos materiales.

Son también frecuentes los conos de deyección que aparecen a la salida de algunos barrancos, al confluir con otros valles de orden superior. Su morfología es la típica en abanico, y sus dimensiones, salvo casos aislados, son pequeñas. También se caracterizan por su pendiente acusada, debido al brusco descenso de pendiente que sufren los arroyos que los originan. En general no son activos, es decir se encuentran estabilizados en relación a las condiciones actuales, lo cual no quiere decir que en un futuro, si se dieran lluvias torrenciales, puedan ponerse en movimiento.

En cuanto a las formas erosivas, es quizás la red de incisión lo más significativo. Es un proceso frecuente en algunas laderas originado por los cursos torrenciales en zonas de gran pendiente. Localmente, en donde los materiales ofrecen menor competencia, se pueden originar cárcavas acompañadas de sus correspondientes cabeceras, así como arroyada difusa o en regueros, sobre todo en las zonas donde la vegetación es menos escasa o ha aumentado la deforestación.

Cuando la incisión es acusada en arroyos contiguos las zonas de erosión laterales llegan a juntarse dando lugar a aristas o pequeñas divisorias agudas. 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 en los que interviene también el glaciar.

Conviene señalar aquí la existencia de algunos puntos curiosos como el paraje denominado el Coret de Salardú. Se trata de un pequeño collado en el que se produce el proceso de difluencia fluvial, partiendo unas aguas hacia la cuenca del Garona y otras a la cuenca del Noguera-Pallaresa. Este punto es además peculiar pues como ya se ha señalado en páginas anteriores se producirá, no a muy largo plazo una captura por el río Garona, del tramo alto del Noguera-Pallaresa, concretamente del que tiene dirección NNE-SSO.

### 3.3.2.4. Formas kársticas

Se desarrollan sobre los afloramientos calcáreos existentes en la Hoja como consecuencia de los procesos de disolución. Dada la imposición e importancia de la morfología glaciar sobre todas las demás, la morfología kárstica queda bastante apocada. No obstante se han señalado aquellas zonas donde la karstificación se hace más patente con el símbolo representativo del lapiaz, pues son precisamente estas micromorfologías las que afectan prácticamente a todos los afloramientos calcáreos.

Las dolinas también se reconocen fácilmente pero por lo general son de pequeño tamaño. Otras veces se observan depresiones algo mayores, pero éstas pueden tener una génesis mixta kárstico-glaciár (dolina/ cubeta de sobreexcavación) y es frecuente que en la actualidad estén ocupadas por agua, dando lugar a ibones.

#### 3.3.2.5. Formas lacustres

Las formas lacustres se reducen a los numerosos ibones esparcidos por toda la superficie de la Hoja. Son de dimensiones muy variadas, con formas circulares u ovaladas y se desarrollan sobre las cubetas de sobreexcavación glaciár situadas por debajo del nivel de los circos glaciares. En la parte distal del circo quedan cerradas por un umbral rocoso. Como se indica en el apartado anterior, si están originadas sobre sedimentos calcáreos, es muy probable que coincidan con formas de disolución como las dolinas. Cabe mencionar las de mayor tamaño como son el Estanh Long de Liat y el de Montoliu, al sur de la cresta fronteriza entre los Tuc Blanc deth Poertilhon y el Tuc de Maubèrme, o los de Airoto, Garrabea, Dalt de Baciver, Naut de Marimanha o del Rosari d'Aneu en el macizo de Marimanha.

#### 3.3.2.6. Formas poligénicas

Se han incluido en este grupo aristas y conos de derrubios. Las primeras son el resultado de la actuación de procesos fluviales, glaciares y periglaciares. Los segundos se deben a estos mismos procesos añadiendo además la dinámica de laderas. En superficie tiene un aspecto similar a los canchales, por el lavado de los finos, pero a diferencia de éstos, se sitúan siempre al pie de las laderas y en detalle ofrecen formas cónicas. La densidad de los mismos hacen que queden unidos lateralmente dando un conjunto de formas coalescentes que terminan en el fondo de los valles. Son muy frecuentes en la mayoría de los valles de la mitad Oeste de la Hoja.

### 3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se considera el conjunto de las formas de relieve que llevan asociado un depósito, ya sea o no consolidado, pero siempre relacionado con la evolución geomorfológica del paisaje actual. Las formaciones superficiales presentan como característica fundamental su cartografiabilidad a la escala de trabajo y se definen por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño, génesis y en algunos casos cronología. Como algunos de estos aspectos ya han sido considerados en el apartado anterior, aquí se dedicará mayor atención a aquellos aspectos que no han sido tratados como litología, textura, potencia y edad.

Dentro de las formaciones superficiales de carácter fluvial se describen en primer lugar los fondos de valle. Se trata de un conjunto de gravas, cantos y bloques redondeados y subredondeados con una matriz arenoso-limosa. El tamaño de los clastos es muy variable desde la cabecera a zonas más distales. Su naturaleza es polimictica y depende en cada punto de las litologías del área madre. La potencia de los depósitos suele oscilar entre 2 y 5 m, encontrándose, a techo, un pequeño suelo que no suele superar el medio metro. Este suelo es de carácter aluvial de color pardo grisáceo y, en algunos puntos, con abundante materia orgánica. La edad de los depósitos es Holoceno.

Los conos de deyección presentan una litología y textura semejante, sólo que en los clastos son, en general, más redondeados. Al igual que los fondos de valle se les asigna una edad Holoceno.

Las formaciones superficiales de ladera se distribuyen por toda la superficie de la Hoja de forma irregular y con una amplia representación. Tanto los canchales como las laderas de derrubios están constituidos por bloques, gravas y cantos. Los bloques, no es raro que sobrepasen dimensiones métricas, hasta 3-4 m según el eje mayor. Las gravas y cantos son heterométricos y de morfología angulosa a subangulosa. Por lo que se refiere a la naturaleza de los clastos, varía de unas zonas a otras según la naturaleza del sustrato, pudiendo ser cuarcíticos, pizarrosos, calizos, etc., o una mezcla de varios de ellos. La potencia suele estar entre 1 y 8 m, a excepción de las laderas de derrubios que oscila entre una ligera película de clastos y los 2-3 m.

Otra de las formaciones superficiales de ladera son los coluviones. Se diferencian de los anteriores por poseer una textura menos grosera y por una matriz arenoso-limosa. Son depósitos de menor dimensión que los anteriores y se sitúan habitualmente en la base de las laderas, intercalando sus depósitos con los de los fondos de valle. La edad de todos estos sedimentos es Holoceno.

Las formaciones superficiales de origen glaciar y periglaciar quedan definidas por las morrenas, los movimientos en masa y las coladas y conos de soliflucción.

Las primeras son de dos tipos: morrenas de fondo y morrenas centrales. Las morrenas de fondo se sitúan en el fondo de los principales valles y de algunos secundarios. Uno de los mayores ejemplos es el del valle del Garona y el de sus afluentes de la margen izquierda. Están formadas por bloques de tamaño métrico de diversas litologías con una matriz limoso-arcillosa. Las potencias, aunque no pueden observarse en su totalidad, superan en ocasiones la decena de metros.

Se supone que estos depósitos se han originado durante la última glaciación pirenaica y según BORDANAU *et al.* (1992) la edad de estos depósitos sería la correspondiente al WURM, esto es, Pleistoceno superior (13.000-45.000 año BP).

El resto de las morrenas son las que se localizan en el fondo de los circos glaciares más elevados. La composición litológica y la textura de las mismas es similar a las anteriores, aunque su morfología está mejor conservada. Dan lugar a formas redondeadas, ovaladas y linguoides. El conjunto de unas y otras tiene una edad Pleistoceno superior-Actualidad, siendo más antiguas las morrenas de fondo.

Los conos y coladas de avalancha son bastante frecuentes y aportan material tanto a las morrenas como a los cursos de agua. Los depósitos están formados por material fino en su mayoría, con un porcentaje inferior de bloques, gravas y cantos de diferente litología según la naturaleza del sustrato. Su morfología es linguoide, y presentan a veces, varias ramificaciones. La longitud puede ser desde 100-200 m hasta 1,5-2 km. Se les atribuye una edad Holoceno y es de destacar que en algunos casos el proceso es funcional en la actualidad.

### 3.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El relieve de esta región es el resultado de una serie de procesos, tanto erosivos como sedimentarios que tiene lugar según un sustrato geológico determinado. En este sector en concreto, estos procesos empiezan a funcionar con la principal etapa del Plegamiento alpino, ocurrido durante el Eoceno-Oligoceno, contribuyendo, cada uno con sus características par-

ticulares, a la evolución geomorfológica regional, para finalizar con los sucedidos durante el Cuaternario, relacionados mayoritariamente con los cambios climáticos.

La orogenia alpina, en esta fase principal supone un plegamiento generalizado y la elevación de la cordillera. Paralelamente se produce el inicio de la actividad erosiva que da lugar a un gran relieve estructural de gran 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 rellenan 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 circundan 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. BORDANAU *et al.*, (1992) señala que la última glaciación ha tenido un poderoso efecto morfogenético que ha borrado, prácticamente en todo el Pirineo, cualquier vestigio de anteriores glaciaciones.

GARCÍA RUIZ *et al.* (1992) y BORDONAU *et al.* (1992) establecen la evolución glaciar para el valle del Ésera, en la contigua Hoja de Vielha, pero que podría hacerse extensible al valle de Aran. La sucesión de eventos, según los anteriores autores da lugar a la siguiente cronología, a pesar de la ausencia de dataciones absolutas.

