

UNIVERSIDAD  
DE OVIEDO



FACULTAD DE  
GEOLOGÍA

Trabajo Fin de Master

# La estructura del valle de Soulcem (Pirineos franceses): la terminación occidental de la Falla de Merens



**Pelayo Barrón Francisco**

Oviedo, Junio 2016

Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

# ÍNDICE

Resumen.....	2
Abstract .....	4
1. INTRODUCCIÓN .....	6
1.1 Situación geográfica .....	6
1.2 Situación geológica y antecedentes .....	7
1.2-1 Zona Axial .....	9
1.3 Objetivos y metodología.....	12
2. RESULTADOS.....	13
2.1 Estratigrafía.....	13
2.1-1 El Paleozoico de la Zona Axial Pirenaica .....	13
2.1-2 Sucesión pre-Caradoc del valle de Soulcem .....	15
2.2 Rocas Ígneas .....	19
2.2-1 El granito de Soulcem.....	21
2.3 Estructura .....	23
2.3-1 Estructuras del valle de Soulcem .....	23
2.3-2 Falla de Merens.....	27
2.3-3 Microestructuras.....	28
2.4 Metamorfismo.....	30
3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....	33
BIBLIOGRAFÍA .....	37
ANEXOS .....	46

## Resumen

El principal objetivo de este estudio consiste en el análisis estructural de la prolongación occidental de la rama Norte de la Falla de Merens a su paso por el valle de Soulcem y su relación con las estructuras allí encontradas, con el fin de valorar el papel jugado por esta falla durante las deformaciones Varisca y Alpina.

Para alcanzar este objetivo, se ha realizado un mapa geológico detallado, dos cortes geológicos y un análisis microestructural. A partir de estos estudios se han podido estudiar a todas las escalas la estratigrafía, las características de las rocas ígneas, la geometría de las fallas y de los pliegues así como su relación con las foliaciones tectónicas observadas.

El valle de Soulcem se encuentra constituido por materiales del pre-Caradoc, posiblemente por la Formación Alos de Isíl en su totalidad, perteneciente al Grupo Jujols, caracterizada por una alternancia de areniscas beige a gris claro y lutitas gris oscuro, con intercalaciones de cuarcitas blancas a beige. Por otro lado, al Norte de la zona estudiada aflora el granito de Soulcem, que muestra una morfología de stock de la que parten numerosos sills concordantes con la anisotropía más penetrativa de la roca encajante (en este caso la foliación subhorizontal o S1). Se trata de un granito porfírico leucocrático, con una fase aplítica, que de acuerdo con lo observado en los porfidoblastos nucleados alrededor del mismo, intruyó en niveles profundos donde la fábrica S1 ya se encontraba formada, mientras que en zonas más superficiales aún continuaba desarrollándose, lo que ubicaría la generación de esta intrusión en etapas tempranas de la orogénia Varisca, previas al pico metamórfico. Este cuerpo ígneo contribuyó al desarrollo del metamorfismo, en niveles intermedios de la corteza, del valle de Soulcem lo que sumado a las secuencias de deformación variscas acontecidas en la zona central de la *Zona Axial* de los Pirineos, dieron como resultado una diferenciación del área de estudio en dos dominios, definidos en este trabajo como dominios Norte y Sur, según sus características metamórficas y estructurales. El Dominio Norte se caracteriza por presentar un predominio de pliegues tumbados de dirección E-O y vergentes al Norte (D1), con la foliación asociada S1, además de un metamorfismo que alcanza la zona de estaurolita-andalucita-cordierita. Por otro lado, en el Dominio Sur predominan los pliegues de dirección E-O, derechos o ligeramente vergentes al Sur (D2), a los que no se ha encontrado asociada la foliación subvertical (S2), desarrollados bajo unas condiciones de metamorfismo de grado bajo, que nunca llegó a superar la zona de la clorita. Por otra parte, el análisis microestructural ha permitido confirmar la existencia de una foliación pre-varisca (S<sub>E</sub>).

El límite entre ambos dominios está definido por la prolongación occidental de la rama Norte de la Falla de Merens, que atraviesa el valle de Soulcem de Este a Oeste. Esta estructura solo aflora en la ladera oriental de la zona de estudio, pudiéndose únicamente seguir su trazado hacia el Oeste donde dejan de dominar las estructuras subhorizontales en favor de las subverticales. Este cambio también viene marcado por el salto metamórfico existente entre los dominios Norte y Sur. Hacia el Oeste de la zona estudiada, estas diferencias estructurales y metamórficas son cada vez más difusas, de manera que las estructuras subverticales deforman y transponen a las subhorizontales, lo que parece indicar que la falla se ha formado en relación con el desarrollo de los pliegues subverticales (D2) dominantes en el Dominio Sur.

Por tanto, se puede concluir por lo tanto que la Falla de Merens es una estructura varisca relacionada con las estructuras D2, siendo su juego alpino muy pequeño o nulo, si bien no se descarta un reapretamiento de los pliegues variscos D2 durante la orogenia Alpina.

## Abstract

The main objective of this study consists in: the structural analysis of the northern branch of the Merens fault, at the Soulcem's valley and its relation with the rest of the structures found there. This will be done in order to assess the importance of the fault during the Variscan and Alpine deformations.

To reach this purpose, a geological map and a cross-section were constructed, supporting them with a microstructural study of the area. Due to these, it was possible to study the stratigraphy, the igneous rocks, the geometry of the faults and folds, and their relation with the tectonic foliations observed.

The Soulcem's valley is formed by pre-Caradoc materials, possibly in all its extension by the Alos de Isíl Formation, which belongs to the Jujols formation. It is composed by an alternation of beige to light grey sandstones and dark grey slates, with intercalations of white to beige quartzites. On the other hand, in the northernmost part of the studied area the Soulcem granite appears. This igneous body presents a stock morphology which functions as a hub for numerous sills. These sills are subparallel to the most penetrative anisotropy of the host rock (in this case the subhorizontal foliation or S1). It is a porphyric leucocratic granite with an aplitic phase. In regard of what is seen in the porphyroblasts nucleated around the granite, the S1 was already formed at deep levels when the igneous rock intruded, while in shallower zones, this foliation kept developing. All this would date the formation of the Soulcem granite in the early stages of the Variscan orogeny, prior to the metamorphic peak. This igneous body contributed to the development of metamorphism at intermediate levels of the crust, in the area of Soulcem's valley. This, added to the Variscan deformation sequences that occurred in the central area of the Axial Zone, gave as a result, a differentiation of the studied area into two domains. These were defined in this paper as North Domain and South Domain. According to their metamorphic and structural characteristics: the North one presents a dominance of recumbent folds with a E-W direction and a vergence to the North (D1 folds), with the S1 foliation associated. Moreover, the metamorphism here reached the zone of staurolite-andalusite-cordierite. On the other hand, the South Domain, shows a predominance of upright folds or with a slight vergence to the South (D2 folds), with E-W direction; no subvertical foliation (S2) associated was found. All this South Domain was developed under low grade metamorphic conditions, which never surpassed the chlorite zone. Regarding to the microstructural analysis, the existence of a pre-Variscan cleavage ( $S_E$ ) was found.

The limit between the two domains is defined by the occidental prolongation of the North branch of the Merens fault, which crosses the Soulcem's valley from East

to West. This structure only crops out in the oriental slope of the studied area, leaving the change of structural dominance and metamorphic conditions from one domain to the other, as the unique way to follow its path. To the West of the Soulcem's valley, the structural and metamorphic differences between the two domains become more diffuse, the subvertical structures end up deforming and transposing the subhorizontal ones in all the sectors. This seems to indicate that the Merens fault was formed in relation to the development of the D2 folds, which dominate in the South Domain.

Therefore, it is possible to conclude that the Merens fault has a Variscan origin, related to the D2 structures. Its Alpine activity was very low or null, although a tightening of the D2 folds during the Alpine orogeny is not discarded.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Situación geográfica

El área de estudio se encuentra localizada en la zona central de los Pirineos franceses y comprende una superficie aproximada de unos 13,18 km<sup>2</sup> que abarca el valle de Soulcem (Fig. 1.1). Este valle se encuentra delimitado al Oeste/Sur-Oeste por la provincia de Lleida y al Este/Sur-Este por Andorra. Concretamente pertenece al distrito francés de Foix y Cantón de Vicedoss en el departamento de Ariège, región de Midi-Pyrénées. Dentro de la zona de estudio se encuentran los lagos de Soucarrane, Médécourbe y Caraussans, que alimentan el valle principal, y este, al embalse situado al Norte del mismo denominado embalse de Soulcem.

El valle de Soulcem muestra un relieve cuya morfología presenta un modelado glaciar y periglacial. Los valles de fondo plano o en artesa, circos glaciares, depósitos morrénicos, cubetas de sobre-excavación, canchales, etc. son indicativos claros de estos procesos geomorfológicos.

