



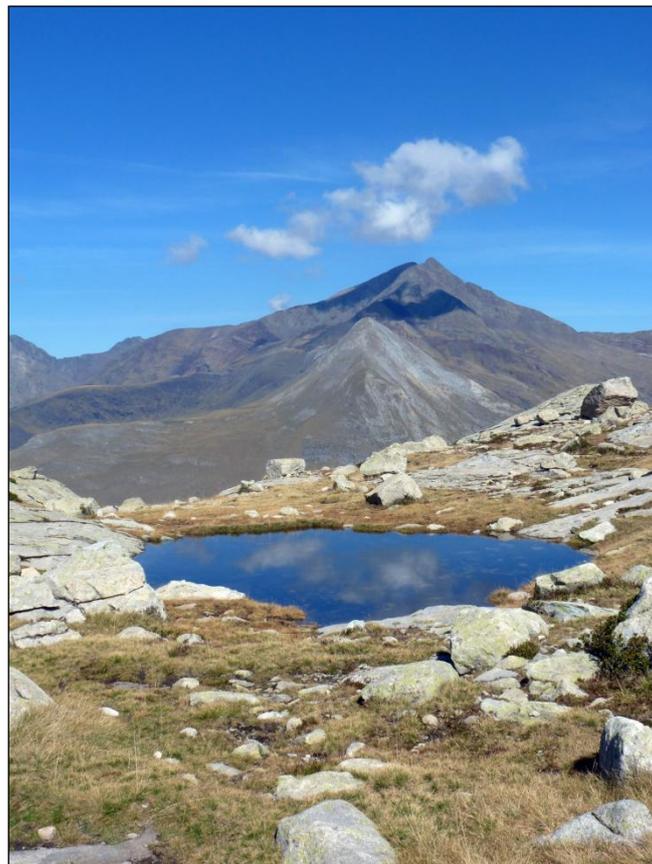
UNIVERSIDAD
DE OVIEDO



FACULTAD DE
GEOLOGÍA

Trabajo Fin de Máster

Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas (Huesca, España)



Irene Pérez Cáceres

Oviedo, Junio 2012

Máster en Recursos Geológicos y Geotecnia

El presente trabajo ha sido elaborado como Trabajo de Fin de Máster para el título de postgrado “Máster en Recursos Geológicos y Geotecnia” que se imparte en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo.

D. Joaquín García San Segundo, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, certifica que ha revisado la memoria de Trabajo Fin de Máster “Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas (Huesca, España)” realizado por Irene Pérez Cáceres, bajo su dirección, y autoriza la presentación y defensa del trabajo.

En Oviedo, a 1 de Junio de 2012

A handwritten signature in black ink, consisting of several large, overlapping loops and a long, sweeping tail that extends downwards and to the right.

Fdo: Joaquín García San Segundo

A handwritten signature in black ink, featuring a series of sharp, angular strokes and a prominent horizontal line that crosses the signature.

Fdo: Irene Pérez Cáceres

El presente trabajo ha sido elaborado como Trabajo de Fin de Máster para el título de postgrado “Máster en Recursos Geológicos y Geotecnia” que se imparte en la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo.

D. Joaquín García San Segundo, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, certifica que ha revisado la memoria de Trabajo Fin de Máster “Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas (Huesca, España)” realizado por Irene Pérez Cáceres, bajo su dirección, y autoriza la presentación y defensa del trabajo.

En Oviedo, a 1 de Junio de 2012

Fdo: Joaquín García San Segundo

Fdo: Irene Pérez Cáceres

AGRADECIMIENTOS

Durante el tiempo de realización de este trabajo, han sido varias las personas, que de una u otra manera, han colaborado en su elaboración. En este apartado, quiero mostrarles mi agradecimiento.

En primer lugar, quiero dar las gracias al director de esta Tesis de Máster, Joaquín García Sansegundo, por su dedicación y apoyo, por mostrar su confianza en mí y en este trabajo, y especialmente por todo lo que he me ha enseñado.

También quiero prestar atención a Álvaro Rubio Ordóñez, por su ayuda desinteresada con la petrología, de la que también he aprendido mucho. Asimismo, deseo agradecer a Josep Poblet y Pilar Clariana por su ayuda y discusión que han contribuido al enriquecimiento de este trabajo.

A mis padres, José María y Nieves, muchas gracias por los sabios consejos, y por vuestro ánimo continuo, dispuestos a ayudarme en todo lo necesario.

No puedo olvidar a los hermanos Alex y Javi Mazaira, y a Rosa M^a Rodríguez Galán, quienes me acompañaron por la montaña pirenaica. Por ellos siento una gratitud muy especial porque sin su ayuda y entusiasmo no habría sido posible realizar este trabajo.

Gracias también a aquellos compañeros, amigos y familiares, de aquí y de allí, que alguna vez se interesaron por la evolución de este proyecto.

ÍNDICE

Resumen	1
Abstract	3
1. Introducción	5
1.1. Situación geográfica	6
1.2. Situación geológica	7
1.3. Antecedentes	11
1.4. Objetivos y metodología	12
2. Estratigrafía	15
2.1. Serie de Jujols	16
2.2. Formación Rabassa	19
2.3. Formación Cavá	19
2.4. Formación Estana	20
2.5. Formación Ansobell	20
2.6. Sucesión Silúrica	21
2.7. Formación Rueda	22
3. Estructura y metamorfismo	23
3.1. Estructuras pre-Variscas	24
3.2. Estructuras Variscas D1	25
3.3. Estructuras Variscas D2	27
3.4. Falla de Eriste-Valarties	27
3.5. Metamorfismo	29
3.6. Otras fallas y estructuras Alpinas	33
4. Interpretación de las estructuras y Discusión	34
5. Conclusiones	40
Referencias	42

Resumen

El propósito de este trabajo es estudiar la estructura de la terminación suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas, situado en la parte central de la Zona Axial Pirenaica, para intentar establecer una secuencia temporal de la deformación que permita comprender su significado genético y su relación con el metamorfismo. Para lograr este objetivo se ha elaborado un mapa y un corte geológicos y se ha llevado a cabo un estudio de las microestructuras de diferentes sectores del área estudiada.

La sucesión estratigráfica es predominantemente siliciclástica, formada por cuarcitas y pizarras, en la que se intercalan algunas capas de calizas. La potencia total de la sucesión se estima en más de 2600 metros, de los cuales, 1500 metros corresponden a las alternancias cuarzo-pelíticas de la Serie Cambro-Ordovícica de Jujols. Por encima de esta Serie está la sucesión del Ordovícico Superior, caracterizada por presentar una base conglomerática discordante sobre las series infrayacentes, y porque se hace más pizarrosa hacia el techo. Por encima de la sucesión del Ordovícico Superior afloran las pizarras ampelíticas del Silúrico y las calizas de la Formación Rueda de edad Devónica.

A partir del mapa y el corte geológicos, del estudio microscópico y atendiendo a criterios de superposición de estructuras, se observan los siguientes episodios de deformación:

- *Estructuras pre-Variscas*: Afectan exclusivamente a la Serie de Jujols, consistentes en un clivaje que sólo se observa en lámina delgada (S_e). No se han encontrado pliegues asociados a esta foliación.
- *Estructuras Variscas D1*, son las estructuras principales y presentan un buen desarrollo al Norte de la Falla Eriste-Valarties (FEV). Corresponden a pliegues, con dirección entre E-O y NO-SE, de escala kilométrica, inclinados y vergentes al Norte. Los pliegues llevan asociada la foliación principal S_1 , que consiste en un clivaje o esquistosidad subparalelo al plano axial.
- *Estructuras Variscas D2* sólo se observan al Sur de la FEV. Se trata de un clivaje de creanulación subvertical (S_2) asociado a pliegues derechos y apretados, de dirección E-O. En la parte meridional del Macizo de Lys-Caillaouas, son las estructuras principales.

Entre los dos episodios principales Variscos descritos en este trabajo, se produce un ascenso de la temperatura que da lugar al crecimiento de porfiroblastos de clorita, biotita, cordierita, estauroлита y andalucita sobre la S_1 , indicando un metamorfismo de grado medio. La mayoría de los porfiroblastos llevan asociadas sombras de presión y, al igual que los cantos del conglomerado de la Formación Rabassa, algunos presentan una ligera rotación, interpretada como una deformación por cizalla post-D1 que se puede relacionar con la intrusión del Granito de Lys-Caillaouas, situado al Este de la zona. Este aspecto puede ser confirmado en algunos sectores donde la foliación S_1 se encuentra plegada dentro de zonas de cizalla que han sido relacionadas con la rotación de los porfiroblastos.

Al Sur de la zona estudiada, la FEV, de dirección E-O, subvertical o ligeramente inclinada al Norte, separa dos dominios: uno septentrional donde las estructuras principales son las D1, y otro meridional donde, las estructuras mejor desarrolladas son las de segunda generación. En el primer dominio, se observa que el clivaje S_1 se encuentra prácticamente indeformado por estructuras posteriores. Sin embargo, en el bloque meridional de la falla, se reconoce la S_1 intensamente deformada por estructuras D2. Ambos dominios están separados por la FEV, por lo que se puede interpretar que es responsable de esta distribución espacial de las estructuras Variscas. Así, pensamos que esta falla corresponde a un cabalgamiento D2, en cuyo bloque superior se encuentra el Macizo de Lys-Caillaouas, con su nivel de despegue situado dentro o debajo de las capas de la Serie de Jujols.

Abstract

The objective of this work is to study the structures of the south-western part of the Lys-Caillaouas Massif, located in the Axial Zone of the Central Pyrenees, trying to establish a temporal sequence of the deformation. This objective will make possible to understand the genetic meaning of the structures, and its relationship with the metamorphism. To achieve this purpose, a geological map and a cross-section were constructed and we made a study of the microstructures in this area.

The stratigraphic succession is mainly clastic, formed by quartzites and slates, with some limestones interbedded in the sequence. The total thickness of the succession is more than 2600 meters, whose 1500 meters correspond to alternating quartzite and slates or schistes of Jujols Series, of Cambrian to Middle Ordovician age. Over this Series, the Upper Ordovician succession crop out, characterized by a conglomeratic base unconformable over lower series and changing to shales toward the top. On this sequence, Silurian ampelitic shales and slates and Devonian limestones and shales of the Rueda Formation crop out.

Observing the geological map and the cross-section, and attending to the microscopic study and the superposition of structures criteria, the following deformation episodes have been recognized:

- *Pre-Variscan structures*: These structures consist of a cleavage (S_e) which has been observed in thin section, only present in the pre-Upper Ordovician rocks of the Jujols Series. No associated folds have been found in the study area.
- *Variscan structures D1*, are the main structures and are well development in the North of Eriste-Valarties Fault (EVF), corresponding to inclined, North-verging folds with E-W to NW-SE axial trend and kilometric-scale. The main foliation (S_1) is associated with these folds, consisting in a cleavage or schistosity subparallel to axial planes.
- *Variscan structures D2* have been only observed in the South of EVF, consisting in a subvertical creanulation cleavage (S_2) associated with upright, tight and E-W trending folds. In the southern area of the Lys-Caillaouas Massif, they are the main structures.

Between two main Variscan deformation phases described in this work, a rise of temperature originates a growth of clorite, biotite, garnet, staurolite and andalucite porphydoblasts on S_1 foliation, produced by medium grade metamorphism. Many porphydoblasts have strain-shadows and a slight rotation in pebbles of Rabassa conglomerate and some porphydoblasts was observed, suggesting a post-D1 weak shear deformation related to the Lys-Caillaouas Granite intrusion, situated in the East of the studied area. This shear deformation is confirmed in some places where foliation S_1 is folded in the discrete shear zones.

In the South of the studied area, EVF has E-W direction, from vertical to steep dip to the North and separates two domains: In the northern one, the main structures are D1 and, in the South, the main structures are D2. In the first one, the Silurian slates

exhibit a well developed the S_1 cleavage, and it is not deformed by subsequent structures. However, in the southern domain, S_1 is intensely folded by D2 structures. Both domains are separated by the EVF, responsible for this spatial distribution of Variscan structures. This fault corresponds to a D2 thrust, whose hanging-wall is situated in Lys-Caillaouas Massif with its décollement level within or below Jujols Series.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Situación geográfica

La zona estudiada se localiza en los Pirineos Centrales, al NE de la provincia de Huesca. Pertenece a la comarca del Alto Sobrarbe, y está situada dentro al Parque Natural de Posets-Maladeta, entre los valles de Bielsa y Benasque (Fig. 1.1). El trabajo se ha centrado principalmente en la cabecera del Valle de Chistau, de dirección aproximada N-S, surcado por el río Cinqueta de la Pez (Fig. 1.2), que desemboca en el río Cinca, afluente del Ebro. Este valle tiene morfología glaciar con relieves abruptos, con altas y afiladas crestas, que se comunican con el valle a través de laderas escarpadas de importantes desniveles. Los picos más altos que se encuentran en la zona son el Pico de la Pez o Pico del Puerto (3019 m), Pico Abeillé (3029 m), Gran Bachimala (3177 m) y Pico Lustou (3023 m). La zona de estudio limita al Norte con Francia por del Puerto de la Pez y al Este con el Puerto de Añes Cruces. Por el Este discurre el río Cinqueta de Añes Cruces y, hacia el Sur, se encuentran las bordas de Viadós y la ermita de la Virgen Blanca. Al Oeste se halla el Puerto de la Madera.

Las poblaciones más cercanas están muy alejadas de la zona estudiada; así, al Sur, se encuentran San Juan de Plan y Gistaín, mientras que al SE están Benasque y Sahún. Al Norte, en la vertiente francesa se encuentran Bagnères de Luchon y St. Lary (Fig. 1.1).

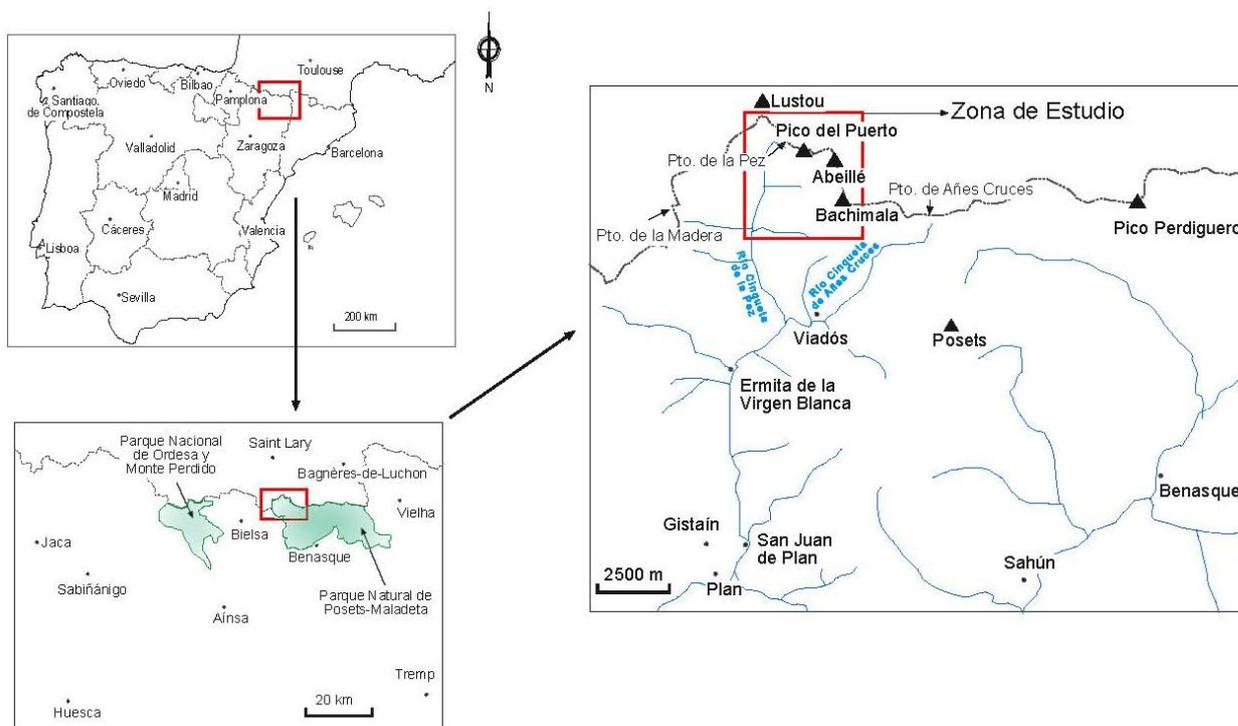


Figura 1.1: Situación geográfica de la zona de estudio.