Hay una primera fase de estabilización pre-máximo, definida por BORDONAU (1985). Esta fase es anterior a los 50.000 B.P. (Before Present - Antes del Presente).

En la siguiente fase, de máximo glaciar, alcanzan su máxima extensión en longitud y espesor todos los glaciares pirenaicos. Según BORDONAU (1992), el espesor del glaciar del Garona, a la altura de Vielha, puede cifrarse en 800 m. Es en esta etapa cuando tiene lugar el modelado de circos y valles glaciares, así como la formación de las principales morrenas. A esta etapa le asignan una edad entre los 50.000 y 45.000 B.P.

La fase de estabilización post-máximo marca el inicio de la retirada de los hielos con un ligero retroceso de las lenguas de los glaciares. A esto sigue una estabilización durante la cual tienen lugar grandes acumulaciones de tillitas e importantes complejos sedimentarios de margen glaciar. La edad que se asigna a esta fase está comprendida entre los 45.000 y 31.000 años B.P.

A continuación estos autores señalan una fase denominada glaciares de valle en la que hay una disminución importante del hielo, tanto volumétrica como espacial, desconectando los valles principales de los tributarios. Es entonces cuando se inician los procesos erosivos de carácter fluvio-torrencial en las zonas altas de los valles y se colmatan las cubetas de sobre-excavación. La duración de esta fase está localizada entre los 31.000 y los 16.000 años B.P.

Con posterioridad se desarrolla la fase de glaciares de altitud, haciendo que éstos queden confinados a los sectores de cabecera de los valles. A esta fase le asignan una edad entre 16.000 y 13.000 años B.P. Después la fase de los glaciares rocosos, da lugar a algunos ejem-

plos singulares desarrollados bajo un clima seco y frío. Su génesis se situaría entre los 13.000 y 10.000 años B.P.

Todas estas influencias climáticas sitúan el nivel de nieves permanentes que actualmente se encuentra a 3.000 m sobre el nivel del mar, sufriendo un atenuado retroceso a lo largo de los últimos años hasta que se ha producido una cierta estabilización hasta mediados de los años 80 (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988).

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

### 3.6. MORFOLOGÍA ACTUAL Y SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los principales procesos activos en este sector del Pirineo son los debidos a la dinámica fluviotorrencial y de laderas. La primera se debe a las 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 como sucede en las laderas del río Unyola. Por otra parte, las acusadas pendientes y el estar en una zona de tramos altos de los ríos, es la causa de que éstos no hayan llegado a su perfil de equilibrio, con lo que la incisión se hace más acentuada.

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

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 fluviotorrenciales, provocando un aumento de la erosión.

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

## 4. TECTÓNICA

La Hoja de Isil se encuentra enclavada en la Zona Axial de la cordillera Pirenaica, área interna del orógeno alpino donde predominan las rocas paleozoicas. En particular su límite meridional se halla próximo al conjunto de fracturas que forman la continuación oriental del cabalgamiento de Gavarnie. Mientras al Norte de la Hoja, se ubica la Zona de falla Norpirenaica.

Las rocas paleozoicas presentan una deformación polifásica, desarrollada fundamentalmente durante la orogenia Hercínica, caracterizada por el desarrollo de sistemas de pliegues y un metamorfismo epizonal.

En el área de la Hoja se ha puesto de manifiesto una discordancia angular bajo las rocas del Ordovícico superior, que fosiliza basculamientos de las capas inferiores (GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO, 1989; GARCÍA SANSEGUNDO (1992) y PALAU (1995). En el primer caso se observa en los circos de Urets y la Plagne (continuación de la Hoja en el sector francés) la disposición sucesiva de la unidad del Caradoc (11) sobre las Capas de Orla, la Caliza de Bentaillou y las Capas de Urets (9 y 10). De manera que se interpreta como una truncación con una longitud de varios kilómetros. En el área oriental del macizo de Marimanya en cambio, ha sido puesta de manifiesto la discordancia por la diferencia local del ángulo de la estratificación entre las rocas del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior.

#### 4.1. FASES DE DEFORMACIÓN

Los diferentes estudios previos proponen un esquema de superposición de las estructuras, que será seguido en la memoria. Las grandes unidades tectónicas quedan reflejadas por la distribución de litologías limitadas por el horizonte de lutitas carbonosas del Silúrico. Por debajo de este horizonte en el área noroccidental se encuentran las rocas cambro-ordovícicas de la unidad del Garona. Las rocas devónicas constituyen el sinclinatorio de la Val d'Aran o su continuación oriental, unidad tectónica del Marimanya. Al Norte de la unidad de Marimanya la falla de Vinyals separa estas rocas devónicas de otras que constituyen la unidad del Riberot. El sinclinatorio del valle de Aran-unidad de Marimanya se dispone mediante las fallas hercínicas de Roca Blanca y Tricolet sobre las rocas cambro-ordovícicas de la unidad de la Pallaresa de PALAU (1995), que afloran en el sector sureste. El sinclinatorio se dispone mediante la continuación del cabalgamiento de Gavarnie sobre un pequeño afloramiento de rocas cambro-ordovícicas pertenecientes al anticlinorio de Pic de Mine.

##### 4.1.1. Primera fase D1

Una primera fase de deformación fue caracterizada en sección delgada por GARCÍA SANSEGUNDO y ALONSO (1989), GARCÍA SANSEGUNDO (1992) como un clivaje primario en la unidad de la Garona y relacionada con estructuras vergentes al Sur. Se trata de un "slaty cleavage" en el sentido de RAMSAY (1967) bien desarrollado en las capas pelíticas con la orientación de los filosilicatos. En los niveles más cuarzcíticos se trata de un "rough slaty cleavage". El grosor de los microlitos es de 50-10 micras.

##### 4.1.2. Segunda fase D2

Las estructuras de esta fase tienen un desarrollo desigual a lo largo de la Hoja. Se reconocen como estructuras kilométricas en el domo del Garona, mientras al Sur de la misma, son de escala métrica a hectométrica. La segunda fase está caracterizada por pliegues acostados isoclinales o con ángulos bajos entre los flancos, flancos inversos de varios hectómetros a un kilómetro de magnitud, una dirección axial E-O a N110E y vergencia norte. Se aproximan al tipo 1c hasta 3 según la clasificación de RAMSAY (1967). En el sector meridional de la unidad del Garona GARCÍA SANSEGUNDO (1990, 1992) reconoció tres grandes estructuras de Norte a Sur, anticlinal de Urets, anticlinal de Liat y anticlinal de Armeros. El anticlinal de Urets tiene localizado su eje en la Serra d'era Comassa y prosigue al otro lado de la frontera. El núcleo del anticlinal de Liat está situado al Sur de la lago de Liat, en la caliza de Bentaillou, hasta el Port de Urets y reaparece en territorio aranés en la zona del Port d'Orla. El núcleo del anticlinal de Armeros se localiza al Sur del estany Nere de Güerri y cerca del Tuc d'es Armeros, con un flanco inverso de 200 m de longitud. Los pliegues tienen asociada una esquistosidad de flujo o un clivaje de crenulación muy penetrativo ( $S_2$ ) que en la unidad de Garona es la foliación domi-

nante. Este clivaje dio lugar a un bandeado tectónico o a texturas equigranulares en las capas más arenosas. Los microlitos tienen un grosor de 50 micras a 100-200 micras.

Pliegues de dimensiones hectométricas se encuentran desarrollados en las rocas devónicas del valle de Varradós, sobre todo al Norte de la falla de Bossost. Esta banda caracterizada por la presencia de pliegues tumbados hectométricos se observa al Norte de la falla de Es Crossos, siendo espectaculares en el Els Callaus, Tuc de Montoliu y en el Estany Nere de Parros.

En la Pallaresa tan solo se han observado pliegues menores asociados a un clivaje de tipo slaty cleavage, subparalelo a la estratificación y asociado a pliegues tumbados con ejes de dirección ONO-ESE (PALAU, 1995). Estos pliegues se hacen patentes en las charnelas de los pliegues posteriores, pero en cambio son difícilmente reconocibles sobre el terreno, ya que el clivaje asociado está transpuesto por foliaciones posteriores subparalelas. Estas estructuras son la primeras reconocidas en esta área como en la unidad de rocas devónicas de la vall d'Aran donde corresponden al clivaje primario.

#### 4.1.3. Tercera fase D3

Sistema de pliegues derechos con dirección N 150-170 E han sido descritos localmente por BOISSONNAS y AUTRAN (1974), ALONSO (1979) y GARCÍA SAN SEGUNDO (1992) en la unidad del Garona. Son pliegues de gran amplitud y gran radio de curvatura. Tienen asociada una lineación de crenulación penetrativa. Un anticlinal se localiza al Oeste de la mina de La Reparadora, mientras el consiguiente sinclinal se diferencia al Este. Un nuevo núcleo anticlinal se ubica en el circo de Urets y un sinclinal desde el Pic de Villeneuve a las minas de Eth Horcalh. Otros anticlinales están situados en la Serra de Bandolers y barranco de Porquer. Su continuación en las rocas devónicas del sinclinorio de la val d'Aran se observa con dificultad por el fuerte desarrollo de las deformaciones posteriores. Su existencia se infiere de las variaciones notables en las distribuciones de los ejes y lineaciones de intersección entre la estratificación y el clivaje D4. En el sector oriental, PALAU (1995) interpreta el desarrollo de pliegues con ejes subhorizontales de dirección NNE-SSO a NNO-SSE y posible vergencia ONO, sin que haya observado una foliación asociada.