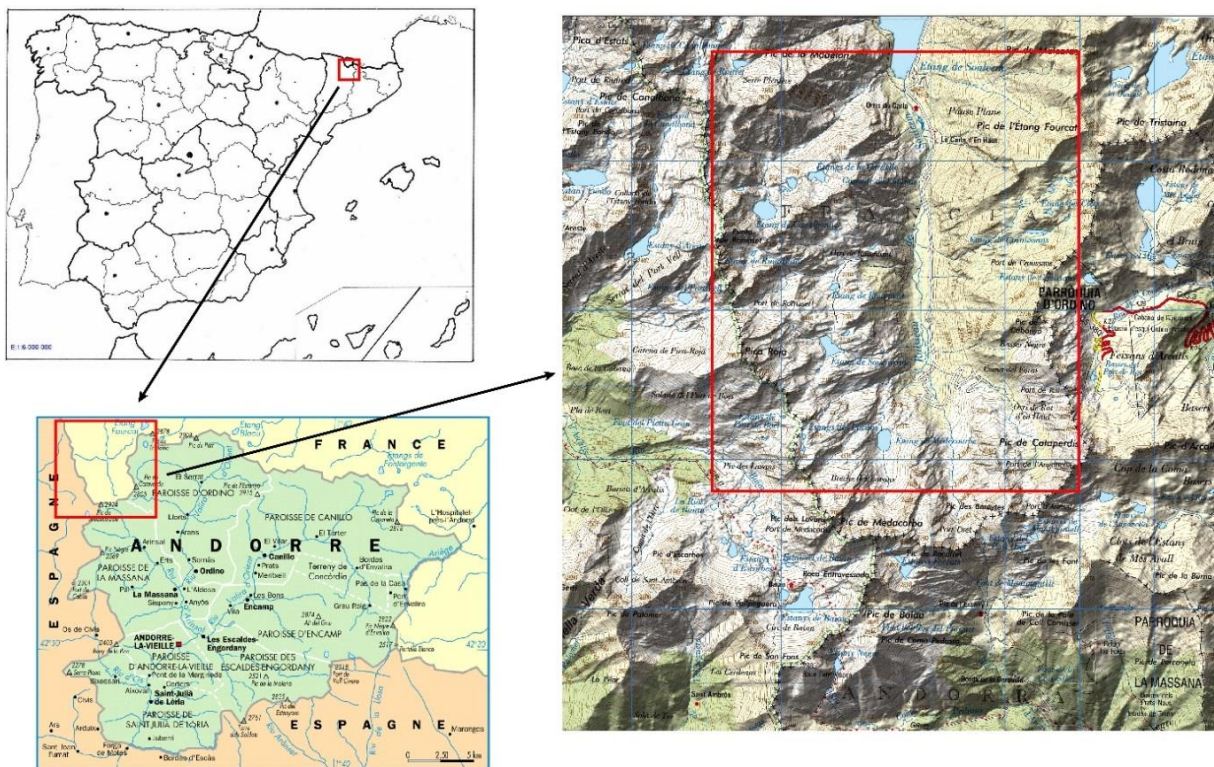


Figura 1.1 – Situación geográfica del área de estudio.

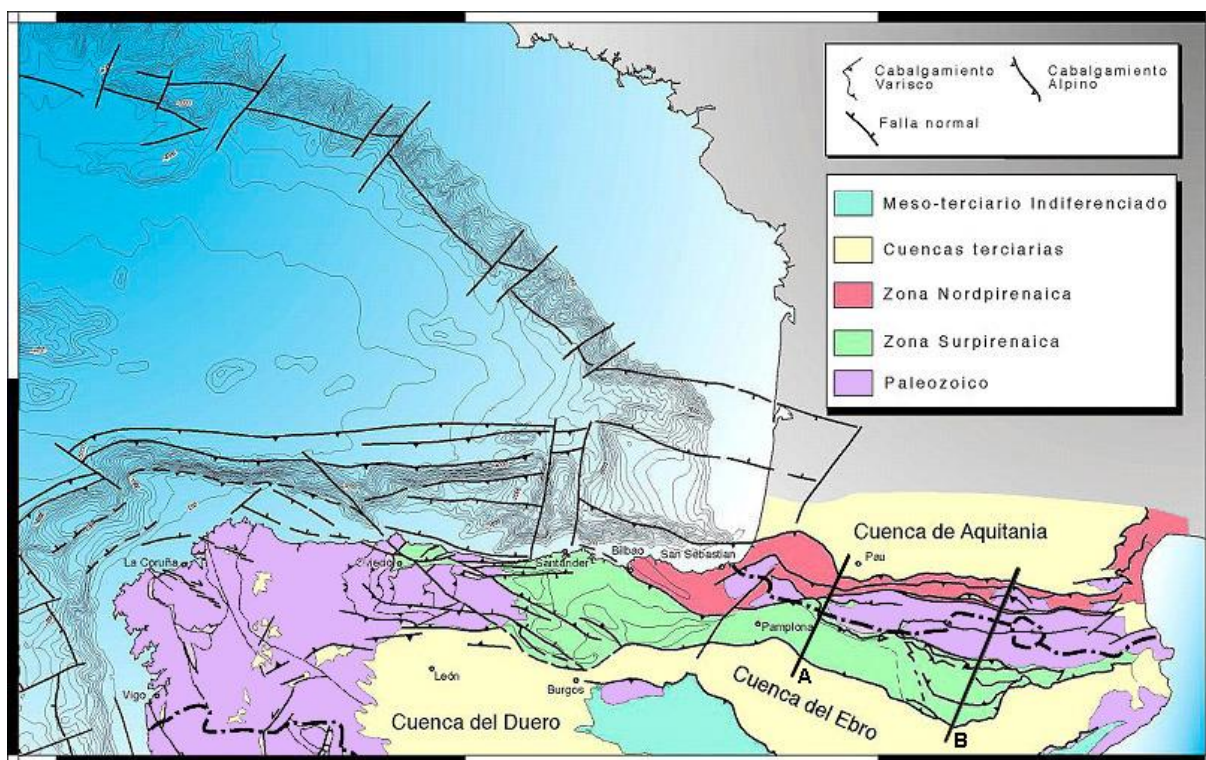
## 1.2 Situación geológica y antecedentes

La cordillera pirenaica conforma un pequeño orógeno flanqueado al Norte y al Sur por las cuencas sedimentarias de antepaís de Aquitania y del Ebro respectivamente. Se trata de una cadena montañosa formada durante la orogenia Alpina, entre el Cretácico Superior y el Mioceno, como consecuencia de la colisión de la microplaca Ibérica contra la placa Euroasiática. Durante este evento se produjo la exhumación y deformación del basamento Paleozoico, que ya se encontraba deformado previamente durante la Orogenia Varisca. Los Pirineos son por tanto el resultado de una evolución tectónica y sedimentaria que da comienzo en el Pérmico y continua hasta la actualidad, dando como resultado una cordillera con una extensión de 450 km de Este a Oeste y unos 80 km de Norte a Sur, que se prolonga al Este, hasta la Baja Provenza en Francia, y al Oeste, hasta la Cordillera Cantábrica alcanzando los 1.000 km de longitud (Alonso *et al.*, 1996; Gallastegui, 2000; Pulgar *et al.*, 1996; Pulgar *et al.*, 1997). Los Pirineos han sido divididos en tres zonas de acuerdo a sus características tectono-sedimentarias, que son: (1) Zona Norpirenaica, (2) Zona Surpirenaica y (3) Zona Axial (Mattauer y Séguret, 1971) (Fig. 1.2).

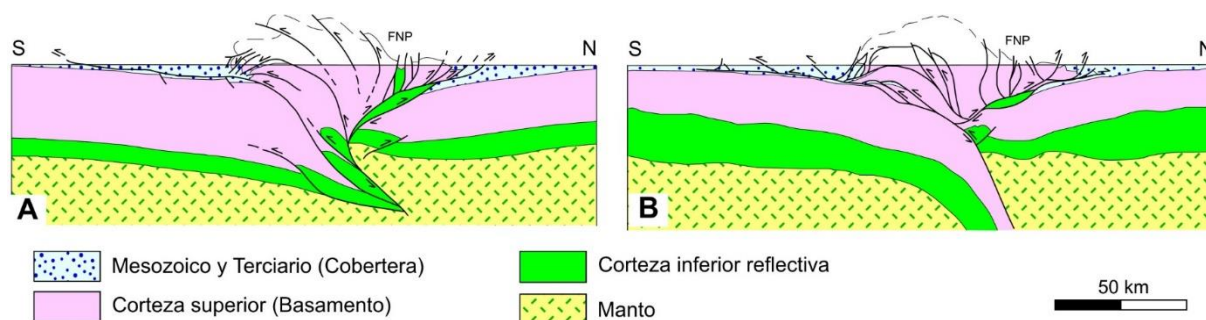
- (1) La Zona Norpirenaica se encuentra delimitada al Sur por la Falla Norpirenaica y al Norte por el Cabalgamiento Frontal Norpirenaico. En su mayoría se compone de materiales paleozoicos y mesozoico-terciarios afectados por cabalgamientos de dirección E-O y dirigidos hacia el Norte.
- (2) La Zona Surpirenaica está comprendida entre los afloramientos de rocas paleozoicas de la zona central pirenaica y por el Frente del Cabalgamiento Surpirenaico en el extremo Sur. En ella afloran principalmente rocas de la cobertera mesozoico-terciaria deformadas por estructuras con vergencia Sur.
- (3) La Zona Axial comienza inmediatamente al Sur de la Falla Norpirenaica y se prolonga hacia el Sur a lo largo de todo el extenso afloramiento de rocas paleozoicas. Se trata del zócalo varisco elevado y apilado debido a la acción de cabalgamientos Alpinos dirigidos al Sur.

El perfil sísmico ECORS-Pirineos (Choukroune y ECORS Pyrenees team, 1988) (Fig. 1.2) que atraviesa la cordillera pirenaica de Norte a Sur, ha permitido la elaboración de un corte geológico (Fig. 1.3) a escala cortical que permite interpretar la disposición de las estructuras en profundidad. En este corte se observa que los Pirineos presentan una doble vergencia de las estructuras, definiendo un patrón en abanico, responsable del engrosamiento y elevación del zócalo paleozoico en la *Zona Axial*, donde estas fallas convergen en profundidad. A partir de esta información se realizaron varias estimaciones del acortamiento total producido en este orógeno, que van desde unos 100 km según Roure *et al.* (1989) (Fig. 1.3a) hasta unos 165 km aproximadamente, según Muñoz (1992) (Fig. 1.3b).





**Figura 1.2** – Mapa en el que se muestra la división en zonas de los Pirineos según Gallastegui (2000). El corte **A** corresponde a la transversal de Arzacq-Ansó y el **B** al perfil ECORS.