Figura 1.2: Parte alta del Valle de Chistau surcado por el río Cinqueta de la Pez.

1.2 Situación geológica

Los Pirineos son una cadena montañosa localizada entre las cuencas terciarias de Aquitania, en Francia, y del Ebro, en España. Se originó durante la orogenia Alpina, como resultado de la colisión entre el borde Sur de la placa Euroasiática y la microplaca Ibérica, entre el Cretácico Superior y el Mioceno. En dicha orogenia, el zócalo Varisco de edad Paleozoica, fue exhumado y de nuevo deformado. La evolución de esta cordillera es el resultado de los cambios sedimentarios y tectónicos ocurridos desde el Paleozoico hasta la actualidad.

La cordillera Pirenaica se divide en tres zonas, Zona Norpirenaica, Zona Axial y Zona Surpirenaica (Choukroune *et al.*, 1990) (Fig. 1.3):

- La **Zona Norpirenaica** está constituida principalmente por rocas paleozoicas y mesozoico-terciarias deformadas conjuntamente durante la Orogenia Alpina, por cabalgamientos dirigidos al Norte. El límite septentrional de esta zona corresponde al Cabalgamiento Frontal Norpirenaico. Por el Sur, el límite meridional de la Zona Norpirenaica con la Zona Axial, viene marcado por la Falla Norpirenaica.
- La **Zona Axial** es un extenso afloramiento de basamento Varisco situado inmediatamente al Sur de la Falla Norpirenaica, en el que se encuentran algunas de las cumbres más altas de los Pirineos. Constituye una elevación de este basamento mediante cabalgamientos Alpinos dirigidos hacia el Sur que conforman un apilamiento antiformal (Williams, 1985; Muñoz, 1992; Deramond *et al.*, 1985).

- La **Zona Surpirenaica** se sitúa al Sur de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial. En ella afloran materiales de cobertera mesozoica y terciaria deformados por estructuras de vergencia Sur. Su límite meridional corresponde con el Frente del Cabalgamiento Surpirenaico, representado por las Sierras Exteriores aragonesas y Marginales catalanas.

A partir del perfil sísmico ECORS-Pirineos (Choukroune *et al.*, 1989), que atraviesa la cordillera de Norte a Sur a la altura del valle de Noguera-Pallaresa, al Este de la zona estudiada (Fig. 1.3), se elaboró un corte geológico, dos de cuyas interpretaciones se muestran en la figura 1.4. En este corte se observa que las estructuras de la corteza superior pirenaica presentan una vergencia doble: su mitad septentrional, en la vertiente francesa, está dominada por cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el Norte y, en la parte meridional, hacia el Sur. En su conjunto, los cabalgamientos definen un patrón en abanico, produciendo el engrosamiento y elevación del basamento paleozoico en la Zona Axial, donde los cabalgamientos convergen en profundidad. El acortamiento total del orógeno se estima entre 100 km según Roure *et al.* (1989) (Fig. 1.4-a), y 150-165 km según Muñoz (1992) (Fig. 1.4-b).

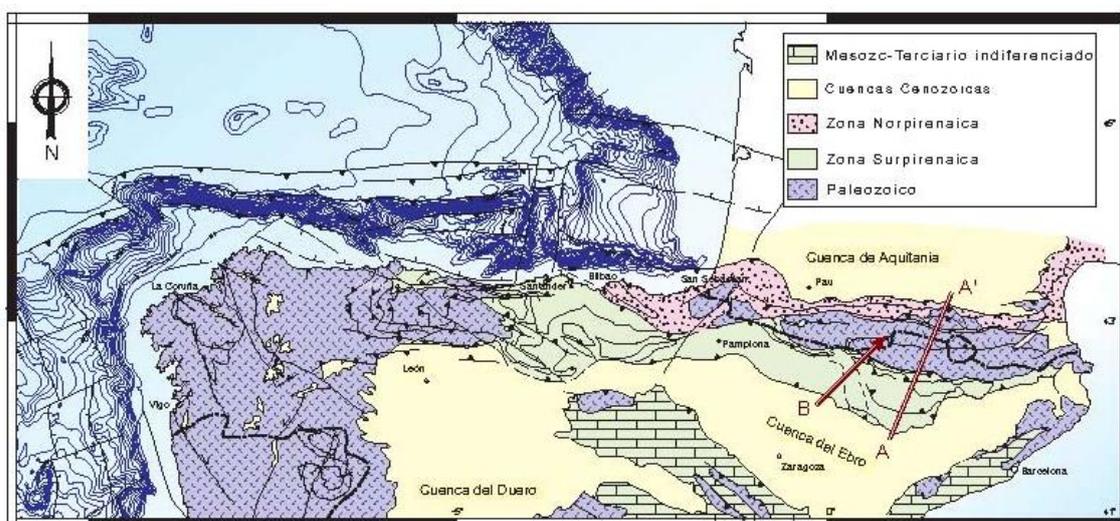


Figura 1.3: Mapa tomado de Gallastegui (2000) donde se observa la división en zonas de los Pirineos. A-A': Localización del perfil sísmico ECORS. B: Localización de la zona estudiada.

El área estudiada se encuentra situada en la Zona Axial pirenaica, donde afloran rocas de edad entre Proterozoico Superior y Carbonífero, depositadas en una cuenca marina del margen septentrional de Gondwana. También están presentes ortogneises de edad Ordovícica y granitoides Variscos. A grandes rasgos, los materiales se estructuran en extensos domos alargados en dirección E-O, en cuyo núcleo afloran gneises, rocas metasedimentarias del Proterozoico Superior a Ordovícico Inferior y plutones Variscos. Localmente, fuera de los domos, pueden encontrarse rocas mesozoicas y terciarias.

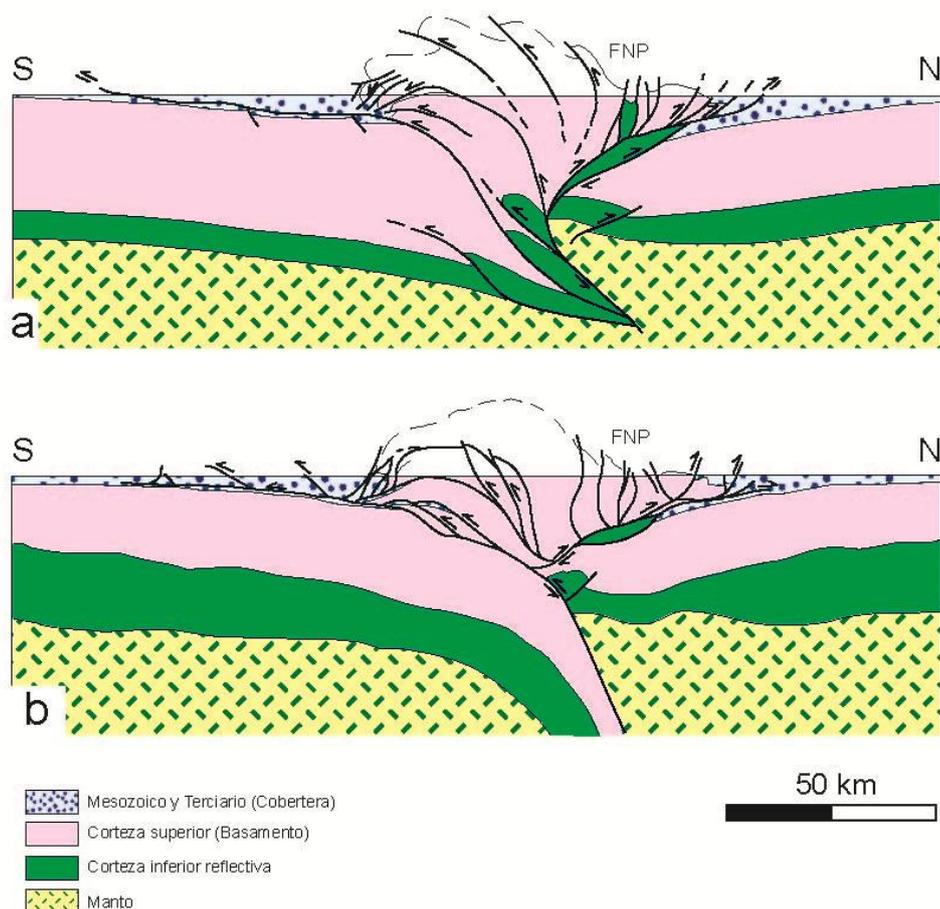


Figura 1.4: Cortes geológicos realizados a partir del perfil sísmico ECORS a través de los Pirineos, en el que se observa el patrón de doble vergencia de las estructuras Alpinas y la elevación del basamento paleozoico. Situación en la figura 1.3. a) Corte geológico según Roure *et al.* (1989). b) Corte geológico según Losantos *et al.* (1988), modificado por Muñoz (1992).

Las rocas paleozoicas están deformadas por la orogenia Varisca y afectadas posteriormente por cabalgamientos Alpinos que levantan el basamento y rotan las estructuras Variscas, sin que sea importante la deformación interna que producen. El núcleo de los domos gneísicos está afectado por metamorfismo regional de baja presión y alta temperatura, que se sobreimpone a un metamorfismo previo donde se alcanzaron presiones algo más elevadas. Estos domos se encuentran separados por estrechos sinclinatorios ocupados por rocas silúricas, devónicas y carboníferas de bajo o nulo metamorfismo (Zwart, 1979). Los materiales más antiguos y de mayor grado metamórfico afloran de forma preferente en la parte oriental de la Zona Axial y en la Zona Norpirenaica, mientras que los afloramientos del Silúrico, Devónico y Carbonífero, con escaso o nulo metamorfismo, predominan en la parte occidental de la Zona Axial y en los Macizos Vascos (Fig. 1.5).

El estudio de la estratigrafía y el grado de metamorfismo, ha permitido correlacionar el orógeno Varisco de los Pirineos con Cerdeña, Montagne Noire y Alpes Cárnicos. García-Sanseguendo, *et al.* (2011) correlacionaron los sectores meridionales y

occidentales de la Zona Axial Pirenaica con la Zona Cantábrica, mientras que los sectores septentrionales y orientales de la Zona Axial y los Macizos Norpirenaicos fueron correlacionados con la Zona Astur-Occidental Leonesa y el Dominio del Olló de Sapo, perteneciente a la Zona Centro-Ibérica. De esta forma, se han interpretado los materiales Variscos de los Pirineos como un fragmento del borde meridional de la rama europea del arco orogénico Varisco.

La Zona Axial ha sido dividida en dos dominios estructurales por Zwart (1963): la *Infraestructura*, constituida por rocas que presentan de medio a alto grado de metamorfismo y buen desarrollo de estructuras subhorizontales de dirección E-O; y la *Supraestructura*, caracterizada por un bajo grado de metamorfismo de las rocas y el desarrollo de pliegues, y foliación tectónica asociada, de dirección E-O que varían de subverticales a vergentes al Sur. La interpretación de estos dominios y de su desarrollo ha sido objeto de discusión entre numerosos autores que estudian la Zona Axial (Matte, 1969; Soula, 1982; Van den Eeckhout y Zwart, 1988, etc.)

El presente trabajo se ha realizado en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas, constituido por metasedimentos de edad Cambro-Ordovícica (Fig. 1.5). Estas rocas fueron deformadas en la orogenia Varisca y están afectadas por metamorfismo de alta temperatura originado por el emplazamiento de granitoides Variscos, situados al Este de la zona estudiada. También se han encontrado evidencias de deformación pre-Varisca y cabalgamientos Alpinos como el de Gavarnie, situado al Norte de la zona de estudio, que han podido reactivar a las estructuras Variscas.

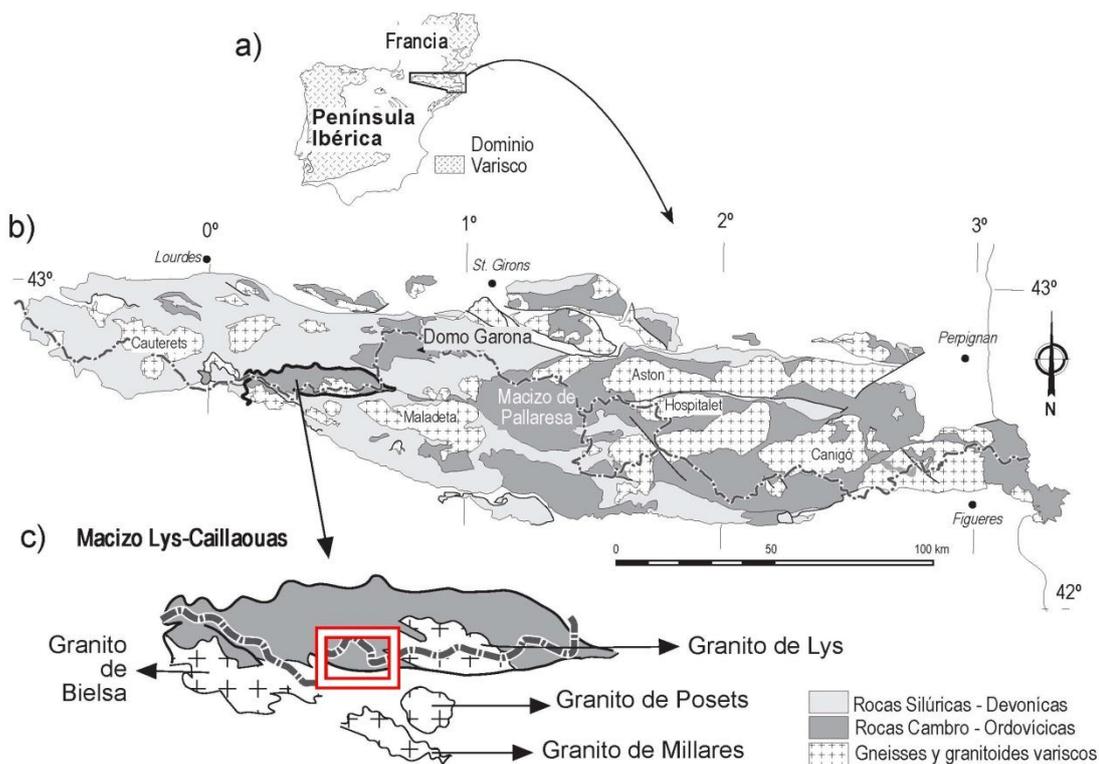


Figura 1.5: a) Situación geológica de la zona de estudio dentro de la península Ibérica; b) Localización en la Zona Axial Pirenaica, en la cual se observan los macizos que la constituyen; c) Situación en el Macizo de Lys-Caillaouas.

1.3. Antecedentes

El conocimiento geológico de los Pirineos comenzó con los geólogos franceses en el siglo XIX. La primera referencia sobre la geología del Macizo de Lys-Caillaouas es de Leymerie (1862), que publicó varios cortes geológicos de los Pirineos, entre los que está el de Bagnères de Luchon, al Norte de la zona estudiada en el presente trabajo. Posteriormente, Bertrand (1910) realizó la hoja geológica de Bagnères de Luchon a escala 1:80.000 y Dalloni (1910) publicó un estudio de los Pirineos de Aragón. En estos primeros trabajos se reconocieron a grandes rasgos los materiales que afloran, y se recogieron numerosos datos relativos a la edad de los materiales a partir de estudios paleontológicos. Asimismo, en los cortes geológicos se reconocieron las estructuras más significativas.