#### 4.1.4. Cuarta fase D4

En la unidad del Garona se encuentran desarrolladas suaves flexiones, pliegues derechos y abiertos y pliegues de tipo similar cuando se concentran en bandas estrechas. Estos pliegues tienen asociada una foliación de crenulación incipiente y lineaciones muy penetrativas. Los ejes de los pliegues tienen una orientación E-O a N 100 E, con una leve vergencia norte. El clivaje de crenulación es la foliación dominante en la unidad de la Pallaresa y el sinclinorio de la Val d'Aran. Las superficies de crenulación pueden ser paralelas o formar un abanico con respecto al plano axial NO-SE a E-O. Son pliegues que llegan a tener una dimensión kilométrica y de tipo similar a pequeña escala, la mayoría 1c según el método de Ramsay. Tienen asociada un clivaje de crenulación discontinuo, marcado por la acumulación de minerales opacos, filosilicatos y cuarzo. En ocasiones, este clivaje llega a ser muy penetrativo, con dominios de acumulación de moscovitas y cloritas separadas por zonas enriquecidas en cuarzo.

#### 4.1.5. Deformaciones tardihercínicas y alpinas

PALAU (1995) describió un conjunto de fases tardías posteriores a la foliación dominante en el sector oriental. Este autor distinguió dos sistemas de crenulaciones y pequeños pliegues de

escala milimétrica a decimétrica con planos axiales verticales. La primera fase corresponde a un clivaje de crenulación que puede llegar a ser la foliación dominante muy localmente. La orientación general es ESE-ONO, pero en las proximidades del plutón de Marimanya tiende a adaptarse a la morfología del cuerpo intrusivo. Las crenulaciones están localizadas en bandas con orientaciones de E-O a SE-NO. Posteriormente se desarrollan clivajes y pequeños pliegues con ejes SSE-NNO. Como el sistema anterior tiene una presencia desigual y son diferenciables al Este del plutón de Marimanya, siendo posteriores al desarrollo del metamorfismo de contacto del plutón.

Dos fases posteriores presentan planos axiales subhorizontales. Se presentan como ondulaciones de las superficies anteriores y tan solo localmente se ha desarrollado un clivaje de fractura espaciado o una crenulación. Se diferencian dos familias, una con plano axial con buzamiento hacia el Oeste y ejes NO-SE; y otra familia con buzamientos del plano axial hacia el Este y una dirección O-E (105/30). Estos pliegues con una dimensión hectométrica están deformando la falla de Vinyals en la cresta fronteriza ubicada al Sur del Pic de Montanyol. 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 e inclinado al Noreste que aparece como un plegamiento de los clivajes anteriores o por una acumulación de minerales opacos.

Con posterioridad a los sistemas de plegamiento se desarrollaron kink-bands normales con planos axiales verticales orientados ESE-ONO y SE-NO y con ejes subhorizontales. Se encuentran restringidos a rocas lutíticas finamente foliadas y a menudo están asociados a la formación de pequeñas fallas normales y en algunos casos afectan a foliaciones de bandas miloníticas. Estas rocas miloníticas están asociadas a la falla de Ruda, falla de la Bonaigua y parte del trazado de la falla de Vinyals. Dichas fracturas tienen un componente inverso, una dirección entre E-O y ESE-ONO, afectan a granitoides y rocas de la aureola de contacto y por consiguiente, podrían ser alpinas.

## 4.2. FALLAS Y CABALGAMIENTOS

Tal y como refleja la cartografía, las rocas aflorantes están cortadas por una gran cantidad de fracturas. La falta de registro entre el Devónico y el Cuaternario no permite una precisión con respecto a la edad de movimiento y formación de estas fracturas. En cambio, se observan reajuegos de las estructuras que complican su clasificación.

Cabalgamientos y zonas de cizalla con dirección 90° y 110° conteniendo fallas reversas de bajo ángulo y con desplazamiento pequeño fueron descritos por ALONSO (1979) y GARCÍA SANSEGUNDO (1992). Estos cabalgamientos están localizados en rocas de la parte más alta del Ordovícico superior y en el Silúrico. Las partes frontales de los cabalgamientos tienen asociadas pliegues con ejes de orientación E-O y vergencia sur. En cambio, algunas zonas de cizalla tienen vergencia norte. Estas estructuras afectan a la foliaciones  $S_2$  y  $S_3$  (ALONSO, 1979) y están plegados por los pliegues derechos E-O posteriores. Cabalgamientos que cortan a estructuras de la segunda fase se encuentran en el Devónico Inferior del Tuc de Montoliu, donde están cortando el flanco inverso de un pliegue tumbado D2. En el área entre el Port de Salau y las Cuns d'Aulà (al Norte de la falla de Vinyals) se suceden una serie de cabalgamientos subparalelos a la estratificación y verticalizados que repiten la sucesión del Devónico inferior. Algunas de estas superficies están plegadas por la fase 4. Otras fallas subhorizontales con vergencia sur, que cortan pliegues de la segunda generación y están plegadas por pliegues de la cuarta generación, también son visibles en rocas del Devónico Medio-Superior

como en las laderas del Tuc de Parros.

Existen varias fracturas con planos subhorizontales plegadas por las estructuras D4. La falla de Roca Blanca de PALAU (1995) separa el Cambro-ordovícico y Ordovícico superior del Silúrico o Devónico Inferior al Este del plutón de Marimanya. Su trazado cartográfico es NE-SO, con los materiales del bloque superior subparalelos a la misma, aunque con desaparición local de los términos inferiores y desarrollo de escamas y pliegues. Estos pliegues tienen un plano axial subhorizontal, con una vergencia sureste y algunos están relacionados con pequeñas fracturas. Por tanto, esta falla tiene un carácter sustractivo, faltando términos de ambos bloques, aunque localmente se observa una sucesión donde probablemente tan sólo no estaría representada una parte del Llandovery. Esta característica ha sido utilizada para interpretarla como una falla normal. Sin embargo, al Sur del macizo de Marimanya, es una fractura aditiva que superpone las alternancias carbonatadas del Praguense sobre las pizarras de Entecada de la unidad del Ticolet. Su continuación occidental es problemática, ya que está cortada por fallas posteriores. Al Sur del Garona ha sido localizada bajo las calizas cartografiadas como del Praguense-Emsiense Inferior sobre las pizarras de Entecada en Mont Rumies y Pales de Ruda.

La unidad del Ticolet (PALAU, 1995) se sitúa en el bloque superior de la falla del Ticolet que superpone las pizarras de Entecada sobre el Cambro-ordovícico de la Pallaresa. Es una falla sustractiva que está truncando pliegues anteriores, mientras que está deformada por la fase D4 y se entronca caudalmente con la falla de Roca Blanca. Nos parece razonable que la unidad de Ticolet se continúa hacia el Oeste en los afloramientos devónicos situados alrededor del plutón de Tredòs y posiblemente en la unidad de la Tuca de GARCÍA SANSEGUNDO (1992), aunque las calizas del Givetiense-Frasniense están incluidas en un sistema de fracturas aditivas al Sur de Arties. El cabalgamiento de la Tuca puesto de manifiesto por GARCÍA SANSEGUNDO (1992) superpone el sinclinorio de la val d'Aran sobre la unidad de la Tuca. Este autor interpretó esta superficie como una rampa lateral plegada. La edad de su desplazamiento, así como su relación con otras estructuras permanece incierta.

También en el área de la Tuca (Suroeste de la Plèta dera un Lana), se ha observado en un afloramiento reducido otra fractura sustractiva plegada por pliegues derechos. Las calizas del Praguense-Emsiense (Caliza basal) tienen un contacto sustractivo con las pizarras ampelíticas del Silúrico. El bloque superior tan solo presenta las alternancias del Praguense localmente en el sector septentrional.

Fallas inversas subverticales y subparalelas a la estratificación que cortando pliegues incluidos en D4 se encuentran en las laderas del valle del Garona, como en el Solan de Salardú. Algunas de estas estructuras (Coret de Salardú) tienen asociadas zonas de cizalla de espesor métrico y presentan una vergencia sur. GARCÍA SANSEGUNDO (1992) describió cabalgamientos desarrollados en las pizarras del Silúrico que pasan hacia la parte alta a pliegues derechos de dirección aproximada E-O que asoció con la cuarta generación de estructuras. La existencia de estos cabalgamientos junto al acortamiento diferencial encima y debajo de las rocas silúricas, deducido por el desarrollo distinto de las deformaciones, fue explicada por GARCÍA SANSEGUNDO (1992) mediante la existencia de un despegue generalizado a nivel del Silúrico.

La falla de Vinyals separa las rocas devónicas de la unidad de Marimanya de la unidad del Riberot de PALAU (1995). Esta falla inversa como algunas de las localizadas al Norte de la misma son consideradas tardías con respecto a las estructuras de la generación cuarta. Sin

embargo su mayor desplazamiento parece ser anterior a la intrusión de los granitoides, ya que la aureola de contacto del cuerpo de Aurenere atraviesa ambos bloques de la falla (PALAU, 1995). El pequeño desplazamiento de las isogradas de metamorfismo actual puede estar relacionado con movimientos posteriores, un rejuego como falla normal. Otras fracturas meridionales podrían ser alpinas, ya que la fractura que cruza por el Coll de la Tindareille tiene desarrolladas zonas de cizalla. Esta fractura se debe unir con la continuación en el lado francés de la falla de Couflens (Confrents), que tiene pizadas ofitas y rocas del Cretácico.

La continuación de la falla de Vinyals hacia el Oeste, tiene caracteres similares en la falla del Porquer, donde toma una dirección NNO-SSE. A través de las estructuras diferenciadas entre el Parros y Es Crosos se une con la falla de Bossost. Dicha falla es subvertical y limita la unidad del Garona en la parte noroccidental, valle de Varrados. Tiene una dirección N-100-E y hunde el bloque meridional. Su edad es tardi-hercínica o alpina, ya que corta las estructuras hercínicas de cuarta generación y las isogradas del metamorfismo.