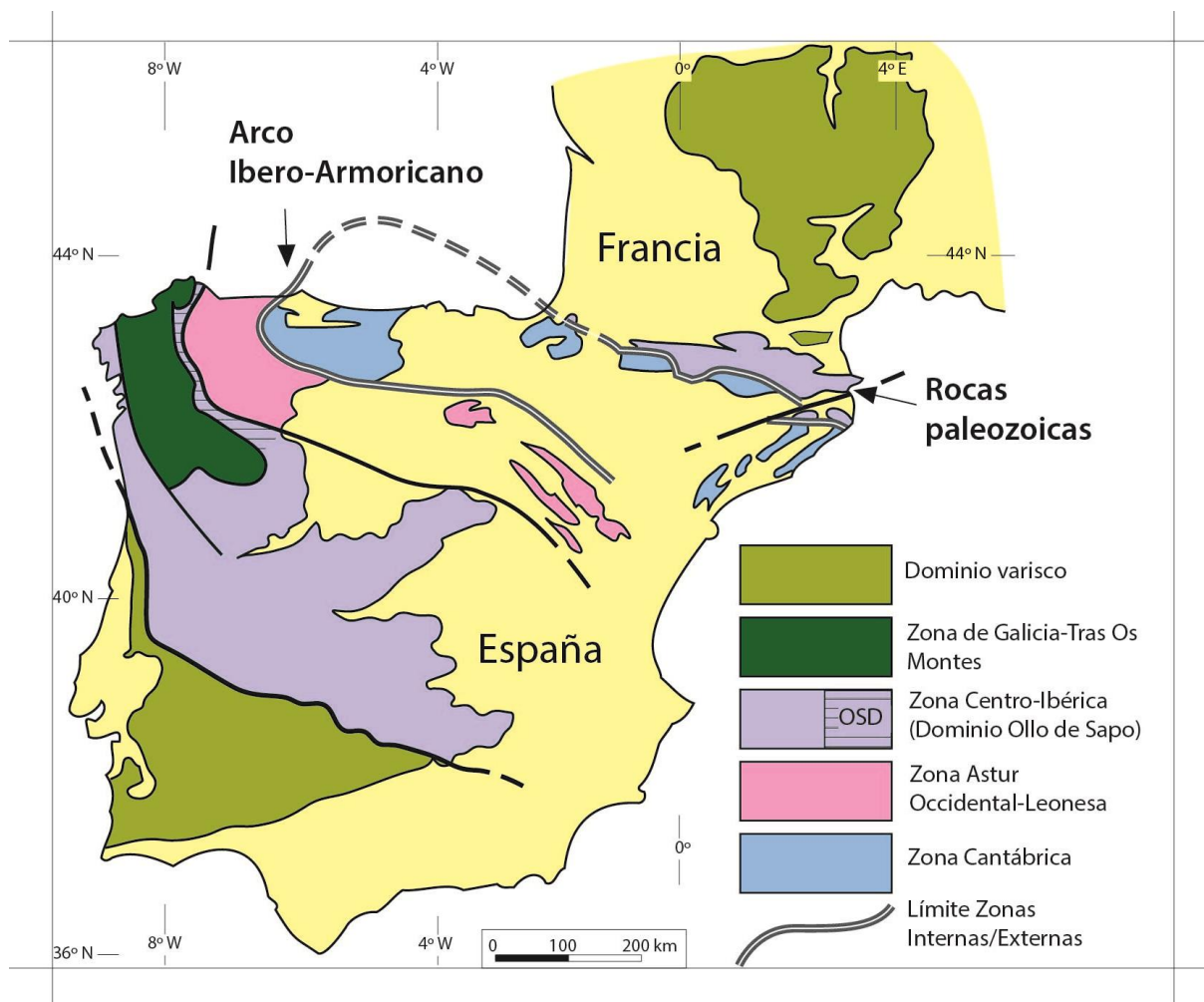


**Figura 1.3** – Interpretaciones del perfil ECORS: **A** Según Roure *et al.* (1989) modificado por Choukroune (1990), **B** Según Losantos *et al.* (1989) modificado por Muñoz (1992).

### 1.2-1 Zona Axial

Zwart (1963) realizó por primera vez una división de la Zona Axial pirenaica en función de su metamorfismo y estructuras dominantes, definiendo así los términos *infraestructura* y *supraestructura*, ampliamente utilizados hasta la actualidad. La *infraestructura* se caracteriza por presentar una foliación tectónica subhorizontal asociada a un metamorfismo que puede llegar a ser de alto grado, mientras que en la *supraestructura* predominan pliegues derechos con una foliación tectónica subvertical asociada y un metamorfismo de bajo a muy bajo grado. Posteriormente, García-Sansegundo *et al.* (2011) realizaron una división de la Zona Axial con el fin de separar dentro de ella las zonas variscas internas y externas y proceder a su correlación con otros fragmentos del Orógeno Varisco situados en el NO de la Península Ibérica. Así, estos autores conectaron los sectores septentrionales y orientales de la Zona Axial, junto a los Macizos Norpirenaicos, con la Zona Astur-Occidental Leonesa y el Dominio Olla de Sapo, que corresponden a las zonas internas. Mientras que por otro lado, correlacionaron los sectores meridionales y occidentales de la Zona Axial pirenaica con la Zona Cantábrica, que caracteriza las zonas externas del orógeno. Este estudio ha permitido establecer la continuidad del Orógeno Varisco hacia el Oeste y situar a la Zona Axial en la rama Norte del Arco Hespérico (Fig. 1.4). Con base en este estudio, se puede decir que en la Zona Axial pirenaica, las zonas externas se caracterizan por presentar sistemas de cabalgamientos y pliegues asociados con escaso desarrollo de foliaciones tectónicas debido a la casi total ausencia de metamorfismo. Por su parte, las zonas internas variscas incluyen tanto a la *infraestructura* como buena parte de la *supraestructura* de Zwart (1963), donde son frecuentes los pliegues y las foliaciones tectónicas asociadas, desarrolladas en condiciones metamórficas que van de bajo grado a la migmatización. A grandes rasgos, estas zonas internas que incluyen dominios *infra-* y *supraestructurales* se encuentran conformadas por domos alargados en dirección E-O, flanqueados por estrechos sinclínicos. En las áreas de los domos (dominios *infraestructurales*) afloran gneises y rocas metasedimentarias que van del Proterozoico Superior al Ordovícico Inferior, mientras que los sinclínicos (dominios *supraestructurales*) se componen principalmente por rocas silúricas, devónicas y carboníferas (Zwart, 1979).

El valle de Soulcem está incluido en las zonas internas variscas diferenciadas por García-Sansegundo *et al.* (2011) y corresponde a un sector en el que tiene lugar la transición *supraestructura* / *infraestructura* de Zwart (1963). Este valle se encuentra ubicado en el extremo nororiental del domo de la Pallaresa, al Oeste de los domos de Aston y Hospitalet (Fig 1.5), y está compuesto en su totalidad por rocas del pre-Caradoc, con un granito porfírico en su parte más septentrional.



**Figura 1.4** – Mapa extraído de García-Sanseguendo *et al.* (2011). Se aprecia la división entre zonas internas y externas en la *Zona Axial*, y su correlación con el resto de afloramientos del varisco Ibérico.

Los domos de Aston y Hospitalet se encuentran separados por la Falla de Merens, cuya prolongación hacia el Oeste permite dividir el valle de Soulcem en dos sectores: el Norte con predominio de estructuras subhorizontales y mayor grado metamórfico y el Sur, en el que cobran relevancia los pliegues subverticales. La Falla de Merens ha sido por lo tanto considerada como una estructura importante dentro de la *Zona Axial*. Algunos autores han considerado su papel relevante como estructura varisca (Clariana, 2015; Denèle, 2007; Lamouroux, 1976; McCaig, 1984; McCaig y Miller, 1986; Soula y Bessièrre, 1980, etc.), mientras que otros se han decantado por su rejuego alpino (Muñoz, 1992).



### 1.3 Objetivos y metodología

De acuerdo con el estado del conocimiento actual y a la luz de los últimos estudios, la Falla de Merens guarda relación con algunas de las estructuras variscas de la zona de estudio, siendo además una de las estructuras responsables de la transición *infraestructura / supraestructura*. Por otra parte, a esta falla se le ha atribuido un papel importante en la estructuración alpina de la Zona Axial pirenaica. Por estas razones, el objetivo principal de este trabajo es el análisis de esta falla en el valle de Soulcem, donde tiene lugar su prolongación occidental y donde se puede observar su relación con los pliegues que afectan a la sucesión pre-Caradoc, los cuales son abundantes y están bien representados en esta zona. Con este estudio es viable valorar el papel jugado por la Falla de Merens durante la deformación Varisca, así como su actividad durante el ciclo alpino, tanto en la etapa extensional mesozoica, como en la compresiva durante el final del Mesozoico y Cenozoico. El papel jugado por esta falla en las diferentes etapas deformacionales, ha sido determinado en el presente trabajo analizando su relación con las estructuras existentes en la zona.

Para realizar este estudio se ha llevado a cabo un análisis de los datos de otros autores que trabajaron en esta zona a lo largo de los últimos años, desde los primeros de Zwart (1963) hasta los más recientes de Clariana (2015) y Mezger y Gerdes (2016). Los trabajos de estos autores previos han aportado nuevas cartografías y cortes geológicos, diversos análisis microestructurales, relaciones blástesis-deformación, así como datos geocronológicos de las intrusiones ígneas del entorno. A partir de esta información, en el presente estudio se ha realizado un trabajo de campo consistente en la elaboración de un mapa geológico a escala 1:10.000, con el fin de obtener información detallada sobre la estratigrafía de las series Cambro-ordovícicas y de las características geométricas de las intrusiones ígneas. Asimismo, acompañando al mapa geológico se realizaron varios cortes geológicos detallados y se han analizado afloramientos concretos con el fin de establecer las relaciones existentes entre las diferentes anisotropías de las rocas (estratificación, foliaciones tectónicas, planos de falla, etc.) Con estos datos estructurales se han determinado las características geométricas de las estructuras y se ha obtenido información sobre su posición espacial. Por otra parte, han sido tomadas diversas muestras de roca para realizar su análisis microscópico, con el que se ha estudiado su mineralogía y las relaciones temporales entre las foliaciones tectónicas que las afectan. Asimismo se han analizado las condiciones metamórficas en las que ha tenido lugar la deformación.