La segunda serie del mapa geológico a escala 1:80.000 de Bagnères de Luchon fue realizada por Raguin (1961), donde se establece una estratigrafía más completa que en trabajos anteriores. En esta misma época Clin (1964) y Clin *et al.* (1963), aportaron estudios geológicos con mapas detallados, cartografiando las principales unidades estratigráficas. A partir de 1960, los geólogos de la Escuela holandesa de Leiden, tales como Zwart (1958, 1960, 1962, 1963, 1979), Kleinsmiede (1960), Wennekens (1968), Mey (1967 y 1968), De Sitter y Zwart (1962) y Boschma (1963) publicaron varios mapas geológicos a escala 1:50.000 de los Pirineos Centrales, entre los que se incluye el Macizo de Lys-Caillaouas que fue estudiado por Wennekens (1968). Cada uno de estos mapas contiene un estudio de la estratigrafía y estructura de la zona cartografiada, lo que dio lugar a una notable mejora del conocimiento de la estratigrafía y la estructura. Por otra parte, Donnot y Guérangué (1969) realizaron un estudio entre el Hospice de France y el Puerto de Benasque en el que propusieron una columna estratigráfica del Cambro-Ordovícico. Zwart (1979) publicó una síntesis sobre la geología de los Pirineos centrales, donde recopiló los mapas realizados por los geólogos de la Escuela de Leiden.

Más recientemente, Ríos *et al.* (1978) realizaron el mapa geológico a escala 1:50.000, perteneciente a la segunda serie MAGNA del Instituto Geológico y Minero de España, en el que se recopilaron numerosos datos de trabajos anteriores. André (1985) hizo un estudio geológico en el Valle de Lys que incluye una sucesión litoestratigráfica detallada. Por último, Clin *et al.* (1986) realizaron la hoja de Bagnères de Luchon a escala 1:50.000 que aportó una mejora del conocimiento y la estructura de la zona.

A partir de los años 80, los trabajos se centraron en la evolución tectono-metamórfica, basados en el estudio de microestructuras. El sector occidental del Macizo de Lys-Caillaouas fue estudiado por De Bresser *et al.* (1986) que incluyen mapas y cortes geológicos, en los que aportaron nuevos datos sobre las relaciones entre la estructura y el metamorfismo. Posteriormente, Kriegsman *et al.* (1989), realizaron un amplio estudio estructural en el sector oriental del Macizo, que además contenía una cartografía con las diferentes formaciones de edad Cambro-Ordovícica. Además Den Brok (1989) analizó las evidencias de deformación pre-Varisca, donde incluía un mapa y cortes geológicos localizados al Norte de la zona de estudio que abarca este trabajo.

Por último, Aerden (1994 y 1995) amplió el estudio microestructural describiendo las distintas fases de deformación.

Recientemente se han realizado estudios de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en diversos granitos de la Zona Axial Pirenaica, entre los que se encuentra el Granito de la Maladeta (Gleizes *et al.* 1997a, y Evans *et al.* 1998). La relación temporal entre estos granitos y las estructuras Variscas ha sido objeto de discusión (García-Sansegundo y Poblet, 1997; Laumonier, 1997; Gleizes *et al.* 1997b, 1998; Evans *et al.*, 1999). Casas *et al.* (2003) elaboraron un trabajo sobre la deformación terciaria del Granito de Bielsa, localizado al Oeste de la zona que trata el presente trabajo. Por último, Hilario (2004), estudió la estructura del Plutón de Lys a partir de estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética y donde, además, se incluyeron estudios microestructurales.

1.4. Objetivos y metodología

A partir del estado actual del conocimiento geológico en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas, los principales objetivos que se pretenden alcanzar son: un mejor conocimiento de la sucesión estratigráfica de la zona y un estudio de la estructura, microestructura y metamorfismo que permitan elaborar una secuencia de deformación. Para alcanzar estos objetivos se realizó un mapa geológico a escala 1:20.000, adecuado para realizar la cartografía de las diferentes unidades del Ordovícico Superior (Fig. 1.6), con el que se ha podido elaborar un corte geológico que muestra las principales estructuras de la zona (Fig. 1.7). A partir del estudio de las relaciones entre la estratificación y las principales foliaciones tectónicas, se han podido caracterizar las estructuras a escala cartográfica. Asimismo, con base en el análisis microscópico de muestras tomadas a lo largo de la zona, se ha estudiado el metamorfismo y su relación con la deformación. Con la cartografía de las isogradas del metamorfismo se intenta realizar una aproximación de la ubicación y distribución en profundidad de los cuerpos graníticos responsables del mismo. Este estudio microscópico, ha aportado igualmente un mejor conocimiento de la evolución tectono-metamórfica de la zona.

Con este trabajo se pueden diferenciar las estructuras asociadas a los tres episodios de deformación reconocibles en la zona: estructuras pre-Variscas, Variscas D1 y Variscas D2. La distribución de estas estructuras y su relación permite proponer una secuencia de deformación para este sector de la Zona Axial Pirenaica y su relación con el metamorfismo y el magmatismo. Con esta secuencia de la deformación se ha elaborado un modelo de la estructura del Paleozoico de la Zona Axial Pirenaica que puede ser comparado y discutido con los propuestos por otros autores.

MAPA GEOLÓGICO DEL SECTOR SUROCCIDENTAL DEL MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS

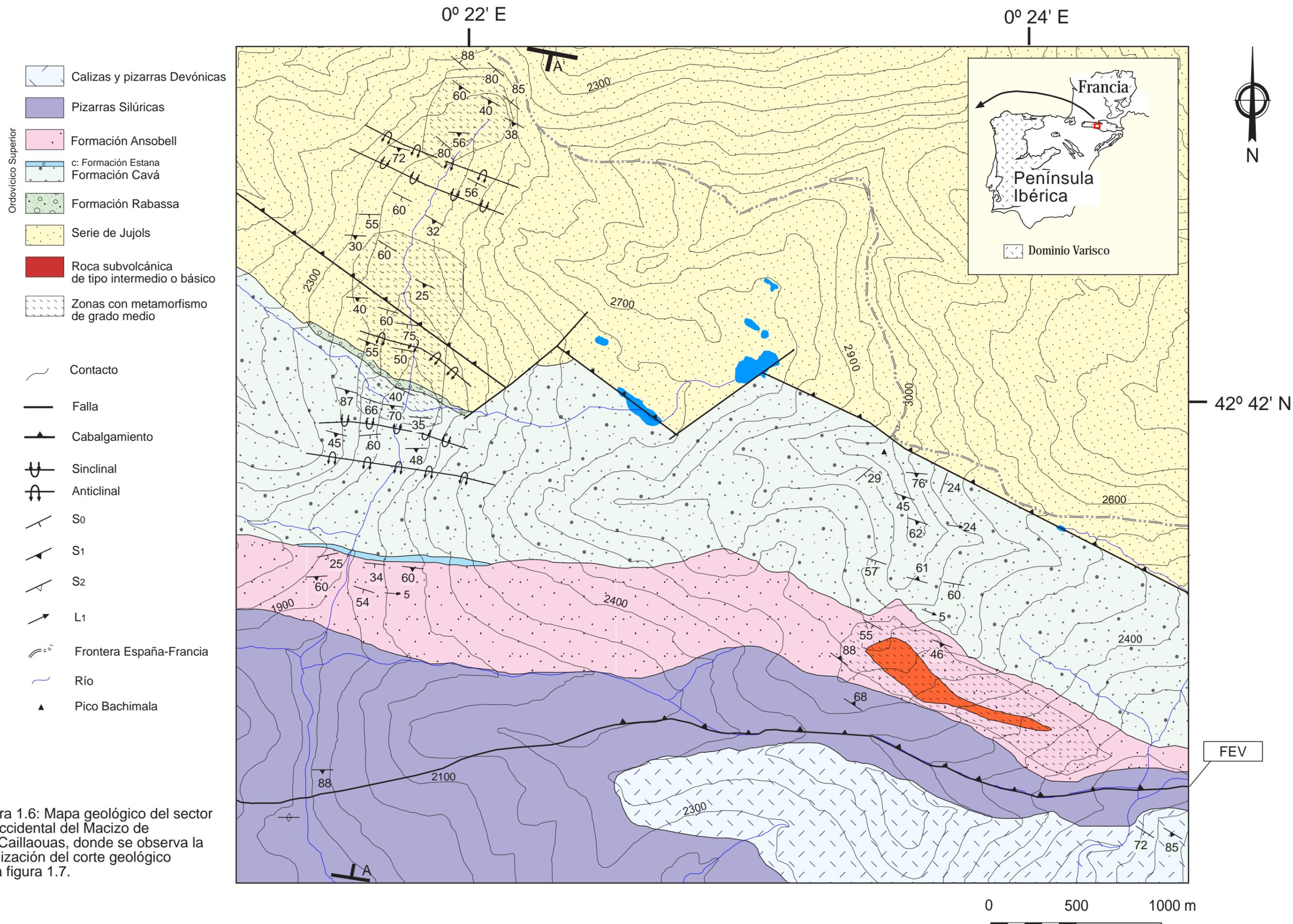


Figura 1.6: Mapa geológico del sector suroccidental del Macizo de Lys-Cailaouas, donde se observa la localización del corte geológico de la figura 1.7.

CORTE GEOLÓGICO A-A' DEL SECTOR SUROCCIDENTAL DEL MACIZO DE LYS-CAILLAOUAS

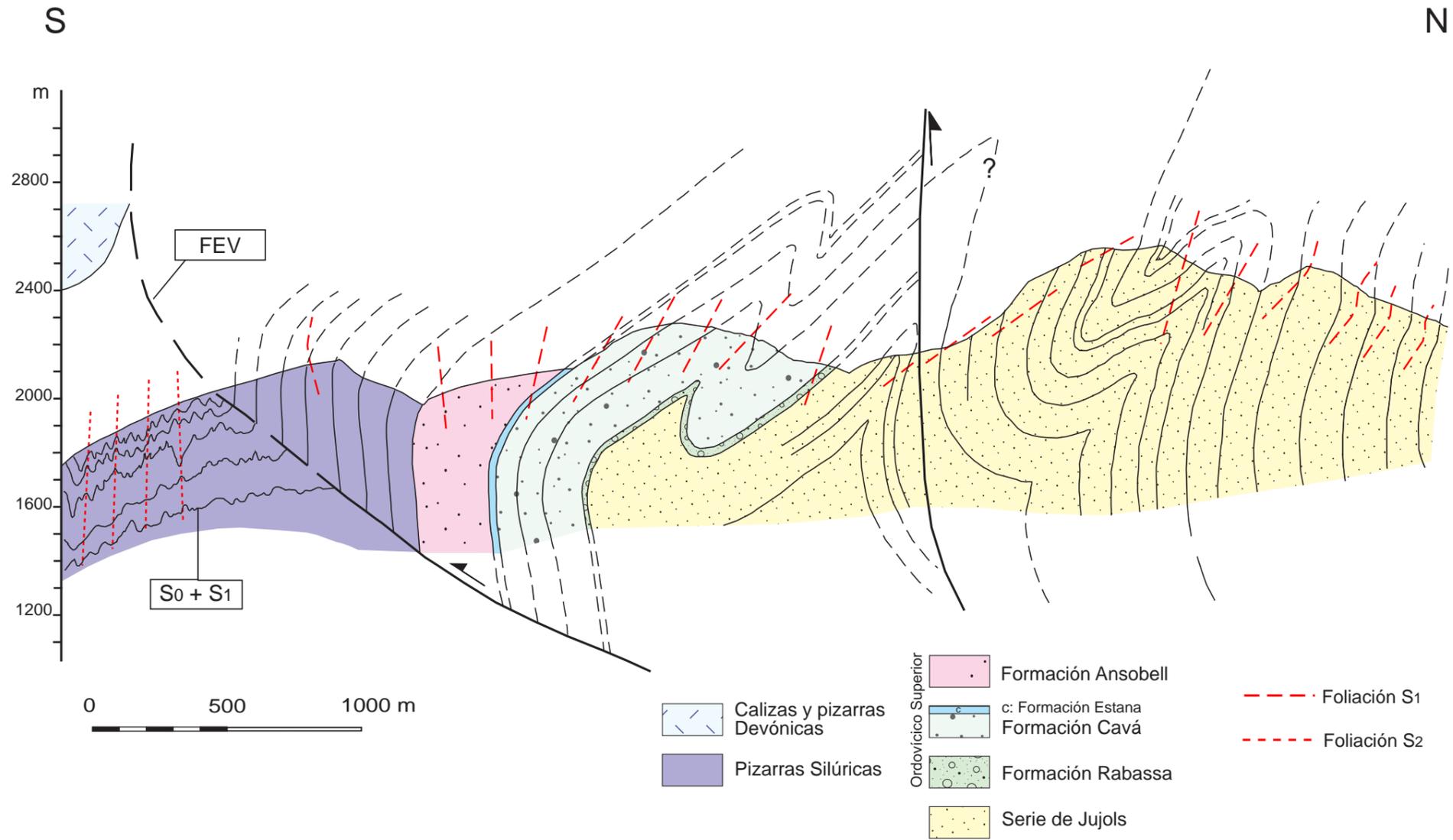


Figura 1.7: Corte geológico del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas. Situación en la figura 1.6.

2. ESTRATIGRAFÍA

La zona en la que se ha realizado el presente estudio, se encuentra ocupada por rocas metasedimentarias de edad comprendida entre Cambro-Ordovícico y Devónico. Como se observa en el mapa geológico (Fig.1.6), las rocas más antiguas se encuentran hacia el Norte, mientras que en el Sur afloran los materiales más modernos de edad Devónica.

Los trabajos más recientes realizados en esta zona corresponden a De Bresser *et al.* (1986), Kriegsman *et al.* (1989) y Aerden (1995), donde se incluyen mapas geológicos detallados, nuevas aportaciones estratigráficas y numerosos datos estructurales.

En la zona estudiada la sucesión estratigráfica es predominantemente siliciclástica, formada por cuarcitas y pizarras, en la que se intercalan algunas capas de calizas. En la figura 2.1 se representa una columna estratigráfica de la zona con espesores calculados a partir del corte geológico (Fig. 1.7). La potencia total de la sucesión se estima en más de 2600 metros, de los cuales, 1500 metros corresponden a las alternancias cuarzo-pelíticas de la Serie Cambro-Ordovícica de Jujols. Por encima de esta Serie se encuentra la sucesión del Ordovícico Superior, caracterizada por presentar una base conglomerática discordante sobre las series infrayacentes, y porque se hace más pizarrosa hacia el techo. Todo el Ordovícico Superior tiene un espesor superior a 550 metros, más potente que en otras zonas próximas, como el Domo del Garona, donde no supera los 100 metros (García-Sansegundo, 1996). Por encima de la sucesión Ordovícico Superior afloran las pizarras ampelíticas del Silúrico y las calizas de la Formación Rueda de edad Devónica. De más antigua a más moderna, se distinguen las siguientes formaciones:

2.1. Serie de Jujols

Fue descrita por Cavet (1957) en Conflent (región de Languedoc-Rosellón, Francia) como una sucesión de más de 2000 metros, constituida por alternancias cuarzo-filíticas a esquistosas bastante monótonas, con ocasionales nódulos carbonatados hacia su base. En trabajos realizados en el Macizo de Lys-Cailaouas, como son los de Clin (1964) y Trouiller (1976), se comparó esta sucesión con la Serie de Canaveilles, también definida por Cavet (1957), y que posteriormente Lamonier *et al.* (2004) dató con unos niveles volcánicos intercalados, obteniendo una edad de 580 Ma (Vendiense).

La Serie de Jujols aflora en la parte Norte del área estudiada, donde corresponde a alternancias centimétricas y decimétricas de cuarcitas y pizarras o filitas (Fig. 2.2). Los estratos de cuarcitas pueden tener una potencia entre centimétrica y hasta de 5 metros de espesor. Las pizarras o filitas se presentan en capas de 2 a 50 cm de espesor. Cuando el grado metamórfico alcanza la facies anfibolita, los términos lutíticos se presentan como esquistos o metareniscas de grano fino. La potencia de toda la unidad es, al menos, de 1500 metros.