Las fallas que suponen la continuación de la falla de Gavarnie tienen una superficie de afloramiento muy pequeño en la Hoja de Isil. Una fractura separa las rocas devónicas y las rocas cambro-ordovícicas, mientras otra localizada 100 m más al Norte separa las rocas silúricas meridionales de las devónicas al Sur de Era Colhada. Esta última se continúa en por el barranco oriental, donde se observan escamas de las unidades 14, 16 y 17. Esta fractura fue denominada falla del Arriu del Nere por KLEINSMIEDE (1960). A pesar del carácter sustractivo en general de estas fracturas, su movimiento inverso fue ya explicado por GARCÍA SANSEGUNDO (1992), por su disposición cortando pliegues hercínicos.

Otras estructuras que probablemente están relacionados con el cabalgamiento de Gavarnie se encuentran en el valle de la Garona y presentan buenos afloramientos al Sur del plutón de Marimanya. Las fallas de Cigalera, Pudo y la Ruda son superficies subverticales con el bloque septentrional alzado, cortan a los granitoides y afectan a las rocas de la aureola de contacto, pudiéndose desarrollar foliaciones miloníticas.

Una gran cantidad de las fallas subverticales que cruzan la Hoja de Isil, tienen una dirección E-O a NO-SE y un salto que puede alcanzar varios cientos de metros. Algunas las fallas menores con un salto de componente normal están acompañados por diques de cuarzo que también están plegadas por los pliegues derechos de dirección E-O. Una falla de este tipo está situada entre las minas y el lago de Liat, aunque esta falla ha sido invertida como un área de cizalla con posterioridad. ALONSO (1979) remarcó su carácter de fractura en rocas competentes y su paso a zonas de pliegues en las pizarras. Según ALONSO (1979) estas estructuras se formaron entre los pliegues de la generación tercera y cuarta. Este carácter de zona de cizalla con un plano inclinado hacia el Sur, se continúa entre Montoliu y el río Porquer limitando las rocas devónicas y cambro-ordovícicas, aunque aquí cortan estructuras consideradas de la fase 4. Otras fracturas localizadas al Norte y Sur de la falla de Liat podrían considerarse del mismo sistema.

Por otro lado la falla que separa las areniscas frasnienenses de las rocas silúricas y devónicas más antiguas en las Taules del Parros y el río Unyola es una falla normal. El bloque superior corta progresivamente toda la sucesión devónica sobre un bloque inferior constituido por rocas silúricas. Cerca de la cabaña de Calhaus, donde el plano de falla presenta un buzamiento menor, se han observado pliegues de la fase 4 que deforman dicho plano. Relacionada con esa estructura se encuentra una escama en la collada de Varradós. Esta escama está formada por areniscas del Frasnienense que se disponen sobre las pizarras del Silúrico y su límite meri-

dional constituye la continuación de la falla de Bossost.

Otras fallas directas asociadas a diques de cuarzo y plegados por la fase la fase cuarta fueron descritas por ALONSO (1979) en las rocas cambro-ordovícicas entre el Tuc d'er Home y las minas d'Eth Horcalh.

Fallas con un movimiento normal tienen un trazado longitudinal. A este sistema corresponden la falla de la Bonaigua, la falla de Arcoils y la falla del barranco de Porèra y el Tuc dera Montanheta, que separa el devónico septentrional de las rocas del Cambro-Ordovícico próximos al granitoide de la Maladeta. Otras fallas como las de Isil y Alós tienen hundido su bloque septentrional y cortan a las granodioritas del Marimanya. Estas fallas podrían ser incluso activas actualmente, ya que se pueden relacionar su posición con hipocentros localizados en este sector (OLIVERA *et al.*, 1994 en PALAU, 1995).

## 5. PETROLOGÍA

### 5.1. PETROLOGÍA ÍGNEA

Las rocas ígneas afloran en varios cuerpos plutónicos intrusivos entre los que destaca la mayor parte del batolito de Marimanya en el área oriental. El área meridional está ocupada por varios cuerpos de pequeñas dimensiones, Tredòs, Arties y Salardú localizados justo al Norte del batolito de la Maladeta. Así mismo en el sector central de la frontera aflora una apófisis del batolito del Riberot, que se extiende en el sector francés de la Hoja de Isil. Estas rocas fueron consideradas con una composición homogénea y cartografiada por ZANDLIET (1960) y KLEINSMIEDE (1960). Más tarde, CHARLET (1982) describió diferentes litotipos en los cuerpos de Arties y Tredòs, localizados en el sector meridional. Recientemente, PALAU (1995, 1998) ha propuesto una zonación aproximadamente concéntrica para el plutón del Marimanya con los términos más ácidos ocupando la posición central. Así, distingue cinco unidades litológicas que salvo los cuarzogabros y cuarzodioritas presentan una foliación ígnea con un fuerte buzamiento, reflejada por la orientación de las micas. Esta foliación es paralela al contacto con el encajante o a los límites entre las litologías diferenciadas, excepto para algunos afloramientos de leucogranitos. La observación de la foliación es más evidente en la periferia del cuerpo, mientras es muy tenue en las partes internas del cuerpo.

Por otro lado las rocas observadas están atravesadas por numerosos diques. Además de los diques de pórfidos existe una gran cantidad de diques de cuarzo. Una parte de ellos con dirección NO-SE a O-E están asociados con fallas y pueden estar plegados por las estructuras de la Fase 4. Estos filones tienen espesores que pueden llegar a un metro. Otros diques de espesores entre 0,5 y 10 cm son oblicuos a la estratificación y están deformados por los pliegues de la Fase 4.

#### 5.1.1. Pórfidos graníticos-granodioríticos y pórfidos cuarzo-dioríticos (1)

La mayor parte de los diques forman un sistema subvertical con una dirección predominante E-O o ESE-ONO emplazados en las rocas paleozoicas. Es notable una banda longitudinal localizada en mitad de la Hoja, al Norte del plutón de Marimanya. Una gran parte de los diques se disponen subparalelos a las superficies de clivaje de los pliegues de Fase 4 que a su vez afectan y pliegan a los mismos. Mientras que en escaso número cortan a estas estructuras con una orientación transversal. También pueden tener un trazado subparalelo a las

superficies de estratificación, siendo abundantes cerca del límite entre las Areniscas de Es Bordes y las pizarras del Fameniense.

La mayor parte de diques tienen una composición granítica-granodiorítica y se pueden observar variaciones texturales dentro de un mismo dique, desde texturas porfídicas, felsíticas, microgranudas y granofídicas. Tienen coloraciones gris verdosas a marrones. Las variedades porfídicas contienen una predominancia de fenocristales de cuarzo y en menor cantidad de plagioclasa, biotita, pirta y moscovita. La matriz es microcristalina a fanerítica y compuesta de cuarzo y feldespato. Las variedades felsíticas presentan pequeños fenocristales de cuarzo. Las variedades microgranudas se han observado en el área del barranco de Vinyals. Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (andesina), feldespato potásico, biotita y cantidades de minerales accesorios como el circón, apatito, turmalina y minerales opacos. KLEINSMIEDE (1960) diferenciaba los diques localizados al Oeste del barranco de Salient con un 70-80% de cuarzo en la matriz y fenocristales de biotita; diques entre el barranco de Salient hasta las sierras de Areño y Cabano con fenocristales de biotita, cuarzo y ocasionalmente plagioclasa y diques situados en el área oriental con un gran desarrollo de la esquistosidad y plegamiento, menos cantidad de cuarzo en la matriz, fenocristales de cuarzo, biotita y albita. Las rocas de los diques presentan alteraciones que pueden ser muy importantes con presencia de sericita, clorita, clinozoisita y calcita.

Diques de cuarzodiorita se encuentran entre la ladera derecha del valle de la Garona, el Pla de Beret y el Port de la Bonaigua. Tienen una textura predominantemente porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa (andesina-labradorita), biotita y hornblenda marrón. Los minerales accesorios son opacos, apatito, junto a minerales secundarios como calcita, epidoto, clinozoisita, clorita, sericita y moscovita. Tienen espesores entre medio y 7 m.

#### 5.1.2. Cuarzogabros anfibólicos y cuarzodioritas (2)

Afloran en un cuerpo básico de pequeña extensión en el plutón de Marimanya, localizado al Norte y Oeste de Els Clots de Rialba. PALAU (1995, 1998) los denominó Cuarzogabros anfibólicos y cuarzodioritas de Els Clots. Son rocas de composición variable entre cuarzogabros anfibólicos, cuarzodioritas y tonalitas de grano fino con anfíbol y biotita, que pueden contener cantidades accesorias de piroxeno. Tienen incorporados enclaves metasedimentarios desde milimétricos a hasta algún bloque métrico de las rocas encajantes. En las proximidades del contacto con el encajante se observan facies de aspecto más porfídico.

#### 5.1.3. Cuarzodioritas y granodioritas biotíticas con anfíbol (3)

Se encuentran en la apófisis meridional del batolito del Riberot. Este cuerpo está constituido por granodioritas con biotita y hornblenda, con cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (andesina). Como minerales accesorios se encuentra circón, apatito y magnetita. La granodiorita presenta un grano medio, con textura holocristalina alotrimorfa a hipidiomórfica. En la apófisis cartografiada afloran cuarzodioritas de grano medio-fino con plagioclasa, cuarzo, biotita y anfíbol y una intensa alteración hidrotermal con sericitización de los feldespatos. Contiene enclaves redondeados microgranulares de microdiorita y manchas de leucogranito con turmalina, como diques y facies marginales.