## 2. RESULTADOS

### 2.1 Estratigrafía

En los Pirineos centrales se encuentran dos conjuntos litológicos principales: las rocas de la cobertura mesozoico-terciaria que presentan sus mejores afloramientos al Norte y al Sur del área estudiada, en las zona Norpirenaica y Surpirenaica, y las rocas del basamento Paleozoico-Proterozoico que afloran en la Zona Axial, Macizos Norpirenaicos y Unidades de las Nogueras (Figs. 1.2, 1.5).

#### 2.1-1 El Paleozoico de la Zona Axial Pirenaica

Las rocas paleozoicas de la Zona Axial pirenaica se pueden dividir en cuatro grandes grupos: (1) *la sucesión pre-Caradoc*, (2) *la serie del Ordovícico superior*, (3) *la sucesión silúrica*, (4) *la sucesión devónica* y (5) *las series carboníferas*.

(1) Sucesión pre-Caradoc: Comprende todas las unidades anteriores al Ordovícico Superior, por lo que tradicionalmente ha sido denominada serie Cambro-ordovícica. De acuerdo con las dataciones realizadas por Laumonier *et al.* (2004) en niveles de rocas volcánicas intercaladas en esta sucesión, existen edades que van desde el Ediacariense hasta el Ordovícico inferior y medio. Consiste en una alternancia de lutitas y areniscas que ocasionalmente puede presentar intercalaciones de calizas, cuarcitas, microconglomerados y conglomerados, los cuales han sido confundidos en varias ocasiones con los encontrados en el Ordovícico superior. En general, se trata de una serie azoica, lo que dificulta su datación.

Uno de los primeros estudios de la sucesión pre-Caradoc pirenaica fue realizado por Cavet (1957), quien propuso una división inicial en dos series: Serie Canaveilles, situada en la parte inferior y Serie Jujols, correspondiente a la parte superior. Estudios posteriores (García-Sansegundo, 1992; García-Sansegundo y Alonso, 1989; Hartevelt, 1970; Laumonier y Guitard, 1986; Poblet, 1991; Van den Eeckhout, 1986; Zandvliet, 1960; Zwart, 1965); analizaron la sucesión Pre-Caradoc en diferentes sectores de la Zona Axial pirenaica y, en cada caso, propusieron su correlación con las series definidas por Cavet (1957). Recientemente, Laumonier *et al.* (2004), con base a los estudios realizados en los Pirineos orientales, reinterpretaron la estratigrafía de la sucesión pre-Caradoc de la Zona Axial pirenaica y redefinieron los grupos Caneveilles y Jujols, pasando la unidad más alta del grupo Caneveilles (Formación d'Evol) al Grupo Jujols y situando el nuevo límite en la Formación Tregura. Además, estos autores dividieron el Grupo Jujols en tres formaciones, cuyas características son las siguientes: (i) Formación Alos de Isíl, que

corresponde a la unidad inferior, está conformada por una alternancia de areniscas beige a gris claro y lutitas gris oscuro y presenta intercalaciones de cuarcitas blancas a beige; (ii) Formación LLeret Baiau, que corresponde al miembro medio, constituido normalmente por calizas grises claras y lutitas negras que hacia la base puede ser más arenosa y de tonos tostados; (iii) Formación Alins, que representa la unidad superior, compuesta por una alternancia de lutitas grises a gris verdoso y areniscas beiges, con una distribución grano-decreciente.

(2) Ordovícico Superior: La base de esta sucesión estratigráfica viene marcada por una discordancia angular que puede formar hasta 20° con las capas de las sucesiones infrayacentes (Casas y Fernández, 2007; Den Brok, 1989; García-Sansegundo y Alonso, 1989; García-Sansegundo *et al.*, 2004; Muñoz y Casas, 1996; Santanach, 1972). Se trata de una serie predominantemente siliciclástica con una unidad carbonatada en su parte media. Hartevelt (1970) fue el primero en realizar un estudio detallado de esta sucesión en los Pirineos centrales, siendo el primero en asignar nombre a las diferentes formaciones que se reconocen en este conjunto litológico. Con base en la descripción realizada por Hartevelt (1970), otros autores (García-Sansegundo, 1992; García-Sansegundo y Alonso, 1989; Gil-Peña *et al.*, 2000; Palau, 1988; Poblet, 1991; Van den Eeckhout, 1986) describieron la sucesión del Ordovícico superior en otros sectores de la *Zona Axial* pirenaica. Debido a la falta de datos paleontológicos, en algunas ocasiones se asignaron nuevos nombres a unidades estratigráficas similares a las definidas por Hartevelt (1970), si bien, en la mayoría de las ocasiones fue posible establecer la correlación con ellas. Las formaciones definidas por Hartevelt (1970), de base a techo, son: (i) Formación Rabassa, consistente en conglomerados poligénicos; (ii) Formación Cavá, formada principalmente por areniscas de grano grueso y microconglomerados; (iii) Formación Estana, correspondiente a un nivel de calizas de espesor variable; (iv) Formación Ansovell, que consta principalmente de pizarras grises y (v) Formación Cuarcita de Bar, situada en el techo del Ordovícico superior.

(3) Silúrico: En la Zona Axial pirenaica se encuentra representado por una sucesión de lutitas ampelíticas negras con intercalaciones, más abundantes hacia techo, de calizas con ortocerátidos. Diferentes autores (Hartevelt, 1970; Llopis Lladó, 1965; Zandvliet, 1960; Zwart, 1965) describieron esta sucesión, pero fue Dégardin (1988) quien realizó un estudio detallado de la misma, incluyendo un análisis bioestratigráfico y paleogeográfico, llegando a identificar 80 especies de graptolites que representan la mayoría de las biozonas del Llandovery y del Wenlock. Con el aumento hacia techo de los niveles de calizas los graptolites desaparecen pero se incrementa el contenido en conodontos que permitieron a Dégardin (1988) identificar diferentes biozonas clásicas de Europa desde el Telychiense al Lochkoviense.

(4) Devónico: De acuerdo con trabajos recientes (García-Sansegundo *et al.*, 2011; Sanz-López, 2004) en el Devónico de la Zona Axial pirenaica se distinguen tres dominios principales. Un primer dominio, el nororiental, caracterizado por margas, calizas y pizarras con un importante desarrollo de calizas nodulosas del Devónico Medio y Superior. El segundo dominio se sitúa en la zona Sur-occidental de la Zona Axial y se caracteriza por presentar en su parte baja lutitas, margas y calizas del Devónico Inferior, calizas arrecifales del Devónico medio en su parte intermedia y lutitas con calizas a techo en la parte superior. Finalmente, el tercer dominio es el central, que se encuentra situado entre los dos anteriores y presenta en su mitad inferior lutitas y calizas del Devónico inferior y medio, mientras que su parte superior está conformada en su mayoría por una sucesión turbidítica de gran espesor del Devónico Medio y Superior.

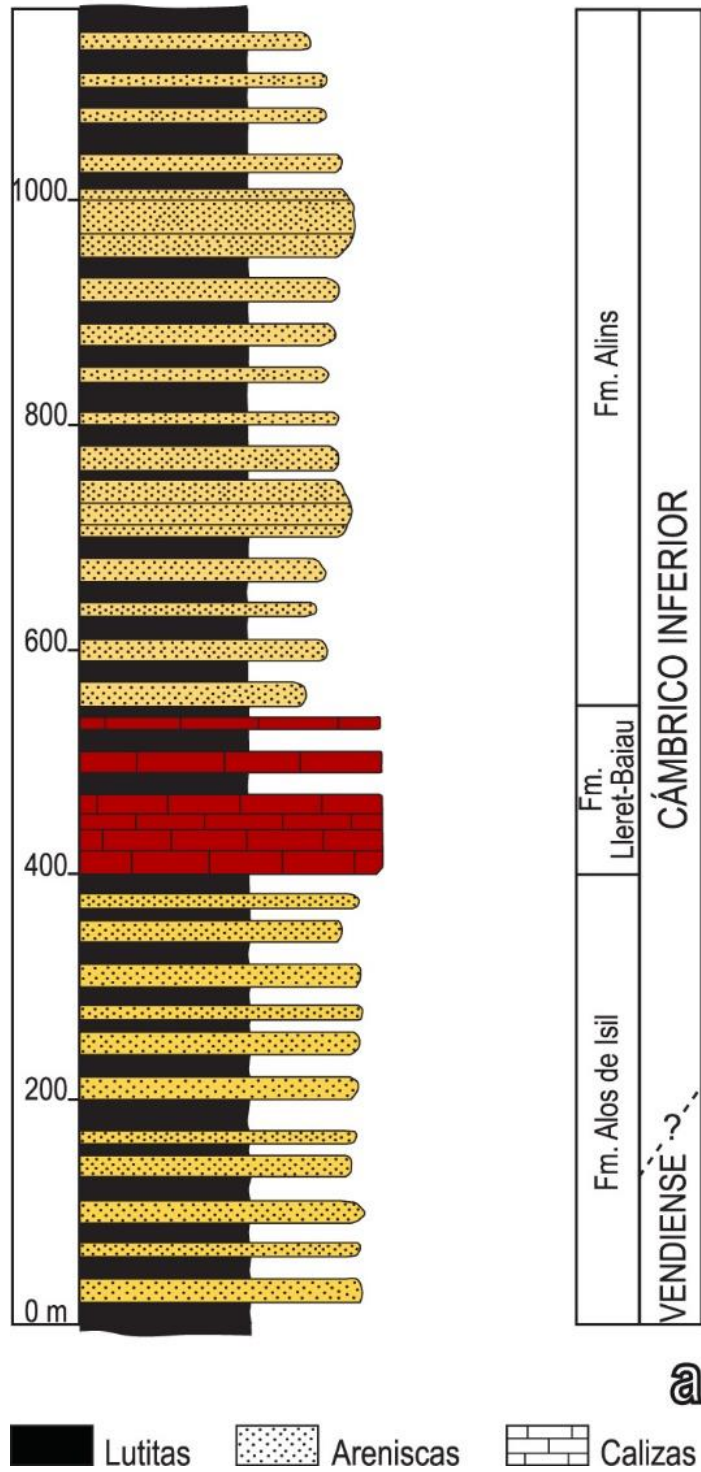
(5) Carbonífero: En la parte central de la Zona Axial pirenaica, esta sucesión se encuentra conformada esencialmente por dos unidades, una inferior carbonatada y otra superior constituida principalmente por materiales silicilásticos. En la unidad inferior afloran calizas blancas, casi siempre muy recristalizadas debido al metamorfismo, con una intercalación de una capa sílicea bastante continua. La unidad superior corresponde a la que tradicionalmente se denominó serie "Culm". En ella, se encuentran alternancias de areniscas feldespáticas y lutitas negras, entre las cuales aparecen niveles conglomeráticos. Localmente pueden aflorar capas de calizas con escasa continuidad lateral y con una potencia inferior a los 3 metros.