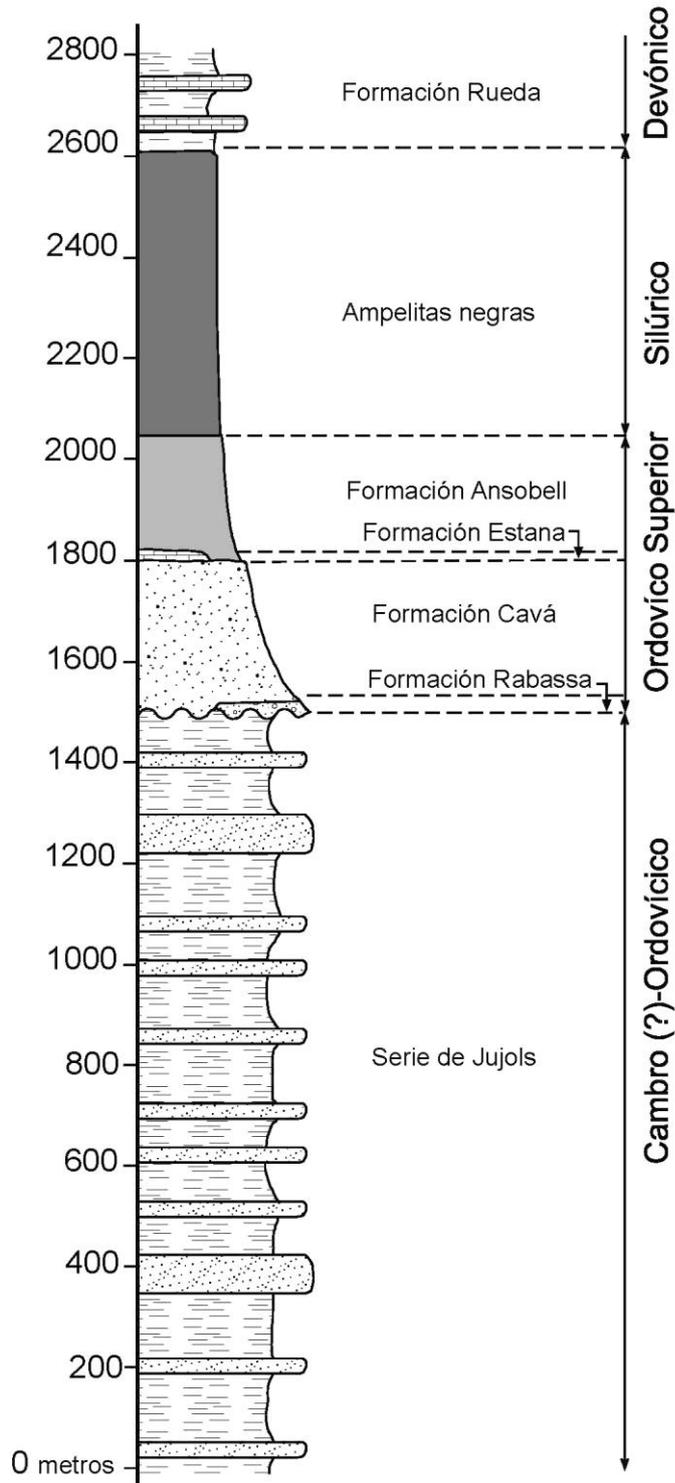


Figura 2.1: Columna estratigráfica del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas.

La Serie de Jujols tiene una posible edad Cámbrico-Ordovícico Medio, atribuyéndose a pre-Caradoc (Laumonier, 1988), no pudiéndose precisar más por no haberse encontrado registro fósil en esta Serie.



Figura 2.2: Aspecto de dos afloramientos de la Serie de Jujols donde se observan alternancias centimétricas de cuarcitas y pizarras.

2.2. Conglomerados de la Formación Rabassa

Fueron descritos por Hartevelt (1970) en la parte central de la Zona Axial, como un conglomerado compuesto de cantos cuarcíticos, en una matriz pelítica, con un espesor variable, no superior a 100 metros.

En zonas próximas al sector estudiado, como son el Domo del Garona, los primeros autores que caracterizaron un conglomerado en la base del Ordovícico Superior fueron García-Sansegundo y Alonso (1989) que denominaron conglomerado de Mall de Bulard. En el Macizo de Lys-Caillaouas, Clin (1964) y Kriegsman (1989) encontraron el conglomerado en el sector del Puerto de Benasque, más al Este de la zona estudiada, aunque no lo consideraron Ordovícico Superior.

En el presente trabajo, la Formación Rabassa se observa en la parte alta del Valle de Chistau, y aflora en una banda discontinua y discordante sobre la Serie de Jujols. Se utiliza como nivel guía y su espesor es inferior a 15 metros. La Formación Rabassa está constituida por conglomerados y microconglomerados, con cantos de 1 a 4 cm, de composición cuarcítica, y con una matriz sericítica de areniscas de grano grueso (Fig. 3.8-b). Hacia el techo, los conglomerados desaparecen y la formación se hace más arenosa, pasando gradualmente a la Formación Cavá. En otras zonas de Los Pirineos se han observado bordes de corrosión en los granos de cuarzo y presencia de formas hexagonales sugiriendo un posible origen volcánico (Raguin, 1946).

La discordancia de la base de la sucesión del Ordovícico Superior fue observada por García-Sansegundo *et al.* (2004) en el Domo del Garona, por Santanach (1972), y por Casas (2010) en La Cerdanya, perteneciente a los Pirineos Orientales. Es interpretada como el resultado de un evento extensional, anterior al Ordovícico Superior (García-Sansegundo *et al.*, 2004). En la zona estudiada no se ha observado esta discordancia.

El conglomerado de Rabassa fue atribuido al Caradoc por Hartevelt (1970) y pudo depositarse en un ambiente de plataforma energética (Zwart, 1979).

2.3. Formación Cavá

Fue descrita por Hartevelt (1970) como una unidad esencialmente detrítica compuesta por pizarras, pelitas, cuarcitas y grauvacas, cuyo espesor varía entre 0 y 850 metros. En áreas próximas, la matriz de los conglomerados de la Fm. Rabassa se va haciendo más calcárea hacia techo, hasta la caliza de la Formación Estana (García-Sansegundo, 1992).

Esta formación aflora Sur de la zona estudiada, sobre los conglomerados de la Formación Rabassa, o directamente sobre la Serie de Jujols. Son cuarcitas y areniscas con intercalaciones de niveles pizarrosos (Fig. 3.2-c). En la cresta meridional del Pico Bachimala, dentro de las areniscas y pizarras de la Formación Cavá, se reconocen capas calcáreas de escala entre centimétrica a decimétrica. El espesor en esta zona de esta formación es de 300 metros y su edad se estima que está entre el Caradoc Medio y

Superior a partir de braquiópodos depositados en un medio sedimentario de alta energía y posiblemente somero (Hartevelt, 1970).

2.4. Formación Estana

Hartevelt (1970) describió la Formación Estana como una capa de calizas de 0 a 200 metros de espesor dentro de la sucesión del Ordovícico Superior, con alto contenido en fósiles. Se trata de una formación carbonatada dentro de una sucesión siliciclástica, razón por la que Kleinsmiede (1960) la denominó “Caliza Sandwich” en el Domo del Garona, al NE de la zona estudiada. Clin (1964) cartografió esta caliza en diferentes sectores del Macizo de Lys-Caillaouas.

La Formación Estana aflora en la cabecera del Valle de Chistau, a techo de la Formación Cavá y está constituida por alternancias centimétricas o decimétricas de calizas grises ricas en sílice y pizarras. Las zonas más calcáreas suelen estar disueltas, quedando pequeñas oquedades que suelen corresponder a moldes de restos fósiles, dándole a la roca una apariencia característica. En esta zona, la Formación Estana no supera los 10 metros de potencia.

En otros sectores de la Zona Axial Pirenaica, por el contenido fósil, se le ha atribuido un origen marino, y una edad de Caradoc Superior (Hartevelt, 1970).

2.5. Formación Ansobell:

Esta Formación fue descrita por Hartevelt (1970) como lutitas negras y azoicas, con un espesor entre 20 y 300 metros. En el Domo del Garona tiene intercalaciones calcáreas brechoides cerca del techo, similares a la Formación Estana, que no superan el metro de potencia (García-Sansegundo, 1992). Se conocen también como “Serie Bleue” (Destombes y Raguin, 1953, 1958) o “Capas de Liat” (García-Sansegundo y Alonso, 1989).

Esta formación presenta buenos afloramientos en toda la zona estudiada, sobre las formaciones Estana o Cavá, y bajo las pizarras del Silúrico. Se presentan como pizarras grises, con intercalaciones centimétricas o decimétricas de areniscas de grano fino (Fig. 2.3). La potencia total es de 250 metros. La edad de estas pizarras, con base en contenido fósil, es Ashgill (Boersma, 1963). Esta formación se depositó en una zona marina con menor energía que las anteriores, caracterizada por una subida del nivel del mar de origen climático (glaciación) hasta el Ashgill final (Hirnantense) (Gil-Peña *et al.*, 2001).



Figura 2.3: Aspecto de un afloramiento de las pizarras de la Fm. Ansobell.

2.6. Sucesión Silúrica:

En el Macizo de Lys-Caillaouas, esta unidad ya fue reconocida desde el siglo XIX, por Leymerie (1862). Son pizarras negras (Fig. 3.4-b) que afloran en las zonas topográficamente más bajas. En la zona estudiada se observan en el valle del Río Cinqueta.

Corresponde a una unidad constituida por lutitas ampelíticas negras, con abundante pirita. Los análisis químicos realizados por Zwart (1979) mostraron un contenido en aluminio superior al 35% y escasa sílice, que varía entre 40 y 60%, y materia carbonosa que varía entre 0,3 y 6%. El espesor es difícil de estimar puesto que son frecuentes los despegues que pueden sustraer o repetir serie. En el anticlinorio de Sierra Negra (Sector de la Alta Ribagorça, situado al SE de la zona estudiada) donde no muestran un elevado grado de deformación, pudo estimarse un espesor para esta unidad de 200 metros (García-Sansegundo, 1992). En el corte geológico realizado en este trabajo la potencia de estas pizarras puede ascender hasta 600 metros.

Estas pizarras contienen fósiles, que sirvieron para datar la sucesión, así en Benasque se obtuvieron edades entre el Llandoveryense Medio y el Ludlowense Superior, en pizarras con graptolites y calizas con orthocerátidos (Degardin, 1977 y 1978). La sedimentación tuvo lugar en un ambiente marino tranquilo y euxínico (Zwart, 1979).

2.7. Sucesión Devónica (Formación Rueda):

Mey (1967) fue el primero en describir esta formación, en el sector de la Alta Ribagorça. Esta formación aflora en el límite Sur de la zona de estudio y aparece sobre las pizarras del Silúrico. Son alternancias decimétricas o métricas de calizas con chert y lutitas, con alguna intercalación arenosa (Fig. 2.4). Se han encontrado restos fósiles de corales y crinoideos. A partir del estudio de conodontos se ha datado como Lochkoviense Inferior (Valenzuela, 1989) - Praguense (Boersma, 1973; Arche, 1971). La sedimentación de la Formación Rueda se produjo en un medio marino hemipelágico poco profundo (Valenzuela-Ríos, 1994).



Figura 2.4: Aspecto de las calizas Formación Rueda donde se observan restos fósiles.

3. ESTRUCTURA Y METAMORFISMO

El estudio de la estructura del Macizo de Lys-Caillaouas se ha visto dificultado por la escasa información estratigráfica y por la complejidad estructural, ya que se superponen varios episodios de deformación, producidos bajo condiciones de metamorfismo de diferente grado. Clin (1964) fue el primer autor que estudió en detalle las estructuras de la zona y realizó varios cortes geológicos. Posteriormente, De Bresser *et al.* (1986), Kriegsman *et al.* (1989), Den Brok (1989) y Aerden (1995) publicaron varios trabajos en los que se aportaron nuevos datos sobre la estructura, y los episodios de deformación y su relación con el metamorfismo. Asimismo, estos autores elaboraron mapas y cortes geológicos detallados, además de diversos estudios microestructurales.

En la zona estudiada se diferencian varios episodios de deformación pre-Varisca y Varisca acompañados de metamorfismo, y a los que, posiblemente, se superpone la deformación Alpina. En el mapa y el corte geológico realizado en este trabajo, se observa que el sector septentrional está dominado por pliegues de escala kilométrica y vergencia Norte, a los que se asocia la foliación principal (S_1) de este sector (estructuras D1). Al Sur de la zona estudiada, la foliación S_1 se presenta intensamente creanulada por pliegues derechos de dirección E-O (estructuras D2). Estos dos dominios se encuentran separados por la Falla Eriste-Valarties (FEV), de dirección E-O, y que constituye el límite Sur del Macizo de Lys-Caillaouas. En trabajos anteriores, esta falla había sido denominada Falla Esera-Gistaín (Wennekers, 1968; Kriegsman, 1989; Hilario, 2004), o Falla de Puerto de la Picada-Valarties (García-Sanseguno, 1992, 1996). Puesto que se trata de la misma estructura, en este estudio se ha optado por denominarla Falla de Eriste-Valarties (FEV), haciendo referencia a las localidades de los extremos occidental y oriental de la misma. A partir del mapa y el corte geológicos de las figuras 1.6 y 1.7, del estudio microscópico y atendiendo a criterios de superposición de estructuras, en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas se observan los siguientes episodios de deformación:

3.1. Estructuras pre-Variscas

A escala de afloramiento, la Serie de Jujols, situada en la mitad septentrional de la zona estudiada, presenta una única foliación, que es la foliación principal Varisca S_1 (Fig. 3.1-a y b). Sin embargo, en lámina delgada se observa una foliación previa subparalela a la estratificación (Fig. 3.1-c y d). Esta foliación (S_e) se presenta como un clivaje pizarroso que se desarrolla bien en los niveles pelíticos y se considera pre-Varisca ya que no afecta a las rocas del Ordovícico Superior y Silúrico.

Aunque no se han encontrado pliegues asociados a esta foliación, García-Sanseguno y Alonso (1989) en el Domo del Garona, estudiando la relación entre esta foliación y la estratificación, dedujeron que estaba ligada a estructuras vergentes al Sur.

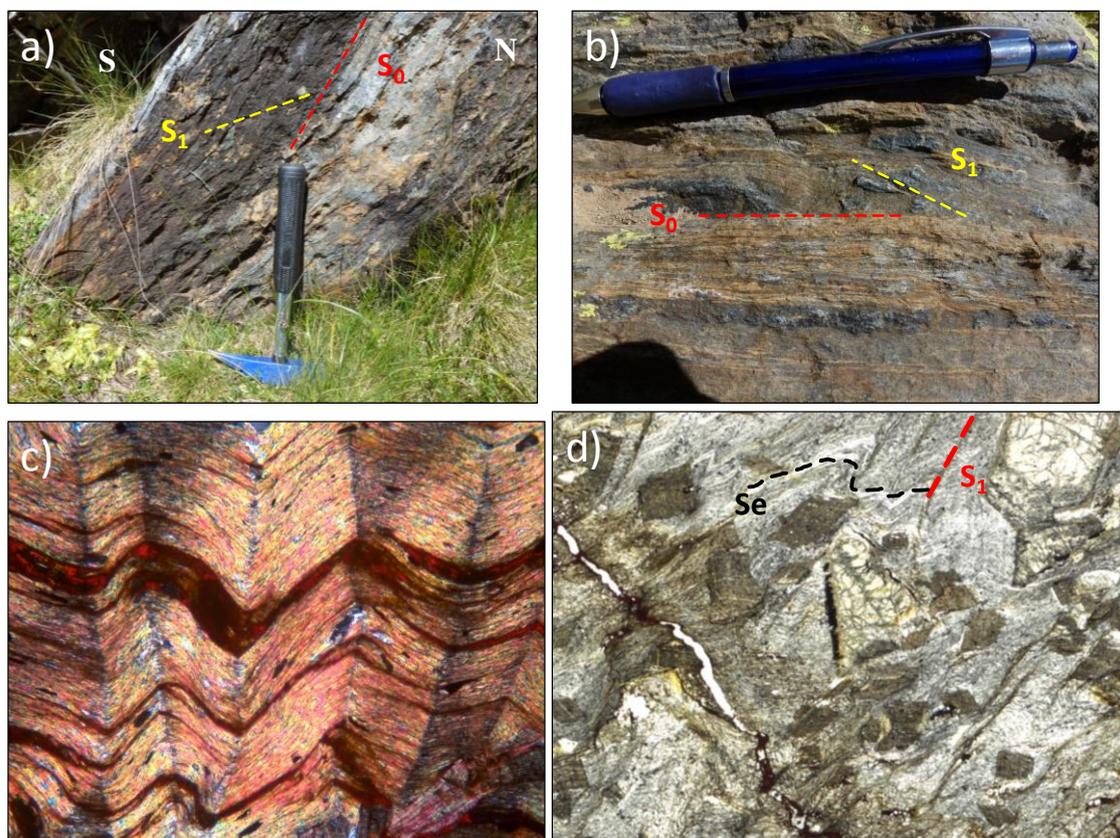


Figura 3.1: a y b) Aspecto de dos afloramientos de la Serie de Jujols donde únicamente se observa la foliación S_1 , y la estratificación. La foliación S_e no se reconoce a esta escala. c) Ejemplo de la S_e crenulada dando como resultado la foliación principal S_1 (subvertical en la imagen). El margen inferior de la imagen equivale a 1,35 mm. d) Otro ejemplo de crenulación de la S_e . El margen inferior de la imagen equivale a 9 mm.