#### 5.1.4. Granodioritas biotíticas con anfíbol (4)

Estas granodioritas ocupan el área periférica del plutón de Marimanya y fueron denominadas

Granodioritas biotíticas con anfíbol accesorio del Pic de Argulls por PALAU (1995). Tienen un color gris en fractura fresca y un tamaño de grano medio. Granodioritas y en menor medida granitos presentan enclaves centimétricos microgranulares y de composición mayoritaria cuarzogabroica o cuarzodiorítica. Las texturas magmáticas están marcadas y destaca la existencia de cristales extremadamente aciculares de apatito y plagioclasas con zonaciones oscilatorias. También, contienen xenolitos metasedimentarios y enclaves de la corneanas encajantes, más abundantes hacia el contacto con las rocas metasedimentarias. Estas granodioritas están constituidas mayoritariamente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, con cantidades menores de turmalina, circón, apatito, allanita, clinopiroxeno y opacos.

Granodioritas biotíticas anfibólicas con escasos piroxenos de grano medio afloran en la periferia del plutón de Salardú. Hacia el centro del mismo, son granodioritas biotíticas con diques de pórfido granítico, que nos han sido diferenciadas en la cartografía.

El plutón de Tredòs es un cuerpo de pequeña extensión compuesto por granodioritas de grano fino con biotita y anfíboles. Estas granodioritas presentan enclaves de 10-15 cm de composición tonalítica y están cortadas por diques de cuarzo. Aparte del grano fino, otra característica que los diferencia según CHARLET y DUPUIS (1982), es la presencia de cuarzoes automorfos en inclusiones dentro del feldespato alcalino.

#### 5.1.5. Granodioritas biotíticas (5)

Se encuentran con una transición gradual desde las granodioritas biotíticas con anfíbol en una orla localizada hacia el interior del plutón de Marimanya. Fueron denominadas por PALAU (1995, 1998) Granodioritas biotíticas de Airoto. Son de color gris y de grano medio. Presentan pequeños nódulos redondeados centimétricos de agregados de biotita y cuarzo que se pueden interpretar como xenolitos metasedimentarios. Están constituidas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita con pequeñas cantidades de apatito, circón, allanita, turmalina y minerales opacos.

La periferia septentrional del plutón de Arties está compuesta por granodioritas biotíticas de grano medio-grueso. Una gran cantidad de enclaves de tonalita se observan en el sector del barranco de Tarters (barranco de Bargadèra). Tan sólo en el margen del cuerpo en el valle de Aiguamoix se han detectado una estrecha franja de cuarzodioritas y granodioritas con anfíbol accesorio.

#### 5.1.6. Granitos biotíticos (6)

Las granodioritas del plutón de Marimanya pasan gradualmente y hacia el interior del cuerpo a los Granitos biotíticos del cap de Marimanya de PALAU (1995). Son granitos biotíticos monzoníticos de color gris y grano de tamaño medio, aunque a menudo contienen megacristales de feldespato potásico de tendencia poiquilítica. Presentan posibles xenolitos metasedimentarios constituidos por agregados de biotita y cuarzo. Están constituidos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita con accesorios como circón, apatito, turmalina, moscovita, allanita y esfena.

#### 5.1.7. Granitos biotíticos con cordierita (7)

La mayor parte de los afloramientos del plutón de Arties están constituidos por granitos biotíticos de grano medio con porfiroblastos de feldespato alcalino y como minerales accesorios

cordierita y moscovita. El contacto con la granodiorita biotítica fue descrito por CHARLET y DUPUIS (1982) como un contacto brusco que puede ser irregular por la intrusión del granito en la granodiorita. De hecho, estos autores consideran a estos granitos distinguibles petrográficamente de los granitos biotíticos y granodioritas biotíticas y asociados con las granodioritas de grano fino de Tredòs. Esta asociación es considerada por CHARLET y DUPUIS (1982), posterior en edad y relacionada con los leucogranitos.

#### 5.1.8. Leucogranitos monzoníticos (8)

Corresponden a los Leucogranitos del Rosari de PALAU (1995) y son leucogranitos monzoníticos con pequeñas cantidades de moscovita y biotita que afloran en el área central del plutón de Marimanya. Contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita con cantidades menores de moscovita, turmalina, circón, allanita y cordierita. Forman un cuerpo de morfología irregular dentro de los granitos, con un contacto brusco con los mismos y que llega a cortarlos. Contienen enclaves metasedimentarios como nódulos alargados o subsféricos, compuestos por cuarzo, feldespato, biotita, moscovita y en ocasiones, turmalina.

### 5.2. PETROLOGÍA METAMÓRFICA

Las rocas paleozoicas de la presente Hoja presentan desarrollados dos tipos de metamorfismo. Un metamorfismo regional sobre el que se superponen los efectos del metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones de los granitoides hercínicos.

#### 5.2.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional es de grado bajo en facies de los esquistos verdes y con desarrollo de la paragénesis de clorita y moscovita. Puntualmente se presenta cloritoide en rocas pizarrosas del Devónico Inferior y Cambro-ordovícico. Los mármoles presentan una recristalización de la calcita con texturas granoblásticas elongadas.

El clivaje S1 viene marcado por la orientación preferente de cristales de moscovita, clorita, cuarzo y en ocasiones minerales opacos. Es un clivaje continuo y pizarroso en los niveles lutíticos. La foliación se ha formado en condiciones metamórficas de bajo grado, correspondiente a la parte alta de la zona de esquistos verdes, como un clivaje más penetrativo que la foliación dominante.

Los planos de foliación S<sub>2</sub> están formados por moscovita, clorita, cuarzo y acumulaciones selectivas de minerales opacos. Corresponde a la Zona I (moscovita-clorita) de ZWART (1963, 1979). La foliación S<sub>2</sub> dominante en el sector noroccidental es un clivaje de crenulación que en el lago de Liat muestra cristalizaciones de biotita, aunque también se observan crecimientos postectónicos. Al Norte del Tuc de Armeros se observan crecimientos de andalucitas en las ampelitas silúricas. En el sector más occidental se encuentran biotitas orientadas y cuarzo, en parte del río de Sant Joan de Toran y cerca de la falla de Bossost, moscovita-biotita con cuarzo y clorita (Zona II de ZWART, 1963a). Es una pizarrosidad o esquistosidad de crenulación, o un clivaje grosero desarrollado en las areniscas. En la vecina Hoja de Viella se encuentra un desarrollo metamórfico de grado más alto (ZWART, 1963a). El metamorfismo del domo del Garona es contemporáneo con el desarrollo de esta esquistosidad dominante, aunque el clímax metamórfico podía haber sido posterior a la deformación principal (GARCÍA SANSEGUNDO, 1992). En el sinclinorio de la Val d'Aran los planos de foliación están marca-

dos por moscovita, clorita y cuarzo como un clivaje pizarroso.

La aparición de granates así como la hornblenda en áreas de la unidad de Garona, está asociado con las mineralizaciones según de GRAMONT (1966) y BOISSONNAIS (1972). El último autor señala la distribución irregular de la biotita que tiende a concentrarse en las áreas mineralizadas, junto a actinolita, granate, andalucita, hornblenda y grafito.

Asociados a los pliegues NO-SE se encuentran planos de foliación  $S_3$  con andalucitas. Es un clivaje de crenulación bastante discontinuo que pasa a un clivaje grosero o un clivaje grosero pizarroso. Está marcado por la acumulación de minerales opacos y por el enriquecimiento en filosilicatos y cuarzo.

Los clivajes de crenulación posteriores están marcados por el microplegamiento de las foliaciones y/o la acumulación de minerales opacos.

### 5.2.2. Metamorfismo de contacto

Los diferentes cuerpos plutónicos tienen asociadas aureolas de metamorfismo con diferentes espesores. La amplitud máxima de 1,5 km es alcanzada en la aureola del Marimanya.

La aureola de contacto del plutón del Riberot tiene una amplitud de unos pocos centenares de metros en el sector de la Hoja. Rocas con biotitas afloran en el Pic de la Gireta y en el Pic de Cernalla, posiblemente relacionados con el gran cuerpo de granodioritas que aflora en territorio francés.

Entre estas dos aureolas hay una zona con metamorfismo de contacto que PALAU (1995) denominó como aureolas de Vinyals-Noguera. Son áreas de pequeñas dimensiones, alrededor de un kilómetro en su máxima longitud y que este autor relaciona con pequeñas masas de composición granítica-granodiorítica que no llegan a aflorar en superficie. En la aureola de Aurener se encuentran testigos de sondeos antiguos.

Las aureolas localizadas en la periferia de los cuerpos de Salardú y Tredòs tienen espesores de 200-400 m como máximo. Estos espesores también ocurren en el plutón de Arties, aunque en su sector occidental supera el kilómetro de amplitud encontrándose andalucita en la ladera del Tuc de Migdia.

PALAU (1995) distinguió en las rocas pelíticas, corneanas y esquistos, una zona externa de Biotita-Cordierita-Andalucita y una zona interna de la Sillimanita con un espesor de menos de un metro. Las rocas de la primera zona presentan un incremento de los cristales de biotita, así como el incremento en el tamaño de los cristales de clorita y moscovita. Hacia la zona interna las pelitas toman el aspecto de cornubianitas y se forman porfiroblastos de andalucita. En las metapelitas grafitosas del Silúrico y en pizarras devónicas, los primeros porfiroblastos son de andalucita, a menudo quiasolítica, y están asociados al desarrollo de biotita y la desaparición de la clorita. La cordierita y la biotita se hacen más abundantes hacia las zonas internas.