#### 2.1-2 Sucesión pre-Caradoc del valle de Soulcem

De acuerdo con estudios previos (Clariana, 2015; García-Sansegundo, 1992; Laumonier *et al.*, 2004; Poblet, 1991), la zona de estudio se constituye totalmente por rocas Cambro-ordovícicas y más concretamente pertenecientes al Grupo Jujols. Gracias a los mapas geológicos colindantes con el valle de Soulcem (Clariana, 2015), así como el contraste de los datos obtenidos en campo con las definiciones estándar de las formaciones que componen al Grupo Jujols, se estima que la zona de estudio en su totalidad está compuesta por la Formación Alos de Isíl (Fig. 2.1.1).

La Formación Alos de Isíl en el valle de Soulcem se compone, como ya se ha dicho, de alternancias centimétricas a decimétricas de areniscas y lutitas (Fig. 2.1.2), mientras que las intercalaciones de cuarcitas dentro de esta Formación aparecen en estratos decimétricos. Además, se han observado tramos carbonatados de tan solo unos metros de espesor, con escasa continuidad lateral, constituidos por calizas beige a blancas tableadas, dispuestas en estratos de potencia decimétrica, a los que normalmente se asocian niveles de lutitas negras. La potencia mínima de esta Formación es de aproximadamente 400 m (Clariana, 2015).





**Figura 2.1.1** – Columna estratigráfica sintética del grupo Jujols, realizada por Clariana (2015).



**Figura 2.1.2** – Aspecto de campo de la Formación Alos de Isíl.

La edad de las formaciones dentro del Grupo Jujols es incierta, aunque de acuerdo con la correlación con el Paleozoico inferior de los Pirineos Orientales sugerida por Laumonier *et al.* (2004) (Fig. 2.1.3), la Formación Alos de Isíl podría tener una edad Cámbrico Inferior. Por otro lado, dentro de esta unidad se intercalan niveles carbonatados, lo que resulta característico de la Formación Canaveilles (Neoproterozoico Superior), que además, y de acuerdo con los datos aportados por Clariana (2015), en ciertas zonas, este Grupo presenta características litológicas, granulométricas y petrológicas (presencia de niveles calcosilicatados, aboudinados y bordes de reacción, abundantes venas pegmatíticas con cuarzo y feldespato) que denotan una edad más antigua (Ediacariense?).



## 2.2 Rocas Ígneas

Desde un punto de vista estructural, la Zona Axial pirenaica se ha correlacionado con la Zona Astur-occidental Leonesa y Zona Centro-Ibérica del Macizo Ibérico (García-Sansegundo *et al.*, 2011; Martínez-Catalán, 1990) y como éstas, presenta una cantidad considerable de intrusiones graníticas (Fig. 1.5). Dentro de la Zona Axial, afloran cuerpos magmáticos con edades que van desde el pre-Caradoc hasta el Pérmico, relacionados con el Ciclo Orogénico Varisco como, (1) *pre-orogénicos* y (2) *sin-orogénicos*.

(1) Cuerpos pre-orogénicos afloran principalmente en los macizos de Aston, Hospitalet, Canigó y Roc de Frasua (Fig. 1.5). El episodio magmático más antiguo del que se tiene registro, corresponde al Ordovícico Inferior y está constituido por ortogneises metagraníticos peralumínicos, que intruyen en metasedimentos pre-Ordovícicos de supuesta edad Cámbrica (Cavet, 1957; Laumonier, 1988; Laumonier y Guitard, 1986). Por otro lado Castiñeiras *et al.* (2008) encontraron evidencias de un magmatismo Cadomiense (560-548 Ma) en los metatuffs y ortogneises de los macizos, Canigó, Roc de Frausa y Cap de Creus. El magmatismo ocurrido durante el Cambro-ordovícico (pre-Caradoc) constituye el núcleo de amplias estructuras antiformales, situadas en los macizos anteriormente citados, aunque también intruye en forma de sills intercalados en la serie Cambro-Ordovícica (Macizo de la Roc de Frausa, (Liesa y Carreras, 1989).

(2) Cuerpos sin-orogénicos, a pesar de las dificultades existentes a la hora de datar los cuerpos ígneos, en la Zona Axial pirenaica diversos autores han encontrado relaciones entre un considerable número de los mismos y las estructuras pertenecientes a la Orogenia Varisca, lo que ha llevado a clasificarlos como magmatismos sin-orogénicos. Se ha registrado que la mayor parte de estos eventos ígneos han ocurrido coetánea o posteriormente al pico de metamorfismo regional varisco situado en  $300 \pm 5$  Ma, edad obtenida a partir de los sedimentos discordantes más antiguos situados sobre las rocas paleozoicas metamórficas del Estefaniense B (Vielzeuf, 1996) (Tabla 2.2.1). En diversos macizos intrusivos se describen los efectos de las deformaciones transtensivas tardi-variscas (Gleizes *et al.*, 1997). El rango de edades obtenidas para los granitos de la Zona Axial pirenaica varía principalmente entre 310 y 298 Ma, aunque existen excepciones que llegan a alcanzar los 340 Ma o casi los 290 Ma, si bien la mayoría de ellos se emplazaron al final del Carbonífero o principios del Pérmico, es decir, en las etapas más tardías de la Orogenia Varisca.

**Tabla 2.2.1** – Tabla con las edades disponibles de los principales granitos variscos de la *Zona Axial* pirenaica, de acuerdo con los métodos de datación basados en los isótopos U-Pb. Además se incluye la datación más reciente del granito del área de estudio.

Granito	Método (U-Pb)	Edad (Ma)	Referencia
Cauterets-Panticosa	Circones	305.8±1.2	Denèle <i>et al.</i> (2014)
Bordères-Louron	Circones	309.4±3.9	Gleizes <i>et al.</i> (2006)
Granito de Maladeta	Circones	298±2.4	Evans <i>et al.</i> (1998)
Bassiès	Circones	312±2	Paquette <i>et al.</i> (1997)
Mont Louis	Circones	302.2±1.9	Denèle <i>et al.</i> (2014)
Andorra	Titanita	305±3	Romer y Soler (1995)
Ax Les Thermes	Circones	306±2.3	Denèle <i>et al.</i> (2014)
Querigut-Millas	Circones	302.7±2.3	Baudin <i>et al.</i> (2013)
La Jonquera	Circones	299±6	Denèle <i>et al.</i> (2014)
Granito de Carançà	Circones	304.7±1.1	Denèle <i>et al.</i> (2014)
Soulcem	Circones	339.4±2.5	Mezger y Gerdes (2016)

De acuerdo con su nivel de emplazamiento en la serie paleozoica, los cuerpos intrusivos se pueden clasificar en intrusiones de nivel superior, medio e inferior (Autran *et al.*, 1970), aunque más recientemente Arranz y Lago (2004) propusieron una agrupación de la clasificación de Autran *et al.* (1970) en plutones de la *supraestructura (a)* y de la *infraestructura (b)*.

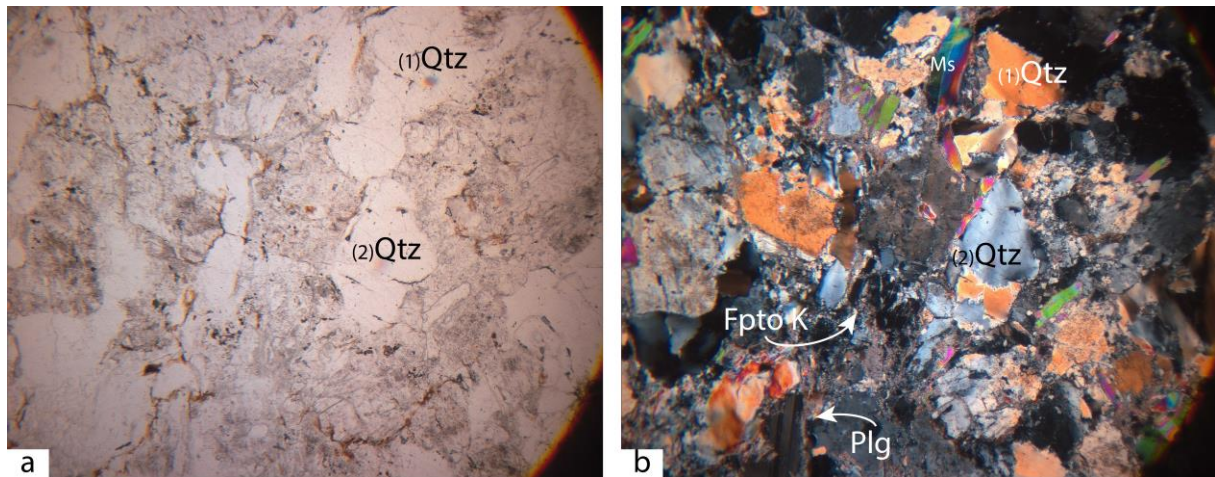
- (a) Macizos intrusivos de la supraestructura: Agrupa a los plutones de nivel superior que se emplazan en rocas de edad comprendida entre el Silúrico y el Carbonífero pre-Estefaniense en la parte occidental de la Zona Axial y en la serie Cambro-Ordovícica en los sectores más orientales. Dentro de este

grupo se incluyen los cuerpos ígneos de mayor desarrollo, tales como los de Maladeta, Andorra-Mont-Louis, Saint Laurent, La Joquera, Panticosa y Querigut-Millas que llegan a alcanzar dimensiones kilométricas, aunque también están los de Neouvielle, Bassies y Marimanya (Fig. 1.5) de menores dimensiones. En todos estos cuerpos ígneos se registran historias intrusivas multi-episódicas y, hacia el interior, presentan litotipos cada vez más ácidos (Arranz y Lago, 2004). Además, existe un predominio de rocas granodioríticas y monzograníticas que hacia el núcleo pasan a ser monzogranitos y sienogranitos con frecuencia peraluminicos.