3.2. Estructuras Variscas D1

Estas estructuras son las principales y están bien desarrolladas al Norte de la FEV en toda la sucesión presilúrica. Corresponden a pliegues asimétricos, con dirección de E-O a NO-SE, de escala kilométrica, inclinados y vergentes al Norte, y con un ángulo entre flancos de unos 40° , cuyo plano axial se inclina entre 45° y 65° al Sur. En los flancos de los pliegues D1 es frecuente el desarrollo pliegues menores, cuyo aspecto se muestra en las figuras 3.2-a y b. La lineación de intersección entre estratificación y foliación principal, tiene una dirección E-O, y es subhorizontal. La vergencia de los pliegues queda confirmada en numerosos puntos del área estudiada, donde son bien conocidas la polaridad de la serie, y las relaciones estratificación-clivaje (S_1). En la figura 3.1-a se observa un afloramiento de la Serie de Jujols en la que la S_0 , con el techo hacia la derecha, se inclina al Sur con mayor ángulo que la S_1 , por lo que se ha interpretado como el flanco inverso de un pliegue vergente al Norte.

La foliación S_1 consiste en un clivaje subparalelo al plano axial de los pliegues D1 (Fig. 3.2-c), con desarrollo regional, siendo la foliación dominante en el sector septentrional de la zona estudiada. Esta foliación está definida por la orientación dimensional preferente de pequeños cristales de cuarzo y micas (Fig. 3.2-d) y se genera

bajo condiciones metamórficas de bajo grado. En rocas pelíticas, esta foliación corresponde a un clivaje pizarroso y, en rocas cuarcíticas, se presenta como un clivaje grosero o incluso no llega a desarrollarse. Los microlitos tienen un grosor medio de 100 μm , que varía dependiendo del grado de competencia de la roca. En la Serie de Jujols la S_1 se presenta como un clivaje de creanulación, resultado del microplegamiento de la foliación pre-Varisca (S_0) (Fig. 3.1-c). En la sucesión del Ordovícico Superior, por el contrario, aparece como un clivaje pizarroso, sin que se haya observado nunca la existencia de foliaciones previas.

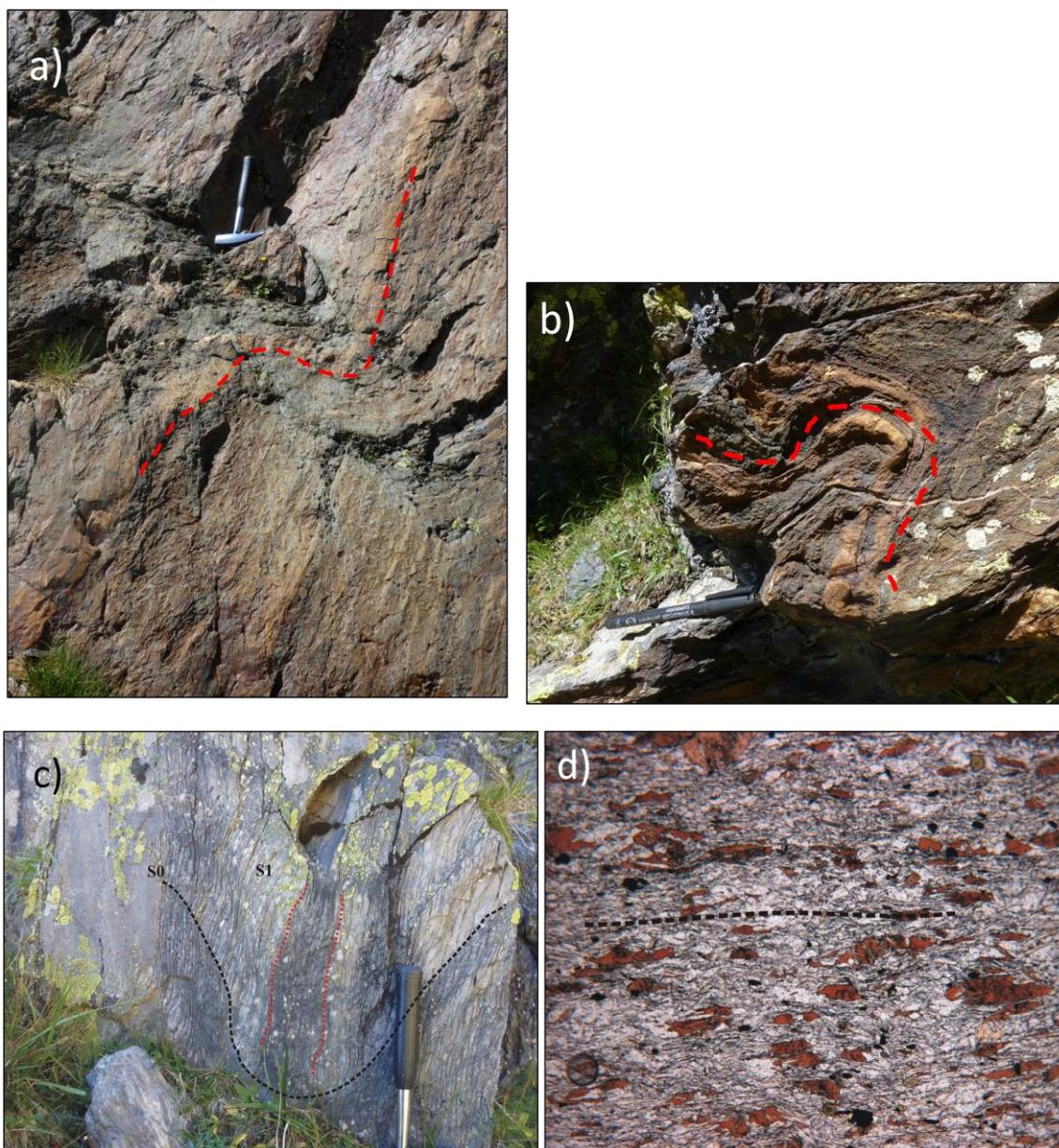


Figura 3.2: a y b) Pliegues menores Variscos D1 (con línea roja discontinua se marca la S_0). c) Afloramiento de la Formación Cavá, donde se puede observar la S_0 plegada y la foliación S_1 paralela al su plano axial. d) Aspecto de la foliación S_1 definida por la orientación dimensional preferente de cristales de cuarzo, moscovitas y biotitas en una lámina delgada de la Formación Cavá. El lado inferior equivale a 1,35 mm.

3.3. Estructuras Variscas D2

Las estructuras de segunda generación, sólo se han observado en la parte meridional del Macizo de Lys-Caillaouas, al Sur de la FEV, donde son las estructuras principales que afectan a las capas devónicas y a parte de las pizarras silúricas. En este sector, se presentan como un clivaje de creanulación subvertical (S_2) producido por el microplegamiento de la fábrica previa (S_1) (Fig. 3.3). Esta foliación está asociada a pliegues derechos y apretados, verticales o ligeramente vergentes al Sur, de dirección entre E-O y N-100 E, que están bien desarrollados en la sucesión devónica.

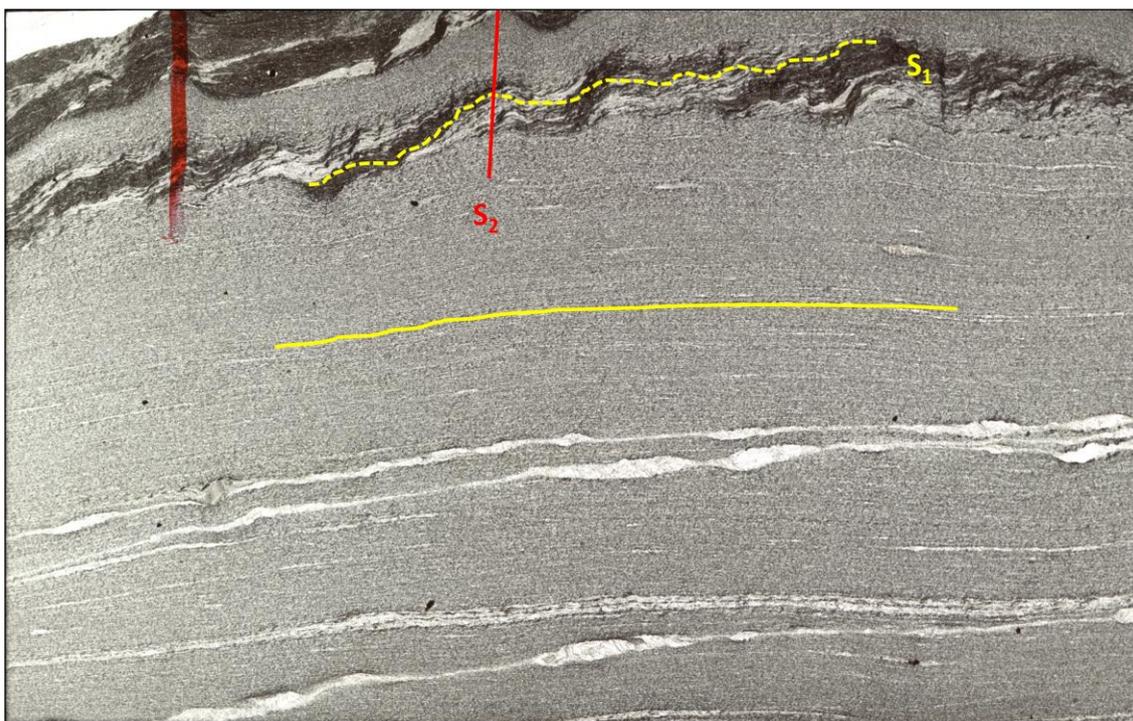


Figura 3.3: Desarrollo incipiente de la foliación S_2 subvertical en las calizas de la Formación Rueda, a partir de la creanulación de la S_1 , subhorizontal. El margen inferior de la imagen equivale a 46 mm.

3.4. Falla de Eriste-Valarties

Al Sur de la zona estudiada, se encuentra la Falla de Eriste-Valarties (FEV), con dirección E-O, subvertical o ligeramente inclinada al Norte. En sectores situados más al Este, como el Valle de Benasque, la FEV superpone rocas de la sucesión cambro-ordovícica sobre rocas carboníferas (Clin, 1964). Sin embargo, en el sector estudiado tiene escaso desplazamiento y se sitúa entre las pizarras del Silúrico, separando dos dominios:

- En el dominio Norte las estructuras principales son las D1, siendo el clivaje S_1 la foliación principal. En las figuras 1.7, 3.4-a y b, correspondientes a las ampelitas silúricas del bloque septentrional de la FEV, se observa que el clivaje S_1 se presenta sólo deformado por un pliegue de plano axial subhorizontal, que dispone a la S_1 en posición subvertical junto a la FEV.

- En el dominio situado al Sur de la FEV, las ampelitas silúricas presentan la S_1 intensamente deformada por pliegues D2 de escala decimétrica y centimétrica (Fig. 3.4-c y d). El hecho de que la FEV represente el límite entre estos dos dominios, parece indicar una relación entre su desarrollo y el de las estructuras D2.

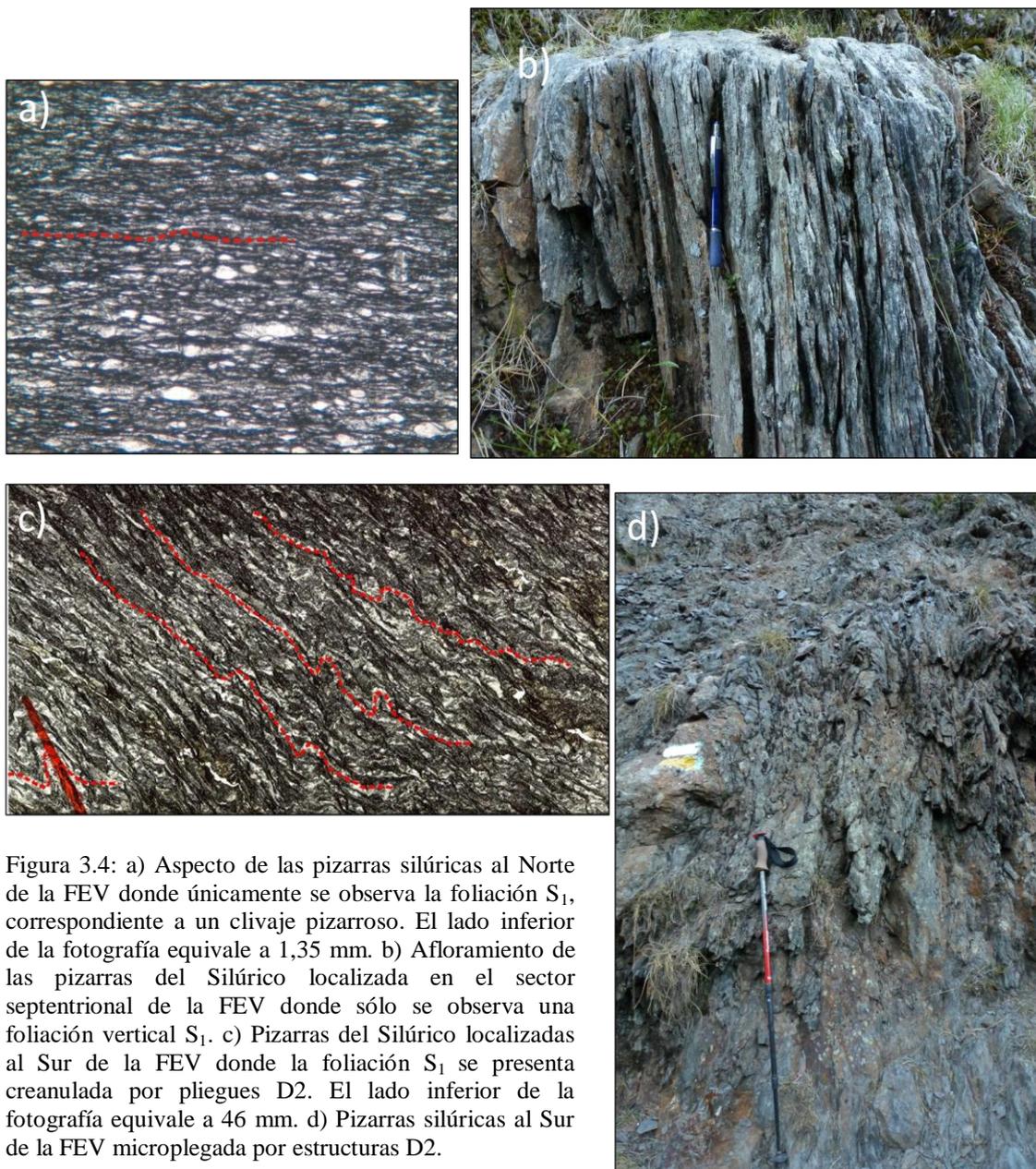


Figura 3.4: a) Aspecto de las pizarras silúricas al Norte de la FEV donde únicamente se observa la foliación S_1 , correspondiente a un clivaje pizarroso. El lado inferior de la fotografía equivale a 1,35 mm. b) Afloramiento de las pizarras del Silúrico localizada en el sector septentrional de la FEV donde sólo se observa una foliación vertical S_1 . c) Pizarras del Silúrico localizadas al Sur de la FEV donde la foliación S_1 se presenta creanulada por pliegues D2. El lado inferior de la fotografía equivale a 46 mm. d) Pizarras silúricas al Sur de la FEV microplegada por estructuras D2.