La Zona de la sillimanita presenta un espesor reducido y tiene asociada la aparición de feldespato potásico y en menor cantidad de fibrolita y plagioclasas.

El metamorfismo de contacto en rocas carbonatadas fue diferenciado en una Zona de la biotita-clinozoisita y una Zona del diópsido. La biotita se desarrolla en los niveles detríticos con

recristalizaciones de la moscovita. En los niveles de calcolutitas se forman porfiroblastos de clinozoisita. También se observan grafito y pirita. En la parte más interna se observa tremolita y escapolita en la aureola de la Noguera y del Riberot.

La zona de diópsido está desarrollada en mármoles y corneanas calcosilicatadas limitadas a unas pocas decenas de metros. Los niveles pelíticos presentan feldespatos, cuarzo, hornblenda y clinozoisita, mientras en los carbonatos se encuentra diópsido, calcita, idocrasa, granate, epidota, wollastonita y albita.

Las relaciones de blastesis-deformación establecidas por PALAU (1995) concluyen que el metamorfismo de contacto es posterior a las fases de deformación regional. Estas estructuras son cada vez menos reconocibles hacia las partes internas de las aureolas. Este autor observó que porfiroblastos de cordierita tienen un crecimiento pre-cinemático a sincinemático con respecto a la primera crenulación tardihercínica con planos axiales subverticales. La segunda crenulación tardihercínica se desarrolló con posterioridad.

## **6. HISTORIA GEOLÓGICA**

Las rocas aflorantes más antiguas de la Hoja de Isil fueron depositadas con anterioridad al Caradoc y están constituidos por depósitos siliciclásticos y un cuerpo carbonatado, posiblemente formados en un medio de plataforma externa. Estas unidades fueron basculadas y deformadas previamente a una discordancia. La discordancia angular está fosilizada por una secuencia granodecreciente del Ordovícico superior. Esta sucesión evoluciona desde conos aluviales a depósitos carbonatados marinos con las primeras faunas marinas preservadas en el área. Estos niveles son sucedidos por una sedimentación distal de plataforma externa de baja energía que contiene un horizonte carbonatado, generalmente conglomerático o arenoso que puede erosionar las unidades infrayacentes. Las rocas ordovícicas, sobre todo en el tramo inferior, presentan una componente de origen efusivo. Un importante desarrollo de volcanismo ha sido descrito en otras áreas del Pirineo.

A partir del Llandovery se produce una sedimentación de baja energía con gran cantidad de materia orgánica. Estas ampelitas se interdigitarían con las calizas crinoidales del área oriental, cercanas a un alto sedimentario. La sedimentación anóxica comienza a intercalar fangos carbonatados de plataforma externa entre el Gorstiense (Ludlow) y el Lochkoviense (Devónico Inferior).

Sobre toda la extensión cartografiada se encuentran depósitos de rampa externa del Praguense inferior. Sobre la misma se desarrolla una sedimentación carbonatada, que muestra potencias mayores al Sur, mientras facies más profundas se encuentran hacia el Norte. En el Emsiense Inferior se produce una profundización con la deposición de una serie siliciclástica eminentemente distal de grano fino. A la vez comienza una fuerte subsidencia. Desde el área suroccidental con una mayor subsidencia, se produce la entrada de depósitos siliciclásticos distales probablemente durante el Givetiense inferior. Esta sedimentación siliciclástica es interrumpida por un episodio carbonatado durante el que se desarrolla una plataforma en el sector meridional desde el Givetiense medio. La plataforma con facies pararecificales gradada progresivamente hacia el sector septentrional a facies carbonatadas de plataforma externa profunda.

La plataforma es inundada con la formación de un surco subsidente durante el Frasnense inferior, aunque la sedimentación carbonatada continúa en el Frasnense inferior en el sector

más suroccidental. La sedimentación siliciclástica presenta las granulometrías y espesores mayores en el área suroccidental, donde carbonatos de plataforma se interdigitaban al menos hasta el Frasnense medio. La sucesión con una tendencia general de profundización, culmina en las pizarras y carbonatos de cuenca asignados al Famenense inferior.

Las primeras estructuras hercínicas se desarrollaron en la unidad del Garona y corresponden a estructuras acostadas o con una vergencia fuerte. El primer episodio D1 da lugar al desarrollo de un clivaje primario ( $S_1$ ) en condiciones de metamorfismo de bajo grado. Posiblemente este clivaje está asociado a grandes pliegues vergentes al sur.

El segundo episodio de deformación (D2) produce pliegues de plano axial muy tendido y con una vergencia norte. Los pliegues tienen asociado un clivaje o una esquistosidad de crenulación ( $S_2$ ) en la unidad del Garona. En el resto del área tratada esta deformación produce un clivaje primario de tipo "slaty cleavage".

Con posterioridad se producen pliegues derechos. Un sistema de pliegues de dirección NO-SE que son observados en la unidad del Garona. La generación de cabalgamientos que cortan a las estructuras enumeradas se observan a partir de las pizarras silúricas y en las rocas devónicas. Estos cabalgamientos tienen una vergencia sur y sus desplazamientos no son importantes.

Con anterioridad a la siguiente generación de pliegues se desarrolla la falla subhorizontal de Roca Blanca que separa las rocas cambro-ordovícicas de la unidad de la Pallaresa de las rocas paleozoicas posteriores.

Algunas fallas directas se desarrollaron tanto en las rocas cambro-ordovícicas como en las devónicas. La falla de Els Calhaus corta de hecho toda la sucesión devónica. Otra falla interpretada como directa se produjo con anterioridad al menos al movimiento inverso de la falla de Roca Blanca.

La cuarta generación de pliegues da lugar al desarrollo de estructuras de todas las escalas, planos axiales subverticales y con dirección E-O. Estos pliegues tienen asociada un clivaje de crenulación  $S_4$ , formado en unas condiciones de metamorfismo de bajo grado. Es la foliación dominante en el sinclinorio de la vall d'Aran como en la unidad de la Pallaresa. Estos pliegues pueden ser sincrónicos y posteriores a cabalgamientos o fallas inversas que se consideran enraizados en las pizarras silúricas.

Algunas de estas fallas son claramente posteriores, como la falla de Vinyals que separa sucesiones devónicas con diferente espesor y que corta a las estructuras anteriores.

Posteriormente al desarrollo de las principales fases de deformación se produce la intrusión de granitoides. Durante el desarrollo del metamorfismo de contacto se forma un primer sistema de pliegues de pequeñas dimensiones con planos axiales subverticales y orientación ESE-ONO. Se disponen en bandas y tienen asociado un clivaje de crenulación. A continuación se desarrollan localmente crenulaciones y pliegues con una dirección SSE-NNO.

Los pliegues suaves con planos axiales subhorizontales como sistemas de kinkbands pudieron desarrollarse durante el acortamiento alpino. En él, tuvo lugar el desplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie. Algunas fallas del margen meridional con planos subverticales,

movimiento inverso y desarrollo de milonitas en los granitoides y tal vez la falla de Bossost o la continuación de la falla de Couflens pueden haber tenido desplazamientos importantes durante la compresión alpina.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

La producción energética actual se basa en la explotación hidroeléctrica que comenzó en los años veinte y se extendió en los años cincuenta. La central de Arties aprovecha el agua de los circos lacustres localizados en el macizo de La Maladeta y de los ríos Unhòla, Malo, de Ruda, de Aiguamòg y de Valarties. Existen manantiales de aguas termales en Arties y en Tredòs (Hoja de Esterri d'Aneu), pero cuya explotación fue abandonada y se encuentra en vías de remodelación. Según CARDELLACH y ÀLVAREZ PÉREZ (1979) se trata de manantiales sulfhídricos generados en granitos por aguas meteóricas con aportes superiores a 25 años con implicación geotérmica de 80-120°C.

La explotación de rocas de interés industrial tiene un pobre desarrollo dentro de la Hoja, aunque existen grandes afloramientos. Tan sólo en el lado norte de la carretera 142, enfrente de la central eléctrica de Arties, se encuentra una cantera actualmente abandonada. La explotación extraía mármoles de colores blancos a grises de la unidad de calizas del Givetiense-Frasniense. Otras canteras menores se encuentran en los mármoles que afloran en la subida al Port de la Bonaigua. La explotación para áridos también limitada se realiza actualmente en los depósitos morrénicos de la Garona de Ruda y en el puente de Valartiés. La última empresa se ha extendido hacia el Sur, explotando el cono de deyección del barranco de Codiero.

Los recursos no energéticos fueron conocidos desde el tiempo de los romanos y fueron objeto de explotación episódica durante el siglo XIX y la primera mitad del siglo XX. El área localizada en sector occidental, tanto a un lado como al otro de la frontera contiene una gran cantidad de indicios y mineralizaciones de sulfuros con predominio de la esfalerita. Según BOISSONAIS (1972) y CARDELLACH (1977) en la mineralización predomina la esfalerita, con pirrotina, galena y pirita junto a calcopirita, pirita, arsenopirita, loellingita, breithauptita, freibergita, saflorita, gersdofita, magnetita y siderita en una ganga de cuarzo, calcita, micas, anfíboles, granate, clorita, ilmenita y rutilo. Otra mineralización menos importante está formada por pirita, acompañada de pirrotina, cuarzo, óxidos de hierro y calcopirita.

Las mineralizaciones se sitúan en la parte alta de la Caliza de Bentaillou o en las areniscas y pizarras cercanas. Estas calizas presentan lentejones de color marrón rojizo con límites netos e irregulares. Contienen calcita con dolomía férrica o ankerita. En ocasiones los lentejones son ricos en esfalerita.