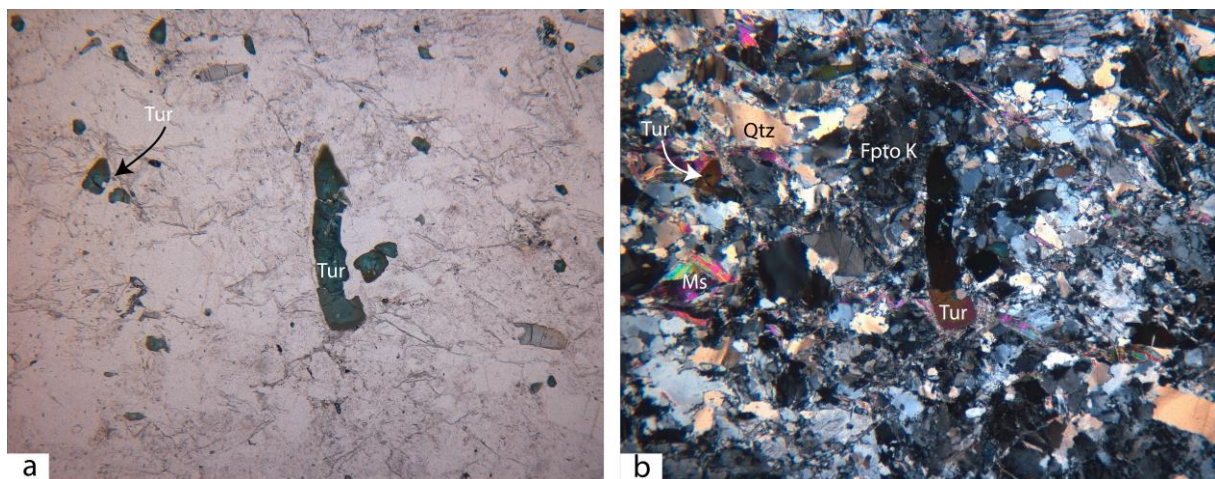
- (b) Macizos intrusivos de la infraestructura: Comprenden las intrusiones de niveles inferiores y medios, normalmente emplazadas en rocas del Paleozoico inferior. Estos cuerpos ígneos son mucho menos numerosos y extensos que los anteriores. Tienden a situarse en el núcleo de los complejos metamórficos y están compuestos fundamentalmente por leucogranitos. Los principales afloramientos se dividen en: (i) los que intruyen en rocas en facies de anfibolitas (interior de los macizos de Frédañon, Bossost, Trois-Seigneurs, Aston-Hospitalet, Canigó-Caranca, Albères y Cap de Creus) (Fig. 1.5) y (ii) los que se emplazan en rocas en facies de granulitas, como son los de Treilles y l'Agly (Fig. 1.5). Ambos macizos ígneos aparecen en forma de stocks, diques o sills eventualmente lacolíticos. Finalmente, es importante remarcar que todos los afloramientos pertenecientes a este grupo parecen estar en equilibrio con las condiciones metamórficas de su encajante, caracterizando así estos emplazamientos como sin-metamórficos (Arranz y Lago, 2004).

### 2.2-1 El granito de Soulcem

Se encuentra en la parte más septentrional de la zona estudiada y se incluye entre las intrusiones emplazadas en rocas en facies anfibolítica, en la parte occidental del macizo de Aston-Hospitalet. Su cuerpo principal se sitúa en las inmediaciones del Lago de Soulcem y presenta una morfología de stock, a partir del cual parten numerosos sills (Anexo I y III) concordantes con la anisotropía más penetrativa de la roca encajante (foliación S1, ver capítulo de estructura). Se trata de un granito porfírico y leucocrático (Fig. 2.2.2), cuya característica más relevante es la considerable abundancia de cristales subhedrales de moscovita. Cabe destacar además la presencia de una fase más aplítica dentro del cuerpo ígneo (Fig. 2.2.3).



**Figura 2.2.2** – Aspecto de la fase porfírica del granito de Soulcem, bajo el microscopio con (a) Luz polarizada no analizada, (b) luz polarizada y analizada.



**Figura 2.2.3** – Fase aplítica del granito de Soulcem, con (a) luz polarizada no analizada, (b) luz polarizada y analizada.

Este granito se encuentra compuesto fundamentalmente por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, moscovita y apatito, presentando un menor tamaño de grano en la fase aplítica y una notable abundancia de turmalina. Se observan migraciones de borde de grano, orientación dimensional preferente del cuarzo y maclas de presión, lo que se interpreta como debido a una leve deformación plástica (Mezger y Gerdes, 2016). Mediante ablación laser en circones, Mezger y Gerdes (2016) han datado este granito en  $339,4 \pm 2,5$  Ma (Visiense), por consiguiente, se emplazó en una época anterior al pico de metamorfismo regional varisco, datado en

305 ±5 Ma (Vielzeuf, 1996). Aunque por otro lado, Denèle *et al.* (2014) concluyen que existe una gran similitud entre los granitos de Soulcem y Ax-Les-Thermes, datado este último en 306 Ma por Denèle *et al.* (2014). Tras valorar las características de los granitos de Ax-les-Thermes y Soulcem y a la vista de las edades obtenidas, Denèle *et al.* (2014) llegaron a la conclusión de que las edades del granito de Soulcem podrían corresponder a la existencia de circones heredados y no a la edad de emplazamiento.

## 2.3 Estructura

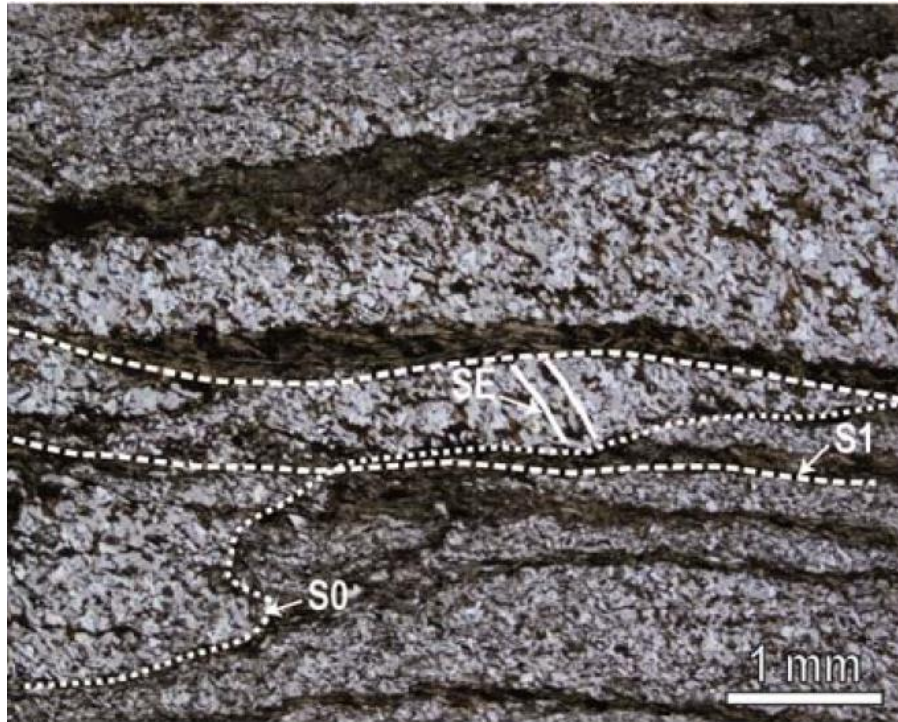
Los primeros trabajos sobre la estructura varisca realizados en la zona estudiada corresponden a Zwart (1965) quien elaboró el mapa geológico a escala 1:50.000 y esbozó los primeros rasgos de la estructura varisca. Este autor caracterizó dos dominios estructurales, uno dominado por pliegues derechos o vergentes al Sur con la foliación subvertical asociada (*supraestructura*) y otro (*infraestructura*), coetáneo con el anterior y dominado por una foliación subhorizontal. La contemporaneidad entre las estructuras de estos dominios fue cuestionada posteriormente en la zona de estudio por Séguret y Proust (1968a, b) quienes consideraron que las estructuras acostadas son previas a las subverticales. Posteriormente, Clariana (2015) observó que las estructuras acostadas de la *infraestructura* de Zwart (1963) corresponden a una foliación horizontal asociada a pliegues vergentes al Norte de escala kilométrica. Asimismo y de acuerdo con la interpretación de Mezger, (2009), Séguret y Proust (1968a, b), esta misma autora observó que las estructuras subverticales de la *supraestructura* se formaron con posterioridad a las acostadas, en relación con cabalgamientos de dirección E-O despegados dentro de la serie pre-Caradoc (Clariana, 2015; Clariana y García-Sansegundo, 2009). La Falla de Merens, que separa los domos de Astón y Hospitalet, fue interpretada por Clariana (2015) como un cabalgamiento relacionado con las estructuras subverticales de la *supraestructura*.