3.5. Metamorfismo

En el sector septentrional de la zona estudiada, frecuentemente se alcanzan condiciones de metamorfismo de grado medio. En estos casos, la foliación S_1 se presenta como una esquistosidad, donde los porfiroblastos de biotita se orientan con la misma dirección que la S_1 (Fig. 3.5). Además, bajo estas condiciones metamórficas, tiene lugar el crecimiento de porfiroblastos de cordierita, estaurolita y andalucita sobre la S_1 . La distribución de los porfiroblastos en el sector estudiado es irregular, variando el grado metamórfico de unas zonas a otras, desarrollándose preferentemente en algunos tramos de menos de 2 km (Fig. 1.6). Esta distribución del metamorfismo, puede ser debida a la presencia de pequeños cuerpos graníticos próximos a la superficie. Al Este de la zona estudiada, en las proximidades del Granito de Lys, varios autores proponen una temperatura media de 600 °C y una presión media de 3 kbar para el clímax del metamorfismo (De Bresser *et al.*, 1986; Kriegsman *et al.*, 1989).

En el Valle de Chistau, los cristales de granate se generan principalmente en la Formación Cavá desarrollándose mejor en bandas pelíticas y pudiendo llegar a formar una granatita (Fig. 3.6-a). En unos casos se presentan como minerales idiomorfos, sin inclusiones, con bordes rectos e isótopos; y en otros se presentan débilmente rotados y con bordes corroídos. Estos dos tipos de granates podrían indicar que se formaron en fases diferentes de metamorfismo. Existen evidencias de que la mayoría de los porfiroblastos son post-tectónicos respecto la foliación principal S_1 , como se muestra en la figura 3.6-b, en la que una cordierita contiene inclusiones de la foliación S_1 microplegada. Por otro lado, muchos porfiroblastos presentan sombras de presión y una ligera rotación, sugiriendo una débil componente de deformación por cizalla post-D1. Observaciones de este tipo se han realizado en estaurolitas de la Formación Cavá (Fig. 3.7) y en cristales de la Formación Ansobell (Fig. 3.8-a). Igualmente, los cantos del conglomerado de la Formación Rabassa se encuentran imbricados y llegan a desarrollar estructuras sigmoidales (Fig. 3.8-b). La deformación responsable de la rotación de los porfiroblastos también es observable en algunos afloramientos, donde existen evidencias de deformación por cizalla post-D1 afectando a la foliación S_1 (Fig. 3.9). Se han encontrado cristales de estaurolita inter- sin-tectónica (Fig. 3.7), que se desarrollan posteriormente a la foliación S_1 , sincrónicamente a la rotación producida por la deformación por cizalla post-D1. Después de la rotación de los porfiroblastos se produce un aplastamiento que reestructura la S_1 alrededor del cristal rotado, dando lugar a la foliación externa que rodea el cristal. El aplastamiento de la foliación S_1 , posiblemente se produce como consecuencia del emplazamiento del granito. A escala de afloramiento no se ha observado una orientación mineral preferente en los porfiroblastos desarrollados, lo que indica que la deformación por cizalla no se produjo de una forma generalizada en la zona. Por otro lado, en la Serie de Jujols se han encontrado indicios de retrometamorfismo como se muestra en la figura 3.10, produciéndose el crecimiento de biotitas en la corona de una estaurolita, indicando un decrecimiento de temperatura.



Figura 3.5: Biotitas crecidas en la Serie de Jujols ligeramente orientadas respecto la S_1 (línea roja). El margen inferior de la imagen equivale a 46 mm.

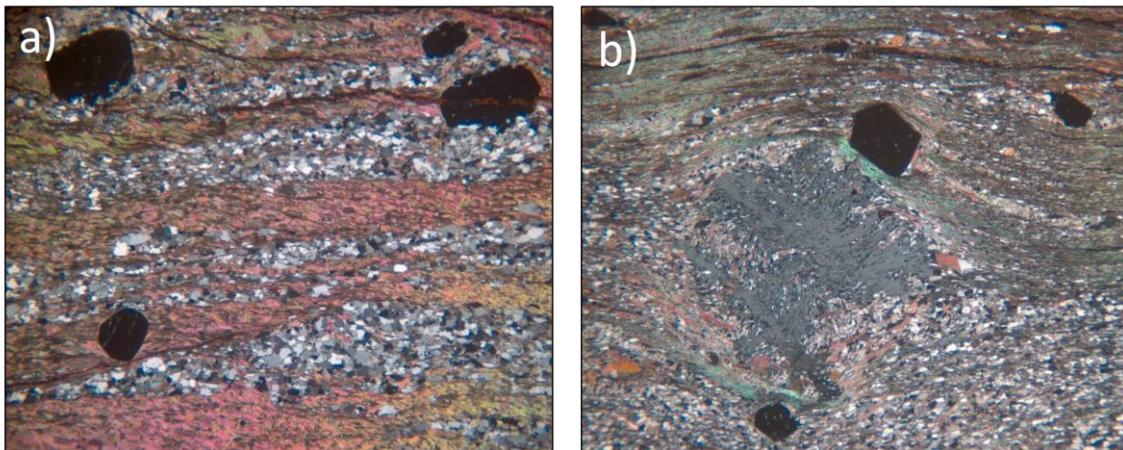


Figura 3.6: a) Crecimiento de porfiroblastos de granate en las partes más pizarrosas de la Formación Cavá. El margen inferior de la imagen equivale a 5,3 mm. b) Cordierita port-tectónica crecida en la Formación Cavá, donde se observan inclusiones que marcan la posición de la foliación interna S_1 microplegada.

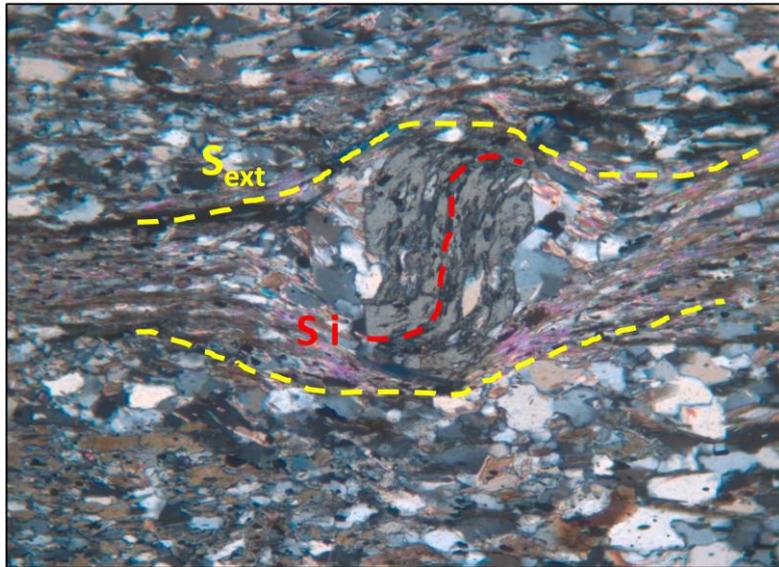


Figura 3.7: Aspecto de un porfiroblasto inter- sin-tectónico de estaurolita de la Formación Cavá. Presenta una foliación interna, ligeramente plegada, rodeada por una foliación externa posterior marcada por la orientación de clorita y biotita. El margen inferior de la imagen equivale a 1,35 mm.

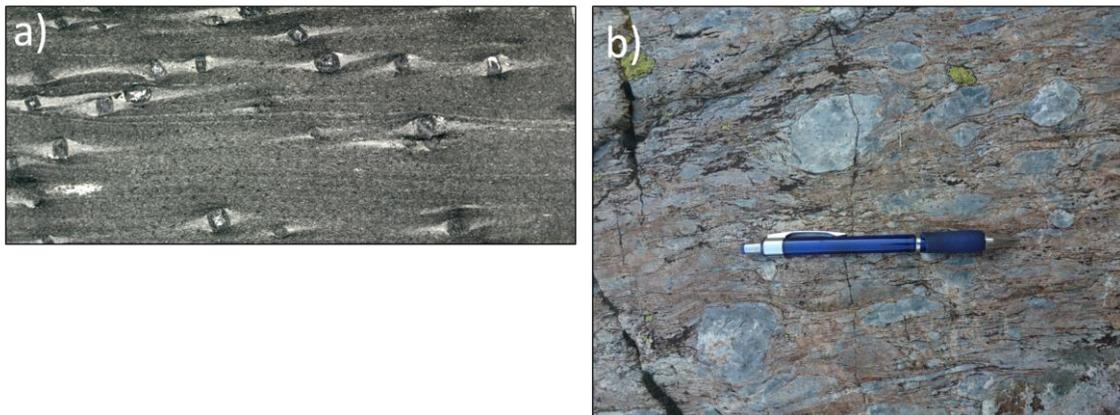


Figura 3.8: a) Porfiroblastos de andalucita de la Formación Ansobell con colas de presión y ligeramente rotados. El lado inferior de la imagen equivale a 5,3 mm. b) Cantos imbricados de la Formación Rabassa desarrollando estructuras sigmoidales.

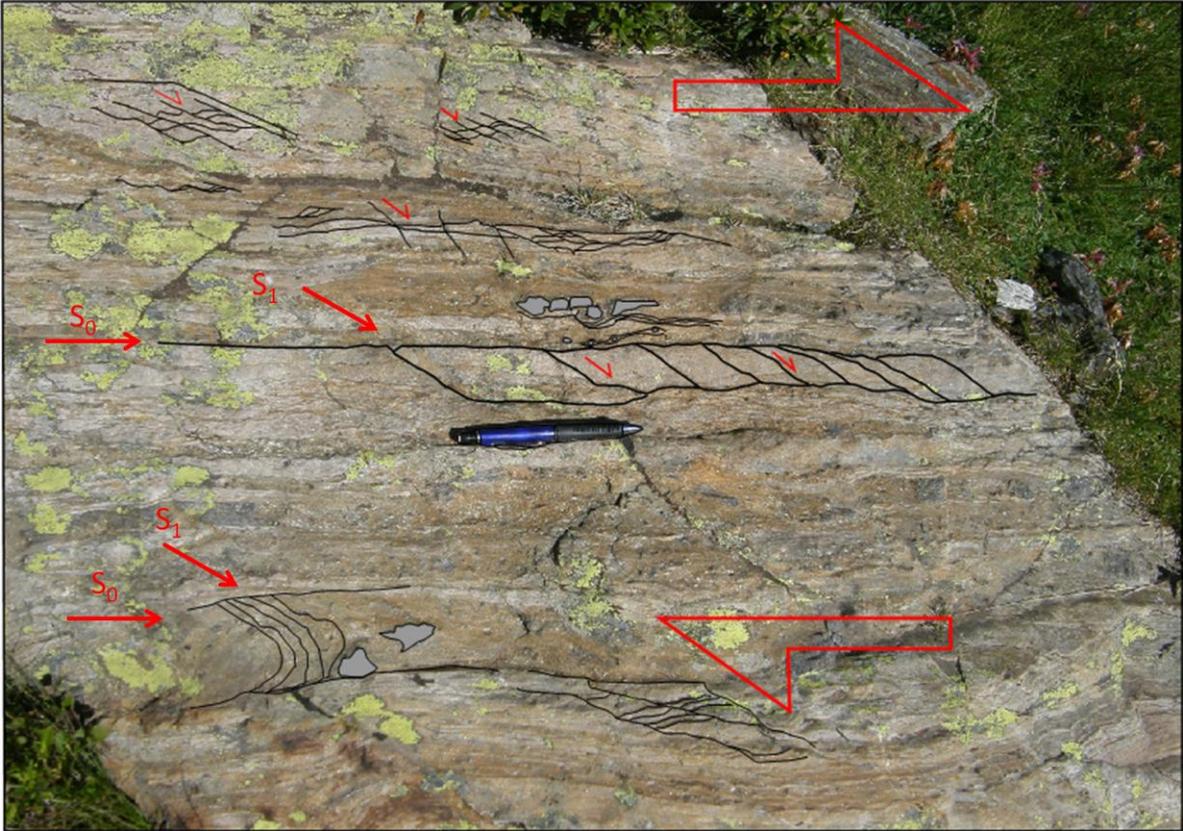


Figura 3.9: Evidencias de deformación por cizalla paralela a la S_0 , post-D1 en la Serie de Jujols. Nótese en la parte inferior izquierda de la fotografía, la S_1 plegada dentro de los límites de la estratificación que actúan como superficies de tipo C.



Figura 3.10: Crecimiento de biotitas alrededor de una estaurolita post-tectónica, lo que indica un retrometamorfismo. El lado inferior de la imagen equivale a 5,3 mm.

3.6. Otras fallas y estructuras Alpinas

Aparte de la FEV, al Norte del mapa geológico realizado en este trabajo existe otra falla de dirección NO-SE, vertical, que corta un pliegue D1 de escala hectométrica, elevando el bloque Norte. Esta falla se encuentra cortada por otras, transversales, de dirección NE-SO. A diferencia de la FEV no se han encontrado evidencias que indiquen las relaciones entre esta falla y las estructuras D2.

Tampoco se han encontrado datos que indiquen la existencia de estructuras Alpinas en la zona estudiada, si bien algunas de las fallas descritas pudieron haber tenido una reactivación en este ciclo orogénico.

Al Oeste del sector estudiado, se encuentra el Cabalgamiento de Gavarnie, una de las estructuras Alpinas más importantes en la cordillera pirenaica, que da lugar a una ventana tectónica, donde rocas de edad Devónica se superponen a rocas del Mesozoico. Choukroune *et al.* (1968) dedujeron una edad de emplazamiento para este cabalgamiento entre Eoceno Superior y Oligoceno Inferior. Hacia el Este, reaparece el cabalgamiento, dando lugar a una semiventana tectónica, en la que, en su rama Norte se verticaliza, a la vez que se reduce el desplazamiento, tal y como fue observado en los sectores del Valle Lys y Valarties, al Este de la zona estudiada (Ortuño *et al.*, 2008; Soler *et al.*, 1998). Al Oeste de la zona estudiada, en las calizas cretácicas de la cobertera mesozoica del bloque inferior del Cabalgamiento de Gavarnie se observaron pliegues, mientras que, en las pizarras silúricas fueron reconocidas pequeñas zonas de cizalla. Estas estructuras fueron relacionadas con una deformación dúctil asociada a este cabalgamiento (De Bresser *et al.*, 1986). La disminución del acortamiento producido por el Cabalgamiento de Gavarnie hacia el Este, da pie a pensar en que parte de su desplazamiento pudo haber sido transferido a otras fallas. En este sentido, algunas de las fallas situadas en el Valle de la Pez (al Norte de la zona estudiada) y las descritas en este trabajo, pudieron haber absorbido parte del acortamiento del Cabalgamiento de Gavarnie.

4. INTERPRETACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS Y DISCUSIÓN

En la zona estudiada, la sucesión estratigráfica del Paleozoico Inferior presenta unas características que la asemejan a la observada por diversos autores en otros sectores de los Pirineos. En lo que se refiere a la sucesión pre-Ordovícico Superior, si bien está caracterizada por la Serie de Jujols, a diferencia de otras áreas de la Zona Axial pirenaica, no han sido observados niveles estratoides y sills de ortogneises metagraníticos, peraluminicos, precaradocienses como ocurre en otros domos de la Zona Axial, tales como Astón, Hospitalet, Canigó y Cap de Creus (Cavet, 1957; Laumonier y Guitard, 1986; Laumonier, 1988; Carreras y Losantos, 1982; Liesa, 1988). Estos cuerpos ígneos tienen una composición de afinidades calcoalcalinas y procedencia cortical (Guitard, 1970), por lo que han sido relacionados con una extensión (Casas *et al.*, 2010).