Las mineralizaciones ricas en sulfuros se encuentran en diferentes niveles próximos o en la sucesión del Ordovícico superior. En todos los casos las mineralizaciones son yacimientos estrato-ligados. KLEINSMIEDE (1960) explica la mineralización por un proceso entre hidrotermal y pneumatolítico-hidrotermal asociada con fracturas y venas de cuarzo. VISVANATH (1957) y BOISSONAIS (1972) basaron la explicación hidrotermal en el hecho conocido de la presencia de minerales de metamorfismo asociados a las mineralizaciones.

Las minas d'Eth Horcalh tienen las mineralizaciones más importantes en filones que según VISVANATH (1957) tienen una orientación de N 135 E paralelos a venas de cuarzo y espesores de 5-6 m (MUSSY, 1870). La mineralización está compuesta por esfalerita y en menor can-

tividad galena y pirita en una ganga de cuarzo. Según ALONSO (1979) las mineralizaciones corresponden a zonas de charnela de pliegues de fase 4 o en fallas directas que podrían ser rejugadas durante la deformación de fase 4.

Las minas de Urets explotaron esfalerita, galena, pirrotina y covellina en una ganga de cuarzo (VISVANATH, 1957). Las mineralizaciones fueron relacionadas por ALONSO (1979) con la foliación 2, concentrada en la charnela de un pliegue y en una fractura de orientación NO-SE. GARCÍA SANSGUNDO (1992) describe filones relacionados con los cabalgamientos localizados entre las pizarras ordovícicas y silúricas.

Las capas de sulfuros explotadas en la Mina de la Reparadora (río Unyola) son paralelas a la estratificación de las calizas y pizarras pero con su mayor espesor cerca de fallas inversas. Lateralmente y siguiendo la estratificación se observan anfíboles posteriores al clivaje dominante ( $S_2$ ).

Las concentraciones de sulfuros explotados en las minas de Liat han sido relacionadas por ALONSO (1979) con el plano de un cabalgamiento y la charnela de un anticlinal de fase 4. Otros indicios están relacionados con fallas de vergencia norte e incluidos en la Caliza de Bentaillou.

ALONSO (1979) adoptó una solución mixta, ya que para este autor las mineralizaciones se presentan en relación a estructuras de las fases 3 y 4, en zonas donde la deformación crea espacios, zonas de charnela. Las mineralizaciones se encuentran en la proximidad de las rocas del Ordovícico superior donde existe un componente volcánico. Por lo que las removilizaciones podrían proceder de estar rocas.

La caliza de Bentaillou en la ladera del Tuc de Mauberme contiene filones de menos de 2 m de amplitud con blanda. En toda el área se encuentran asociadas bolsadas ferruginosas con hematites y oligisto (VISVANATH, 1957). Este tipo de alteración ferruginosa se encuentra asociada a la charnela de un anticlinal de dirección NO-SE en la sierra de Bandolers. En el fondo del Arriu de Bandolers, la mineralización se dispone obliterando el clivaje y los pliegues de la fase D2. Las venas de cuarzo cortan la mineralización y desaparecen hacia la mineralización ankerítica desde la caliza. Esta disposición también se observa en las fisuras verticales con esfalerita. De manera que el mármol sobre la mineralización tiene un contacto neto sobre las fisuras abiertas hacia arriba.

La mineralización de Pb-Zn de Bonabé se sitúa en las calizas de Salau. Según RÍOS *et al.* (1982) la mineralización fue removilizada durante la fase 4 y se dispone en pequeños pliegues junto a calcita y cuarzo. Otras mineralizaciones menores de esfalerita en estas calizas se encuentran entre Escala Alta y el Norte de Campaus. Fueron descritas por ZANDVLIET (1960) asociadas a fracturas con orientación N-S y desarrollo de milonitas. Este autor relacionó las mineralizaciones con la influencia hidrotermal de las intrusiones graníticas. Algunos indicios y labores de sulfuros se encuentran en las pizarras próximas a la falla de Basibí en la Noguera Pallaresa.

Una mineralización fue objeto de prospecciones por su contenido en wolframio en el barranco de Viñals, 2 km al Este de las bordas d'Alós (Bordes d'Alòs). Se encuentra entre diques de pórfido granítico-granodiorítico y las alternancias carbonatadas del Praguense. Se trata de corneanas calcosilicatadas de grado medio que forman parte de la aureola de metamorfismo de Aurenere. La mineralización está formada por pirrotina, arsenopirita, silicatos (cuarzo, moscovita y clorita o biotita) y cantidades menores de scheelita y cubre una superficie de

200m<sup>2</sup>. La mineralización estudiada por PALAU (1995) que señala la presencia de inclusiones de oro en las arsenopiritas. Para este autor la mineralización es del tipo reemplazamiento metasomático por fluidos hidrotermales, después del clímax de metamorfismo de contacto asociado a las intrusiones de granitoides.

Existen otros indicios de sulfuros encima del anterior. Se encuentran en fracturas que siguen el contacto entre los estratos y los diques o cortando e estos. Así mismo se ha observado un indicio de las mismas características asociado a un dique en la subida de Varradós desde el río Unyola. Este está asociado a la unidad estratigráfica del Fameniense inferior.

Las mineralizaciones de sulfuros próximas al margen meridional de la apósis del Riberot presentan una gran abundancia de pirrotina, en las pizarras. Mientras que las rocas carbonadas contienen epidota y granate. Las áreas mineralizadas se encuentran a pocos m del contacto granitoide-encajante y en contacto con diques.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, J.L. (1979). "Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales)". *Tesis Licenciatura, Univ. de Oviedo*, 26 p (inédita).
- ARCHE, A. (1971). "Las facies flysch del Ordovícico en el sector central de los Pirineos". *Seminarios de Estratigrafía*, 7, pp. 39-41. p.
- ARCHE, A. (1972). "Flysch facies in the Devonian of Central Pyrenees". 24<sup>th</sup> IGC, sect.6: 100-106.
- BARROIS, Ch. (1887). "Sur les faunes siluriennes et dévoniennes de la Haute-Garonne". *Ass. Fr. Ar. Sci. Toulouse*, 507-517.
- BODIN, J. (1988). "Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces". *Doc. B.R.G.M.*, 153, 255 p.
- BODIN, J. ET LEDRU, P. (1986). "Nappes Hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises". *C. R. Acad. Sci. Paris*, (2), 302: 969-974.
- BOISSONNAS, J. (1972). "Carte géologique de la France à 1:50.000 et notice explicative, feuille "Pic de Maubermé" (1085)". *B.R.G.M. (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), Orléans, France*.
- BOISSONNAS, J. ET AUTRAN, A. (1974). "Succession des déformations de la région du Pic de Maubermé (Pyrénées centrales) au cours de l'orogénèse hercynienne". *Bull. B.R.G.M.*, 2, II, 1-1974, p. 22.
- BORDONAU, J. (1985). "Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nere". *Tesis de licenciatura, Departament de Geomorfologia i Geotectònica, Universitat de Barcelona*, 141 pp. (inédita).
- BORDONAU, J. (1992). "Els Complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus". *Geoforma Ediciones, Logroño*, 251 pp.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D. Y VILAPLANA, J.M. (1992). "Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos". *En: A. CEARRETA y F.M. UGARTE Eds.: The Late Quaternary in the Western Pyrenean region*, p. 303-312. *Servicio editorial, Universidad del País Vasco, Bilbao*.
- BOSCHMA, D. (1963). "Successive hercynian structures in some areas of the central Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, 49, pp. 103-116.
- BOUQUET, CH.; BOURROUILH, R.; VACHÉ, E. ET GUÉRANGUÉ, B. (1987). "Le Cambro-Ordovicien de l'Hospice de France, Haute Chaîne, Pyrénées centrales. Sedimentologie et premières correlations". *In: I.G.C.P. Project n° 5, Newsletter*, 7, pp. 131-133.
- BOUQUET, CH. ET STOPPEL, D. (1975). "Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (Hautes vallées de la Garonne et Aure)". *Bull. du B.R.G.M., Orleans*, (2), I, 1, pp. 7-61.

- BUCHROITHNER, M.F. (1978). "Zur Conodontenstratigraphie vorwiegend klastischer Folgen im Devon der Ost- und Zentralpyrenäen". *Mitt. österr. geol. Ges., Wien*, 69, pp. 247-266.
- CARALP, J. (1888). "Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran)". *Thèse, Toulouse*, 512 p.
- CARDELLACH, E. (1977). "Estudio microscópico de las mineralizaciones de Pb-Zn de Liat, Bagergue y Montoliu (Vall d'Aran, Lérida)". *Acta Geológica Hispánica*, XII (4-6), 120-122.
- CARDELLACH E. Y ÁLVAREZ PÉREZ, A. (1979). "Interpretación genética de las mineralizaciones de Pb-Zn del Ordovícico superior de La Vall d'Aran". *Acta Geológica Hispanica*, 14, 117-120.
- CAVET, P. (1957). "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique)". *Bull. Serv. Carte géol. France, Paris*, LV, 254, pp. 303-518.
- CHARLET, J.M. (1982). "Les grands traits géologiques du Massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles)". *Pirineos*, 116, pp. 57-66, Jaca.
- CHARLET, J.M. ET DUPUIS, CH. (1982). "Observations nouvelles dans le Massif de la Maladeta". *Pirineos, Jaca*, 116, pp. 69-78.
- COLCHEN, M.; DOMANGET, A. ET WEYANT, M. (1979). "Les séries ordoviciennes siluriennes et dévoniennes dans les hautes vallées du Salat, d'Òssèsse et du Garbet. Zone axiale des Pyrénées ariégeoises". *C. R. Acad. Sc. Paris, t. 288, série D*, pp. 1007-1010.
- DALLONI, M. (1910). "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, XIX, 444 p.
- DALLONI, M. (1930). "Étude géologique des Pyrénées catalanes". *Ann. Fac. Sc., Marseille*, XXVI, 373 p.
- DEGARDIN, J.M. (1988). "Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie.Paléogéographie". *Soc. Geol. Nord, publ. 15*, 355 p.
- DERRE, C. ET KRYLATOV, S. (1976). "Comparaison entre la série de Salau (Ariège) et d'autres séries du Dévonien de la partie centrale des Pyrénées. Un caractère original de la partie inférieure du Dévonien: présence de phosphate". *C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282*, pp. 2051-2054.
- DESTOMBES, J.P. (1958). "Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège)". *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (6), 8, pp. 105-112.
- DOMMANGET, A. (1977). "Le cadre géologique des niveaux minéralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la Zone Axiale des Hautes Pyrénées Ariégeoises. (Sector Aulus-Port d'Aula)". *Thésé 3 cycle. Univ. Piere et Marie Curie Paris*.
- DONNOT, M. (1974). "Attribution au Silurien-Dévonien des schistes de Bencarrech-Sentein (Ariège); ses conséquences pour l'extension de l'Ordovicien dans les Pyrénées". *Bull. B.R.G.M. (2)*, 1, p. 26.