### 2.3-1 Estructuras del valle de Soulcem

En el presente trabajo, dentro del valle de Soulcem, se han reconocido estructuras que pueden ser agrupadas en tres episodios de deformación: uno pre-Varisco, que solo afecta a las series del pre-Ordovícico superior y dos variscas. Esta misma sucesión de estructuras fue observada en la zona de Andorra situada al Este de la zona de estudio por Clariana (2015), quien denominó S<sub>E</sub> a un clivaje pre-varisco (Fig. 2.3.1) y agrupó en los episodios D1 y D2 las estructuras variscas



principales. Por lo tanto, en el presente trabajo se utilizará esta misma división para describir las estructuras observadas.

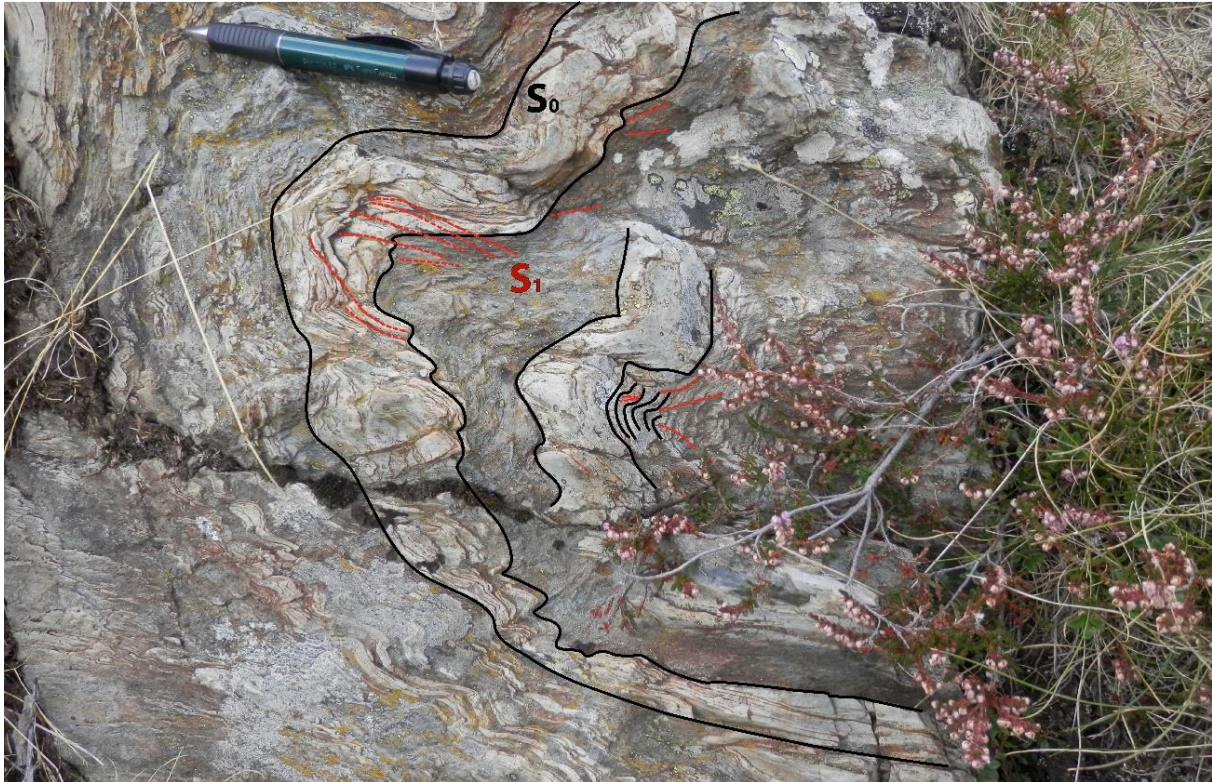


**Figura 2.3.1** – Imagen tomada de Clariana (2015). En ella se observa una foliación S1 subparalela a la S0 y la foliación previa S<sub>E</sub> marcada por la orientación de los granos de cuarzo que se disponen oblicuos a los planos de la foliación regional S1

A la vista del mapa (Anexo I) y cortes geológicos (Anexo II y III), el sector ocupado por el valle de Soulcem puede dividirse a grandes rasgos en un (1) *Dominio Norte*, donde existe un predominio de estructuras D1 sub-horizontales, frente a un (2) *Dominio Sur* que se caracteriza por el predominio de estructuras D2, sub-verticales, que deforman a las anteriores. El límite entre ambos sectores viene marcado por la prolongación hacia el Oeste de la rama Norte de la Falla de Merens.

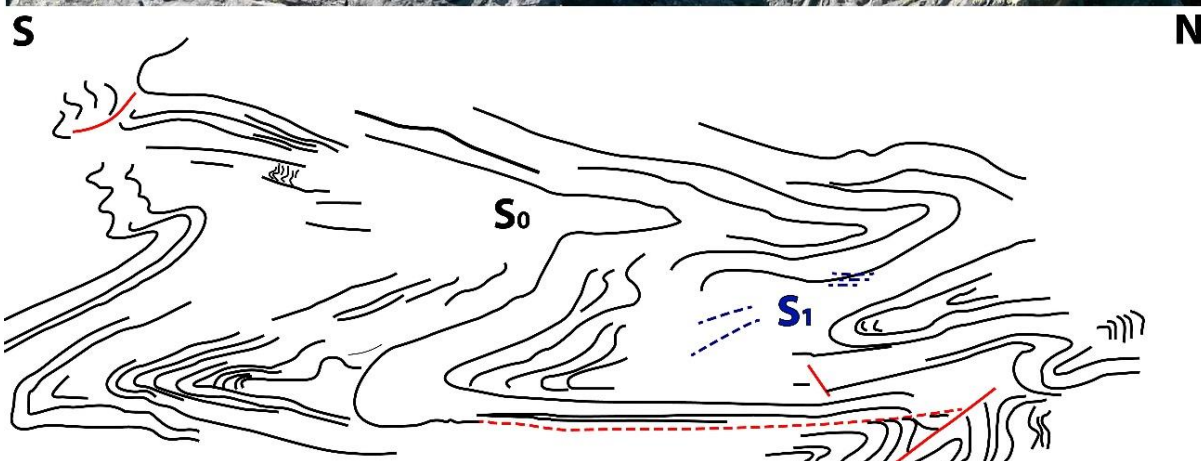
(1) Dominio Norte: Presenta un predominio generalizado de una foliación sub-horizontal que en adelante denominaremos S1. Esta foliación se encuentra asociada a pliegues tumbados, de dirección aproximada E-O y vergencia al Norte (Fig. 2.3.2). En el valle de Soulcem, los pliegues que se asocian a la S1 son de escala decimétrica a métrica, y por su asimetría, corresponden a pliegues menores asociados a flanco normal de pliegues de mayor escala (Fig. 2.3.3). Al Este de la zona estudiada, en Andorra, han sido cartografiados y descritos pliegues acostados de escala kilométrica, vergentes al Norte con la foliación S1 asociada (Clariana,

2015). Hacia el Sur de este dominio, la foliación S1 se encuentra deformada por suaves pliegues derechos de dirección E-O.



**Figura 2.3.2** – Aspecto de los pliegues tumbados con la foliación S<sub>1</sub> asociada. Norte hacia la izquierda

*(2) Dominio Sur:* Está dominado por pliegues D2, de dirección E-O, derechos o ligeramente vergentes al Sur. Los suaves pliegues que se observaban afectando a la S<sub>1</sub> en la parte más meridional del Dominio anterior, en este Dominio pasan a ser las estructuras principales. Al Sur de la prolongación hacia el Oeste de la Falla de Merens los pliegues D2 presentan su mayor desarrollo, lo que se traduce en que pasan a ser la estructuras dominantes de este dominio, a todas las escalas, desde microscópica a hectométrica (Fig. 2.3.4), presentando un carácter considerablemente más apretado. En el valle de Soulcem, los pliegues D2 no presentan una foliación tectónica generalizada asociada, como ocurre en sectores más meridionales situados fuera del ámbito de la zona estudiada (Clariana, 2015; Zwart, 1965). Únicamente es posible observar un débil clivaje de crenulación, que denominaremos en adelante S<sub>2</sub>, desarrollado en la zona de charnela de algunos pliegues D2 que afectan a materiales pizarrosos.