En el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas, ha sido observada una foliación (S_e) que deforma únicamente a la Serie de Jujols, y se considera pre-Caradoc dado que no afecta a rocas del Ordovícico Superior y Silúrico. El desarrollo de esta foliación pre-Varisca también se ha interpretado como relacionada con una extensión durante el Ordovícico y Silúrico (García-Sansegundo *et al.*, 2011). Asimismo, en otros sectores de la Zona Axial pirenaica, existen evidencias cartográficas del carácter discordante de las series del Ordovícico Superior sobre la sucesión Cambro-Ordovícica (Santanach, 1972, 1974; Laumonier y Guitard, 1986; García-Sansegundo y Alonso, 1989). En el Domo del Garona, García-Sansegundo *et al.* (2004) observaron esta discordancia y también la interpretaron como un evento extensional de edad pre-Caradoc. Igualmente, dentro del ámbito de la zona estudiada, Den Brok (1989) relacionó con una deformación pre-Varisca, la diferente orientación que presentan las lineaciones de intersección Variscas en las rocas situadas debajo y encima del conglomerado de la Formación Rabassa. Por último, apoyando la interpretación de una extensión pre-Caradoc, existen mineralizaciones de Pb-Zn de tipo SEDEX observables en el Domo del Garona (Pouit, 1986; Cardellach *et al.*, 1996), si bien, posteriormente pudieron haber sido removilizadas durante la deformación Varisca (Alonso, 1979; García -Sansegundo y Alonso, 1989).

Desde los trabajos en la Zona Axial de los Pirineos de los geólogos de la Escuela Holandesa de Leiden (Zwart, 1960, 1963, 1979) se ha observado que las estructuras Variscas están desarrolladas en dos dominios estructurales: *Infraestructura* y *Supraestructura*. Según Zwart (1963), la *Infraestructura* presenta esencialmente un buen desarrollo de estructuras subhorizontales, con dirección aproximada E-O. Según este autor, algunas de estas estructuras se desarrollan contemporáneamente con el clímax del metamorfismo Varisco que, en determinadas zonas, alcanza condiciones de alto grado. La *Supraestructura* se caracteriza por el desarrollo de pliegues y foliaciones tectónicas asociadas, generalmente con dirección E-O, que se disponen desde verticales a fuertemente vergentes al Sur, y desarrolladas bajo condiciones metamórficas de muy bajo grado (Zwart, 1963). De Sitter y Zwart (1960) consideran que ambos dominios son coetáneos (Fig. 4.1-a).

Esta división y su interpretación ha sido tema de una amplia discusión, lo que ha servido de base para que diferentes autores propusiesen diversos modelos, y una

síntesis de los cuales fue realizada por Carreras y Capella (1994) (Fig. 4.1). A continuación se describen algunos de los modelos más significativos:

1. **Evento extensional previo a la compresión principal:** Autores de la escuela de Toulouse como Soula (1982) y Pouget (1991) propusieron que la foliación subhorizontal se desarrolla debido al ascenso diapírico de cuerpos graníticos, denominándolos “domos estructuro-metamórficos”. Soula *et al.* (1986) también consideraron que si el evento metamórfico es previo al máximo acortamiento cortical asociado a los últimos pliegues Variscos, un evento extensional precoz, relacionado con un rifting, pudo ser el responsable del desarrollo de la foliación horizontal (Fig. 4.1-d). Sin embargo, según Pouget (1991), la foliación subvertical sería la primera foliación Varisca, que dentro del domo estaría afectada por la foliación horizontal. Wickham y Oxburgh (1985, 1986) proponen una situación tectónica y metamórfica bajo condiciones de rifting para el Varisco de los Pirineos. Matte y Mattauer (1987) discutieron esta interpretación con una publicación cuyo título dice: “La Orogenia Hercínica en los Pirineos, no fue un episodio de rifting”.
2. **Colapso extensional:** Los geólogos de la escuela de holandesa de Utrech (Van den Eeckhout y Zwart, 1988; Kriegsman *et al.*, 1988; Vissers, 1992; Aerden, 1994), sucesores de los de Leiden, en una etapa posterior, interpretaron que la foliación subhorizontal de la *Infraestructura* se produjo posteriormente a la foliación vertical de la *Supraestructura*, simultáneamente al clímax metamórfico, debido a un colapso extensional (Fig. 4.1-e).
3. **Foliación vertical posterior a la horizontal:** Seguret y Proust (1968a y 1968b) y Matte (1969) consideran que la primera foliación en desarrollarse es la foliación horizontal, formada en niveles más profundos que la vertical (Fig. 4.1-b). Matte (1969) considera que la foliación vertical se desarrolla sobre un nivel de despegue situado en la base del Silúrico. Seguret y Proust (1968a y 1968b), al no observar este nivel de despegue, propusieron que la transición de estructuras horizontales a verticales es gradual, desarrollándose primero las horizontales y después las verticales. De acuerdo con este modelo están los trabajos de García Sansegundo (1996) y García-Sansegundo *et al.* (2011) que proponen que todas las estructuras D2 se relacionan con cabalgamientos Variscos de dirección E-O. De acuerdo con Matte (1969), unos cabalgamientos estarían despegados en la base del Silúrico y otros en niveles más profundos, dentro de la sucesión cambro-ordovícica. Por último, la idea de que las estructuras subhorizontales son anteriores a las subverticales también fue apoyada por Carreras y Capella (1994) (Fig. 4.1-c)

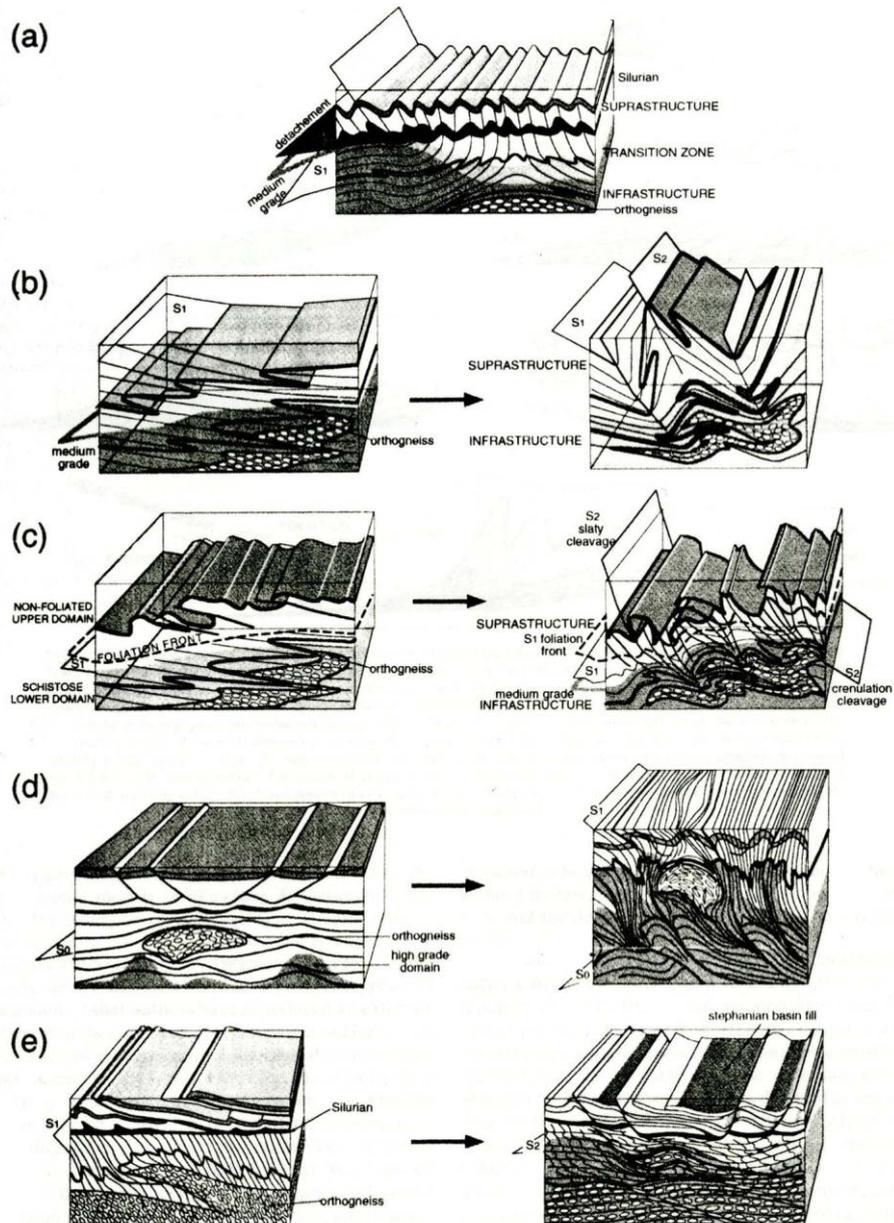


Figura 4.1: Figura tomada de Carreras y Capella (1994), en la que se representan diferentes interpretaciones de la *Infra-* y *Supraestructura*. a) El desarrollo coetáneo de la foliación horizontal y subvertical durante el episodio Varisco principal, fue propuesto por De Sitter y Zwart (1960). b) Seguret y Proust (1968a y 1968b) y Matte (1969) consideraron que la foliación horizontal principal es anterior, y su deformación posterior daría como resultado la foliación subvertical. c) Carreras y Capella (1994) también propusieron que la foliación horizontal se desarrolló en un proceso anterior profundo, y las verticales lo hicieron posteriormente. d) Un evento extensional debido al ascenso de “domos estructuro-metamórficos” fue seguido del episodio principal de acortamiento cortical Varisco en el que se desarrolló la foliación vertical. Este modelo fue propuesto por Soula (1982) y Soula *et al.* (1986). e) Verhoef *et al.* (1984), Van den Eeckhout (1986), Van den Eeckhout y Zwart (1988) y Vissers (1992) consideraron un acortamiento cortical con desarrollo de foliación subvertical en niveles estructurales profundos y pliegues y cabalgamientos despegados en el Silúrico. A continuación se produciría una extensión desarrollando una foliación subhorizontal simultánea al pico del metamorfismo.

En el sector oriental del Macizo de Lys-Caillaouas, Kriegsman *et al.* (1989) proponen que la foliación subhorizontal de la *Infraestructura*, se desarrolla posteriormente a la foliación vertical, debido a una extensión. Sin embargo, a la vista del corte geológico y del estudio microestructural realizados en este trabajo, se observa que la foliación principal S_1 , se corresponde con la foliación principal de la *Infraestructura* de Zwart (1963), mientras que la foliación S_2 resulta del microplegamiento de la S_1 . Estos datos estarían de acuerdo con el modelo de Matte (1969), Seguret y Proust (1968a y 1968b), García Sansegundo (1996), García-Sansegundo *et al.* (2011) y Carreras y Capella (1994).

En el mismo sentido de Zwart (1963), en la zona estudiada se pueden distinguir dos dominios estructurales: uno septentrional, donde dominan las estructuras D1 y, otro meridional, con predominio de las D2. Ambos dominios están separados por la Falla de Eriste-Valartés, por lo que se interpreta que es la responsable de esta distribución espacial de las estructuras Variscas. Por ello, parece factible pensar que esta falla corresponde a un cabalgamiento D2, con su nivel de despegue dentro o debajo de la Serie de Jujols, lo que está de acuerdo con la interpretación de García-Sansegundo *et al.* (2011). El pliegue de plano axial subhorizontal que se desarrolla en las capas del bloque superior, se interpreta como la rampa frontal asociada a este cabalgamiento, mientras que en el bloque meridional de la FEV se desarrollan las estructuras D2 descritas en este trabajo.

Entre los dos episodios Variscos D1 y D2 descritos en este trabajo, se produce un crecimiento de porfiroblastos indicadores de un metamorfismo de grado medio. Los porfiroblastos muestran evidencias de haberse formado posteriormente a la foliación S_1 , por lo que se han interpretado como post-tectónicos respecto esta fase de deformación (Fig.3.6-b). En algunos casos, simultáneamente al desarrollo de los cristales, se produce una débil rotación de la foliación S_1 , la cual está deformada dentro de estos porfiroblastos (Fig. 3.7). A continuación, se produce un aplastamiento y recrecimiento de la S_1 , observada en la foliación externa de algunos cristales (Fig. 3.7). Estos episodios sugieren una deformación por cizalla local, que se puede relacionar con el emplazamiento del Granito de Lys-Caillaouas, situado al Este de la zona estudiada. En la figura 4.2 se muestra un esquema con la evolución tectono-metamórfica de la zona de estudio.

Passchier y Mezguer (2003) estudiaron las relaciones entre deformación y metamorfismo en el Domo de Bossost, situado al NE de la zona estudiada, e interpretaron la rotación y el aplastamiento de la foliación S_1 como un episodio asociado a la intrusión del Granito de Bossost. Estos autores consideran que tiene lugar un adelgazamiento de la corteza, previamente engrosada por las estructuras D1, y una posterior deformación por cizalla extensional, tras la cual se emplaza el Granito de Bossost. La secuencia propuesta por Passchier y Mezguer (2003) es similar a la observada en la zona de estudio, si bien, en el presente trabajo, la magnitud de la deformación por cizalla es menor que la descrita por estos autores.

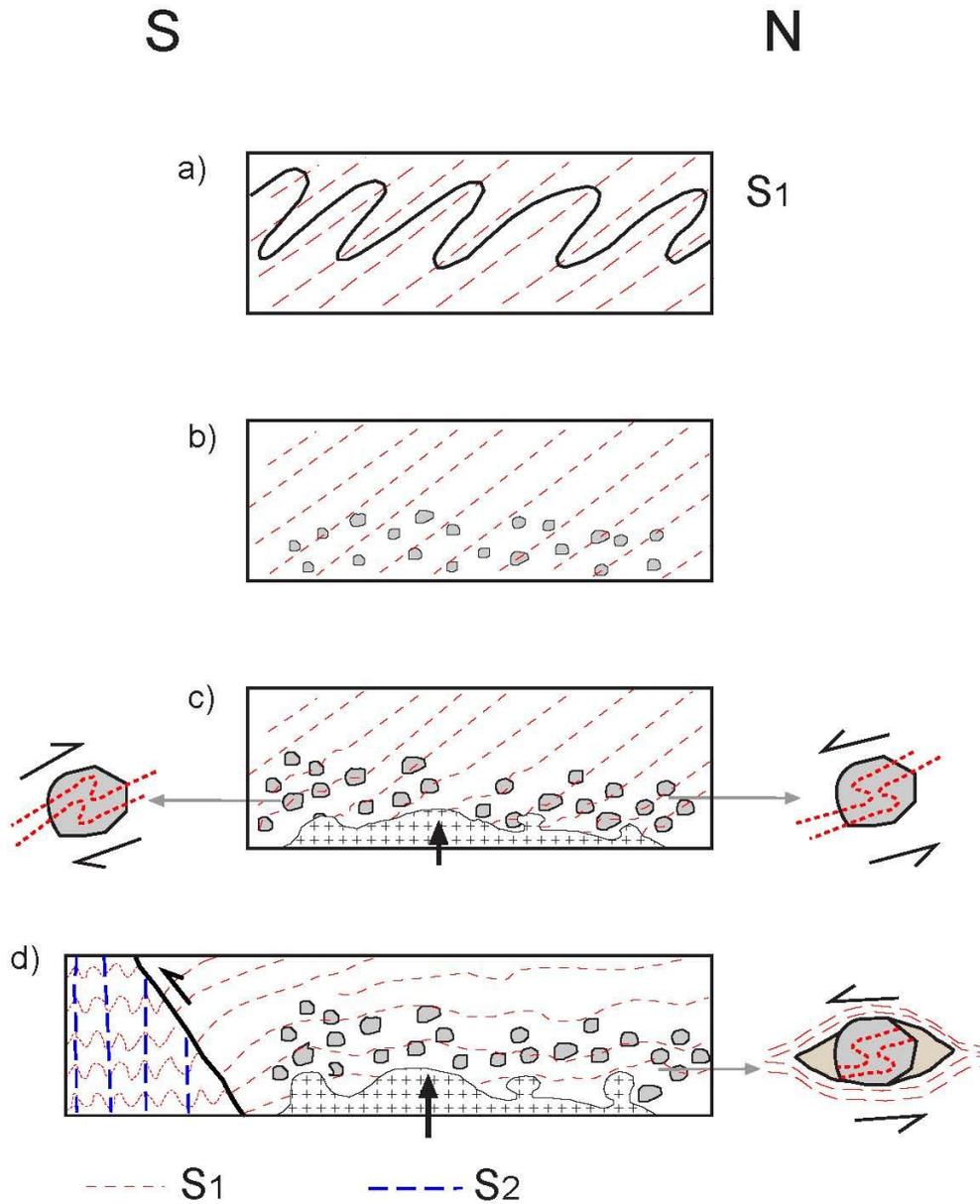


Figura 4.2: Evolución tectono-metamórfica del sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas: a) Desarrollo de la foliación S_1 paralela al plano axial de los pliegues D_1 vergentes al Norte. b) Se produce un metamorfismo regional y crecen porfiroblastos de biotita, clorita, estaurolita, cordierita y andalucita. c) Se emplaza el Granito de Lys-Caillaouas y se produce una deformación por cizalla que se observa en la foliación interna de algunos porfiroblastos sintectónicos con esta rotación (Fig. 3.7). d) Intrusión principal con metamorfismo de contacto y deformación de cizalla en la aureola del domo. Se generan sombras de presión y se produce un aplastamiento y recrecimiento de la S_1 , que se observa en la foliación externa de algunos porfiroblastos (Fig. 3.7). Posteriormente, la FEV genera las estructuras D_2 y foliación S_2 en las rocas silúricas y devónicas, como resultado de la crenulación de la S_1 en rocas pre-silúricas, con el nivel de despegue en la sucesión cambro-ordovícica.

5. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes:

- Se ha diferenciado en la cartografía geológica las unidades del Ordovícico Superior, lo que unido al estudio de las relaciones entre la foliación S_1 y la estratificación, ha permitido reconstruir las principales estructuras D1 de la zona.
- Se han diferenciado y caracterizado tres episodios de deformación: pre-Varisco, D1 y D2 Variscos.
- En las zonas con metamorfismo de grado medio, el estudio de los porfiroblastos y su relación con las diferentes foliaciones tectónicas ha permitido elaborar un modelo coherente con el que es posible explicar la evolución tectono-metamórfica y su relación con las intrusiones ígneas.
- Se ha relacionado la Falla Eriste-Valarties, que divide la zona estudiada en dos dominios, uno con predominio de las estructuras D1 y otro con predominio de las estructuras D2, con el episodio de deformación Varisco D2
- No han sido observadas estructuras alpinas afectando al Paleozoico de la zona estudiada, sin embargo, por su proximidad al Cabalgamiento de Gavarnie, parece factible considerar que algunas de las fallas de la zona estudiada tienen rejuego alpino.

REFERENCIAS

- Aerden, D.G., 1995. Tectonic levels in the Paleozoic Basement of the Pyrenees - A review and a new interpretation - Discussion. *Journal of Structural Geology*, 17(10): 1489-1491.
- Aerden, D.G.A.M., 1994. Kinematics of orogenic collapse in the Variscan Pyrenees deduced from microstructures in porphyroblastic rocks from the Lys-Caillaouas Massif. *Tectonophysics*, 238(1-4): 139-160.
- Alonso, J.L., 1979. *Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán, Pirineos centrales)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Oviedo, 1-26 pp.
- Andre, J.P., 1985. Contribution to the study of the Paleozoic in the Lys Valley area (Central Pyrenees). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1(4): 515-521.
- Arche, A., 1971. *Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Pique (Pirineos Centrales, España, Francia)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 1-197 pp.
- Bertrand, L., 1910. Carte géologique à 1:80.000, n° 252 (Bagnères de Luchon), 1^a édition. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- Boersma, K.T., 1973. Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy, Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 49: 303-377.
- Boschma, D., 1963. Successive Hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 28: 103-176.
- Cardellach, E., Canals, A. y Pujals, I., 1996. La composición isotópica del azufre y del plomo en las mineralizaciones de Zn-Pb del Valle de Aran (Pirineo Central) y su significado metalogenético. *Estudios Geológicos*, 52: 189-195.
- Carreras, J. y Capella, I., 1994. Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees - a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16(11): 1509-1524.
- Carreras, J. y Losantos, M., 1982. Geological setting of the Roses granodiorite (E-Pyrenees, Spain). *Acta. Geológica Hispánica* 7, 211-217.
- Casas, A.M., Oliva, B., Román-Berdiel, T. y Pueyo, E., 2003. Basement deformation: tertiary folding and fracturing of the Variscan Bielsa granite (Axial zone, central Pyrenees). *Geodinamica Acta*, 16: 99-117.
- Casas, J.M., 2010. Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan ('sardic') tectonics. *Geological Magazine*, 147(5): 674-689.
- Casas, J.M., Castineiras, P., Navidad, M., Liesa, M. y Carreras, J., 2010. New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U-Pb SHRIMP zircon data from the Canigo massif. *Gondwana Research*, 17(2-3): 317-324.
- Cavet, P., 1957. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bulletin des Services de la Carte géologique de France*, 254: 303-518.

- Choukroune, P. y ECORS Pyrenees Team, 1989. The ECORS Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and the Overall Structure of an Orogenic Belt. *Tectonics*, 8(1): 23-39.
- Choukroune, P., Martinez, C., Seguret, M. y Mattauer, M., 1968. Extension type and age of stratum of Gavarnie (central Pyrenees). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences Serie D*, 266(13): 1360-1363.
- Choukroune, P., Roure, F. y Pinet, B., 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173(1-4): 411-423.
- Clin, M., 1964. Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque de Lys. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 27, Orléans, France, 379 pp.
- Clin, M., De la Roche, H., Lelong, F. y Poty, B., 1963. Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys - Caillaouas (Pyrénées centrales). *Sciences de la Terre*, 9(2): 149-174.
- Clin, M., Lelong, F., Poty, B., De la Roche, H., Faure, J., Macaudière, J., Pelissonier, H., Kleismiede, J.W. y Blanquart, P.R., 1986. Carte géologique de la France à 1: 50.000, n° 1084 (Bagnères de Luchon). *Notice explicative de la feuille pour Clin, M.; Taillefer, F.; Pouchan, P.; Muller, A.* Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Dalloni, M., 1910. Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, 19: 1- 444.
- De Bresser, J.H.P., Majoor, F.J.M. y Ploegsma, M., 1986. New insights in the structural and metamorphic history of the Western Lys- Caillaouas massif (Central Pyrenees, France). *Geologie en Mijnbouw*, 65: 177-187.
- De Sitter, L.U. y Zwart, H.J., 1960. Tectonic development in supra- and infrastructures of a mountain chain. *Proceedings 21st International Geological Congress Copenhagen*: 248-256
- De Sitter, L.U. y Zwart, H.J., 1962. Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1: 50.000; sheet 1: Garonne, sheet 2: Salat. *Leidse Geologische Mededelingen*, 27: 191-236.
- Degardin, J.M., 1977. *Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)*, Université des Sciences Techniques, Lille.
- Degardin, J.M., 1978. Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98: 51-58.
- Den Brok, S.W.J., 1989. Evidence for pre - Variscan deformation in the Lys - Caillaouas area, Central Pyrenees, France. *Geologie en Mijnbouw*, 68: 377-380.
- Deramond, J., Graham, R. M., Hossack, J. R., Baby, P. y Crouzet, G., 1985. Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 301:1213-1216.
- Destombes, J.P., 1958. Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège). *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 8(6): 105-112.

- Destombes, J.P. y Raguin, E., 1953. Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne). *Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 16: 337-339.
- Donnot, M. y Guérandé, B., 1969. Coupe du Cambro-Ordovicien de L'Hospice de France au Port de Venasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales), *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orleans.
- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1998. Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 155: 209-216.
- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1999. Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformation and contact metamorphism - Journal, vol. 155, 1997, pp. 209-216 - Reply. *Journal of the Geological Society*, 156: 652-652.
- Gallastegui, J., 2000. Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo. 22: 9-234.
- García-Sansegundo, J., 1992. Estratigrafía y Estructura de la Zona Axial Pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero*(102-103): 1-167.
- García-Sansegundo, J., 1996. Hercynian structure of the axial zone of the pyrenees: The Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of Structural Geology*, 18(11): 1315-1325.
- García-Sansegundo, J. y Alonso, J.L., 1989. Stratigraphy and Structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinamica Acta*, 3(2): 127-134.
- García-Sansegundo, J., Gavaldà, J. y Alonso, J.L., 2004. Evidence of the upper Ordovician unconformity in the hercynian pyrenean axial zone: Garonne Dome (Spain, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336(11): 1035-1040.
- García-Sansegundo, J. y Poblet, J., 1997. Evidence for late Variscan granitoids in the suprastructural domains of the pyrenees. *Terra Nova*, 9(3): 145-145.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J.L. y Clariana, P., 2011. Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. In: J. Poblet and R. Lisle (Editors), *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Geological Society of London, Special Publications, London, pp. 169–184.
- Gil-Peña, I., Barnolas, A., Sanz, J., García-Sansegundo, J. y Palau, J., 2001. Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales. *Geogaceta*, 29: 57-60.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1997a. Evidence for late Variscan granitoids in the suprastructural domains of the pyrenees - Reply. *Terra Nova*, 9(3): 145-147.
- Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1997b. Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9(1): 38-41.

- Gleizes, G., LeBlanc, D., Santana, V., Olivier, P. y Bouchez, J.L., 1998. Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets-Panticosa (Pyrenees). *Journal of Structural Geology*, 20(9-10): 1229-1245.
- Guitard, G., 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Memoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 63: 353.
- Hartvelt, J.J.A., 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 45: 167-236.
- Hilario, A., 2004. *Relaciones entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo)*, Universidad del País Vasco, Leioa, Vizcaya, 300 pp.
- Kleismiede, W.F.J., 1960. Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse Geologische Mededelingen*, 25: 129-245.
- Kriegsman, L.M., 1989. Structural geology of the Lys-Caillaouas Massif, Central Pyrenees - evidence for a large-scale recumbent-fold of late Variscan age. *Geodynamica Acta*, 3(2): 163-170.
- Kriegsman, L.M., Aerden, D.G.A.M., Bakker, R.J., Denbrok, S.W.J. y Schutjens, P.M.T.M., 1989. Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas Massif, Central Pyrenees - evidence for late orogenic extension prior to peak metamorphism. *Geologie en Mijnbouw*, 68(3): 323-333.
- Laumonier, B., 1988. Les groupes Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque Inferieur") des Pyrénées orientales arguments en faveur de l'age essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, 4(1): 25-38.
- Laumonier, B., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers, of the orogen - Comments. *Terra Nova*, 9(3): 144-144.
- Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A. y Guerrot, C., 2004. On the non-existence of a Cadomian basement in southern France (Pyrenees, Montagne Noire): implications for the significance of the pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 175(6): 643-655.
- Laumonier, B., y Guitard, G., 1986. Lower Paleozoic of the eastern part of the Pyrenean Axial Zone, a synthesis. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II*, 302(7): 473-478.
- Leymerie, M., 1862. Réunion extraordinaire de la Société géologique de la France á Saint Gaudens. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 1089-1163.
- Liesa, M., 1988. El metamorphisme del versant sud del massis del Roc de Frausa (Pirineu Oriental). Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 233 pp.
- Losantos, M., Berastegui, X., Muñoz, J. A. y Ruigdefabregas, C., 1988. Corte geológico cortical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirenaica. *2º Congreso Geológico de España, Granada. Simposio sobre Cinturones Orogénicos*. 7-16.
- Matte, P., 1969. Problem of passage from horizontal schistosity to vertical schistosity in Garonne Dome (Paleozoic of Central Pyrenees). *Comptes Rendus*

- Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences Série D*, 268(14): 1841-1844.
- Matte, P., y Mattauer, M., 1987. Hercynian Orogeny in the Pyrenees was not a rifting event. *Nature*, 325(6106): 739-740.
- Mey, P.H.W., 1967. The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 153-220.
- Mey, P.H.W., 1968. Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 229-292.
- Mezger, J.E. y Passchier, C.W., 2003. Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossost dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees. *Geological Magazine*, 140(5): 595-612.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt - ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: K.R. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*, pp. 235-246.
- Ortuño, A., Queralt, P., Marti, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H., y Santanach, P., 2008. The North Maladeta Fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: Recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. *Tectonophysics* 453: 246-262.
- Pouget, P., 1991. Hercynian tectonometamorphic evolution of the Bosost Dome (French Spanish Central Pyrenees). *Journal of the Geological Society*, 148: 299-314.
- Pouit, G., 1986. Les minéralisations Zn-Pb exhalatives sédimentaires de Bentailou et de l'anticlinorium paléozoïque de Bosost (Pyrénées ariégeoises, France). *Chronique de la Recherche Minière*, 485: 3-16.
- Raguin, E., 1946. Découverte de roches eruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 223: 816-817.
- Raguin, E., 1961. Carte géologique à 1:80.000, n° 252 (Bagnères de Luchon), 2^a série. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris.
- Rios, L.M., Lanaja, J.M., Bertrand, J., F. y Rios Mitchell, J.M., 1978. Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja n° 147 (Liena). Memoria explicativa por Rios, L. M.; Lanaja, J. M.; Bertrand; F. J.; Rios Mitchell, J. M.; Marín Blanco, J. (1982), 2^a serie MAGNA. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid., 26 pp.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. y Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross-sections - geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1): 41-50.
- Santanach, P.F., 1972. Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geológica Hipánica*, 5: 129-132.
- Santanach, P.F., 1974. Estudi tectònic del Paleozoic inferior del Pirineu entre la Cerdanya i el riu Ter. *Fundació Salvador Vives Casajuana*, 133pp.
- Seguret, M. y Proust, F., 1968a. Contribution to study of superposed tectonics in Hercynian Chain - Anticlinal direction of schistosity to west of Aston (central Pyrenees) is not original but due to a replication. *Comptes Rendus*

- Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences Série D*, 266(4): 317-320.
- Seguret, M. y Proust, F., 1968b. Hercynian tectonics of Central Pyrenees - significance of straightened schistosity chronology of deformations. *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences Série D*, 266(10): 984-987.
- Soler, D., Teixell, A. y Garcia-Sanseguendo, J., 1998. Eastward displacement reduction of the Gavarnie thrust and implications for South Pyrenean thrusting. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule A-Sciences de la Terre et des Planetes*, 327(10): 699-704.
- Soula, J.C., 1982. Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in Central-Eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 4(3): 313-342.
- Soula, J.C., Lamouroux, C., Viillard, P., Bessiere, G., Debat, P. y Ferret, B., 1986. The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129(1-4): 115-147.
- Trouiller, A., 1976. *Les Terrains Paléozoïques de la vallée de Rioumajou (Pyréennes centrales)*. These 3eme cycle, pp. 1-104. Travaux du Lab. De l'Univ. Paul Sabatier. Toulouse.
- Valenzuela, J.I., 1989. *Conodontos del Lochkoviense y Praguense del Pirineo Central*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 118 pp.
- Valenzuela-Ríos, J.I., 1994. Conodontos del Lochkoviense y Praguense (Devónico Inferior) el Pirineo Central español. *Memorias Museo Paleontología Universidad Zaragoza*, 5, 142 pp.
- Van den Eeckhout, B., 1986. A case study of a mantled gneiss antiformal, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, 45: 1-193.
- Van den Eeckhout, B. y Zwart, H.J., 1988. Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, 16(2): 135-138.
- Verhoef, P.N.W., Vissers, R.L.M. y Zwart, H.J., 1984. A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston Massif (Central Pyrenees, France). *Geologie en Mijnbouw*, 63(4): 399-410.
- Vissers, R.L.M., 1992. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, 11(6): 1369-1384.
- Wennekers, J.H.N., 1968. *The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees, Spain, France*. University of Leiden, 46 pp.
- Wickham, S.M. y Oxburgh, E.R., 1985. Continental rifts as a setting for regional metamorphism. *Nature*, 318(6044): 330-333.
- Wickham, S.M. y Oxburgh, E.R., 1986. A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 53-69.
- Williams, G.D., 1985. Thrust Tectonics in the South Central Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 7(1): 11-17.

- Zwart, H.J., 1958. Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Geologie en Mijnbouw*, 20: 18-30.
- Zwart, H.J., 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 50: 203-218.
- Zwart, H.J., 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52: 38-65.
- Zwart, H.J., 1963. The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, 53: 170-205.
- Zwart, H.J., 1979. The Geology of the Central Pyrennes. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.