- DONNOT, M. ET GUÉRANGUÉ, B. (1969). "Coupe du Cambro-Ordovicien de L'Hospice de France au Port de Venasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales)". *Repport B.R.G.M., Orleans, 69 SGL 080 GEO, 52 p.*
- DURAND, J. ET RAGUIN, E. (1943). "Sur la structure du massif du Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (5), XIII, pp. 9-19.*
- DUROCHER, J. (1844). "Essai pour servir à la classification du terrain de transition des Pyrénées et observations diverses sur cette chaîne de montagnes". *Ann. Mines, Paris, (4), VI, p. 15-112.*
- FERT, D. (1976). "Un aspect de la métallogénie du zinc et du plomb dans l'Ordovicien des Pyrénées centrales: le district de Sentien (Ariège, Haute-Garonne)". *Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 135 p.*
- GARCÍA LÓPEZ, S.; GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y ARBIZU, M. (1991). "Devonian of the Aran Valley Synclinorium, Central Pyrenees, Spain: Stratigraphical and Paleontological data". *Acta Geol. Hispánica, Barcelona, 26, n° 1, pp. 55-66*
- GARCÍA-RUIZ, J.M.; BORDONAU, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y VILAPLANA, J.M. (1992). "Mapa geomorfológico Benasque". *Geoforma ediciones, Logroño, 39 pp.*
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1990). "Structure of the Paleozoic in the Aran valley, Axial zone, central Pyrenees". *Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), VI, n° 2, pp. 229-239.*
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. (1992a). "Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça". *Publ. Esp. Bol. Geol. Min., Madrid; 167p.*
- GARCÍA SANSEGUNDO, J. Y ALONSO, J.L. (1989). "Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome". *Geodinamica Acta, Paris, 3, 2, pp. 127-134.*
- GRAMONT, X. DE (1966). "Contrôle lithologique des minéralisations du Massif du Maubermé (Ariège et Val d'Aran)". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse, 102, 2-3, pp. 453-456.*
- HARTEVELT, W.F.J. (1971). "Stratigraphic position of the limestones and conglomerates around the Marimana granodiorite, Central Pyrenees, Spain". *Geol. en Mijnbouw, 50 (5), 691-698.*
- KLEINSMIEDE, W.F.J. (1960). "Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees)". *Leidse Geol. Meded., 25, pp. 129-245.*
- KRYLATOV, S. ET STOPPEL, D. (1969). "La série des Agudes-Cap de Pales (Zone primaire Axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées)". *Bull. Soc. Géol. de France, (7), XI, pp. 484-490.*
- LAUMONIER, B. (1988). "Les groupes Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque inférieur) des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries". *Hercynica, Rennes, IV, 1: 25-38.*
- Llense, A. (1978). "Essai d'analyse sédimentologique de formations détritiques du Paléozoïque pyrénéen: organisations séquentielles dans les Séries de Sia et de Las Bordas". *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Toulouse, 148 p.*

- LOSANTOS, M.; PALAU, J. Y SANZ, J. (1985). "Hercynian thrusting in the Marimanya Massif (Central Pyrenees)". *Terra Cognita*, 5, 2-3, p. 118.
- LOSANTOS, M.; PALAU, J. Y SANZ, J. (1986). "Considerations about Hercynian thrusting in the Marimanya Massif (Central Pyrenees)". *Tectonophysics*, 129, pp. 71-79.
- MAJESTÉ-MENJOULAS, C. (1979). "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 p.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1989). "Morfología glaciaria del valle de Benasque (Pirineo Aragonés)". *Eria*, 51-64.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. Y ARENILLAS PARRA, M. (1988). "Los glaciares actuales del Pirineo español". *MOPU. La nieve en el Pirineo Español, Madrid*, 29-98.
- MATTE, PH. (1969). "Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales)". *C. R. Acad. Sc. Paris*, 268, pp. 1841-1844.
- MATTE, PH. ET XU ZHI, Q. (1988). "Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China". *Geol. Rundschau, Stuttgart*, 77, 1, p. 227-238.
- MORET, J.F. ET 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)". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, (II): 353-356.
- MUSSY, M. (1869). "Les ressources minérales de l'Ariège". *Ann. Mines*, 6<sup>ème</sup> série, t.16, 547 p.
- MUSSY, M. (1870). "Carte géologique & minéralurgique du département de l'Ariège. Texte explicatif". *Pomiès Ainé & Neveau, Foix*, 275 pp.
- OLIVERA, C.; RIERA A.; LAMBERT J.; BANDA E. Y ALEXANDRE P. (1994). "Els terratrèmols de l'any 1373 al Pirineu: efectes a Espanya i França". *Servei Geològic de Catalunya. Generalitat de Catalunya. Monografies*, 3, 220 pp.
- PALAU, J. (1995). "El plutó de Marimanya i el seu encaixant". *Tesi de Doctorat, Universitat de Barcelona*. 435 p. (inédita).
- PALAU, J. (1998). "El Magmatisme calcoalcalí del massís de Marimanya i les mineralitzacions As-Au-W associades". *Institut Cartogràfic de Catalunya*, 340 pp.
- PALAU, J. Y SANZ, J. (1989). "The Devonian units of the Marimanya Massif and their relationship with the Pyrenean Devonian facies areas". *Geodinamica Acta, Paris*, 3, 2, pp. 171-182.
- RAGUIN, E. (1946). "Découverte de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 223, 816-817.
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks". *McGraw-Hill (New York)*. 568 p.

- RIOS, L.; FERNÁNDEZ DE CASTRO, F. Y MARÍN, F.J. (1982). "Análisis estructural del área de Bonabé, Alto Pallaresa, Lérida". *Pirineos*, 116, pp. 37-50.
- SANZ, J. (1995). "Estratigrafía y bioestratigrafía (conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo oriental y central". *Tesis doctoral Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona*, 717p. *Collecció de Tesis Doctorals Microfitxades núm. 2840. Publicacions de la Universitat de Barcelona*.
- SCHMIDT, H. (1931). "Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen". *Abh. Ges. Göttingen, Math.-Phys., Kl.3, Folge H.5, 8*, 981-1065 p. *Publ. alemanas sobre Geol. España (1944): 101-202*.
- SITTER, L.U. DE (1954a). "Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises". *Leidse Geol. Meded.*, 18, pp. 297-307.
- SITTER, L.U. DE (1954b). "Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran". *Leidse Geol. Meded.*, 18, pp. 272-280.
- SITTER, L.U. DE Y ZWART, H.J. (1962). "Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50.000; sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat". *Leidse Geol. Meded.*, 27, pp. 191-236.
- SNOEP, J.P. (1956): "Stratigraphy and structural geology of the district west of the Marimana granite, Valle de Aran". *Leidse Geol. Meded.*, 21, pp. 504-515.
- VISVANATH, S.N. (1957). "Étude géologique de la région minière de Sentein (Pyrénées ariégeoises)". *Sci. de la Terre, Nancy*, V, 2-3, pp. 137-244.
- ZANDVLIET, J. (1960). "The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France-Spain". *Leid. Geol. Med.*, 45: 167-236. 25, pp. 1-127.
- ZWART, H.J. (1958). "Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Arán (Central Pyrenees)". *Geol. en Mijnbouw, Dordrecht*, v. 20, pp. 18-30.
- ZWART, H.J. (1960). "Relations to the folding and metamorphism in the Pyrenees, and their chronological succession". *Geol. Mijnbouw, Dordrecht*, v. 22, pp. 163-180.
- ZWART, H.J. (1962). "On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)". *Geol. Rundschau, Stuttgart*, v. 52, pp. 38-65.
- ZWART, H.J. (1963a). "Metamorphic history of the Central Pyrenees, Part II. Valle de Arán, sheet 4". *Leidse Geol. Meded.*, v. 28, pp. 321-376.
- ZWART, H.J. (1963b). "The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees". *Geol. Rundschau, Stuttgart*, v. 53, pp. 170-205.
- ZWART, H.J. (1979). "The Geology of the Central Pyrenees". *Leidse Geol. Meded.*, v. 50, 74 p.



MINISTERIO  
DE ECONOMÍA  
Y COMPETITIVIDAD

ISBN: 978-84-7840-907-5



9 788478 409075