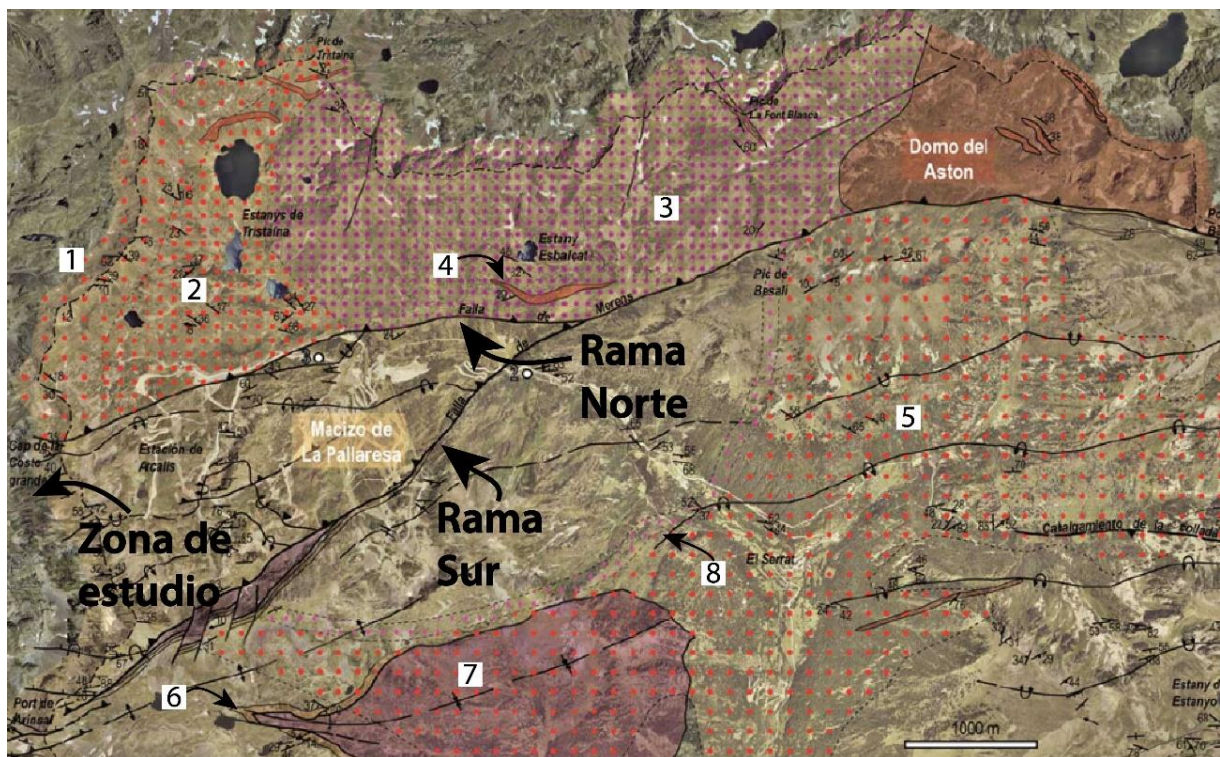
**Figura 2.3.3** – Pliegues menores D1 asociados al flanco normal de un pliegue de mayor escala. Se observa la  $S_0$  plegada por la secuencia de deformación D1, lo que dio lugar al desarrollo de la  $S_1$ . Los trazos rojos representan pequeñas fracturas.



**Figura 2.3.4** – Aspecto de los pliegues de tipo D2 a diferentes escalas. Aquí se muestran desde centimétrica a métrica.

### 2.3-2 Falla de Merens

En Andorra, situada al este de la zona estudiada, la Falla de Merens se encuentra dividida en dos ramas (Fig. 2.3.5). La rama meridional puede ser seguida hacia el OSO, entre el port de Arinsal y el port Dret, donde Clariana (2015) ha interpretado que esta falla corresponde a un cabalgamiento dirigido hacia el Sur, en relación con el cual tiene lugar el desarrollo de pliegues D2. En el Port Vell, Carreras y Cirés (1986) han podido demostrar que la Falla de Merens pasa lateralmente a bandas de cizalla y pliegues derechos de dirección E-O. La rama Norte de la Falla de Merens puede ser observada en el Cap de la Coste Grand, correspondiente al punto más occidental donde fue cartografiada por Clariana (2015). Más al Oeste, la falla se adentra por completo en el valle de Soulcem, representando el límite entre los dominios estructurales anteriormente definidos.



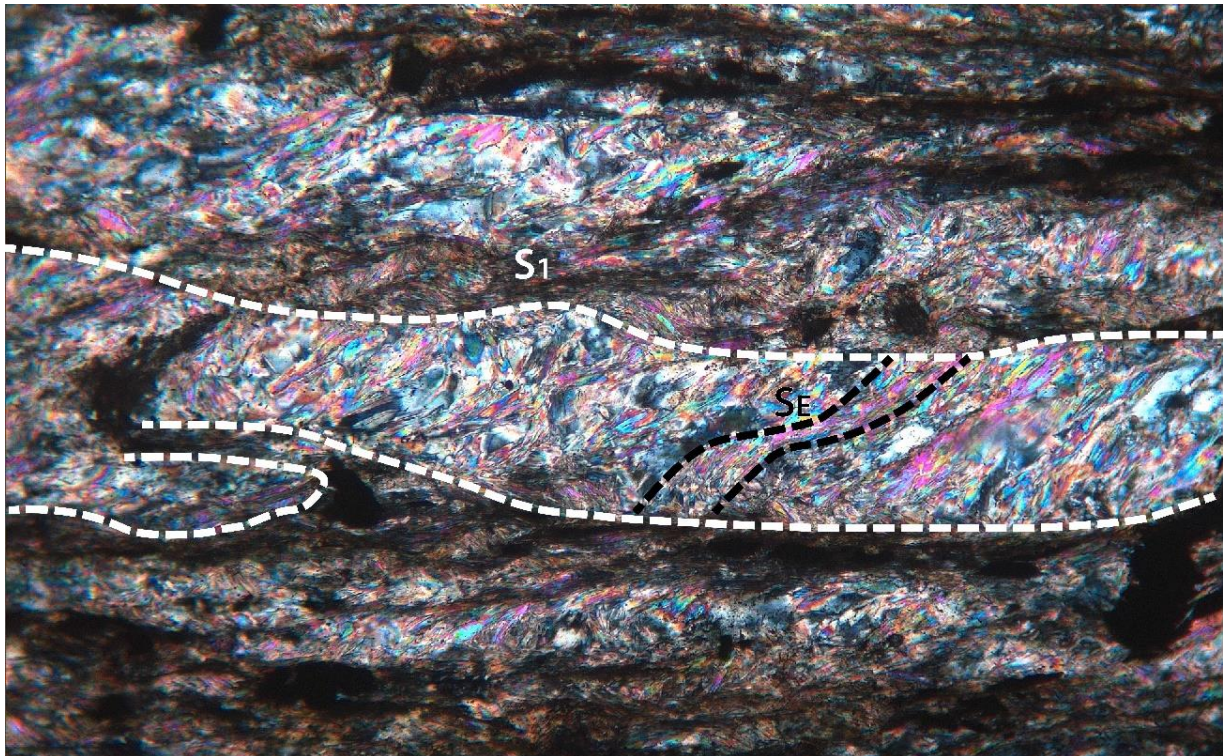
**Figura 2.3.5** – Esquema foto-geológico realizado por Clariana (2015), en el que se observa como la Falla de Merens se divide en las dos ramas, Norte y Sur. (1) Zona Andalucita-Estauroлита-Cordierita, (2) Zona Estauroлита, (3) Zona Sillimanita, (4) Diques graníticos, (5) Zona Andalucita-Estauroлита-Cordierita, (6) Calizas grises oquerosas del Ordovícico Superior, (7) Lutitas ampelíticas del Silúrico, (8) Zona Granate. A excepción de los puntos 6 y 7 el resto se compone de materiales Cambro-Ordovícicos.

Dentro de la zona estudiada, la rama Norte de la Falla de Merens se ha observado en un afloramiento situado en la ladera oriental del valle principal de Soulcem (Anexo I y III). En ese sector existe una zona fracturada de aproximadamente 1 metro de espesor en la que se reconocen lutitas negras inclinadas  $74^\circ$  hacia N-08E. A ambos lados de la zona fracturada la S0 tiene continuidad, aunque cambia el buzamiento de las capas y de la S1, dominante al Norte, que se encuentra intensamente plegada al Sur. Al Norte de la zona fracturada, las capas presentan buzamientos inferiores a  $35^\circ$ , asimismo, la foliación S1 presenta un buen desarrollo, siendo la anisotropía principal. Al Sur de la zona fracturada los buzamientos de las capas oscilan entre  $60^\circ$  y  $80^\circ$  y los pliegues D2 pasan a ser dominantes (Anexo III). Hacia el Oeste del valle de Soulcem, no se han encontrado evidencias de fracturación en la zona por donde debería pasar la rama Norte de la Falla de Merens, lo que parece constatar su terminación lateral hacia el Oeste dentro de la zona estudiada (Anexo II). Más al Oeste de la zona estudiada, dentro del Macizo de la Pallaresa (Fig. 1.5) son progresivamente menos marcadas las diferencias entre los dominios Norte y Sur definidos en este trabajo, de forma que las estructuras D2 pasan a ser las dominantes, plegando y transponiendo las estructuras D1.

### 2.3-3 Microestructuras

A partir del estudio microscópico de varias muestras se han podido caracterizar las tres foliaciones tectónicas observadas en el valle de Soulcem:

Foliación  $S_E$ : Corresponde a un clivaje pizarroso, bien desarrollado en los niveles lutíticos, definido por la orientación dimensional preferente de filosilicatos principalmente y minerales opacos. En los niveles cuarcíticos la  $S_E$  se encuentra poco desarrollada aunque se puede observar por una débil orientación de los cristales de cuarzo y la orientación de algunos minerales opacos. El clivaje  $S_E$  se encuentra fuertemente deformado por la primera foliación varisca, de forma que solamente es posible reconocerlo con claridad en los microlitos de la S1 (Fig. 2.3.6). Al igual que en el valle de Soulcem, en sectores más orientales situados fuera de la zona estudiada, Clariana (2015) observó que la foliación subhorizontal varisca S1, cuando deforma a las series pre-Caradoc, corresponde a un clivaje de crenulación, mientras que cuando se desarrolla sobre series más modernas corresponde a un clivaje pizarroso. Este hecho fue interpretado por esta autora como debido a que la  $S_E$  corresponde a un clivaje pre-varisco, desarrollado antes del Caradoc. La existencia de una foliación pre-Caradoc ya fue observada en otros sectores de la Zona Axial pirenaica, como son el Macizo de Lys-Caillaouas y Domo del Garona, y fue relacionada con un evento extensional Ordovícico (García-Sansegundo *et al.*, 2011; Pérez-Cáceres, 2012).



**Figura 2.3.6** – Aspecto de la foliación  $S_E$  dentro de los microlitos del clivaje de crenulación  $S_1$ .

Foliación  $S_1$ : corresponde a un clivaje de crenulación que resulta del microplegamiento de la  $S_E$ . La  $S_1$  está definida por el desarrollo de estrechos dominios definidos por la orientación dimensional preferente de filosilicatos (moscovita y clorita principalmente), cristales de cuarzo y minerales opacos. Estos dominios separan microlitos, de anchura variable, donde se observa la  $S_E$  plegada (Fig. 2.3.6). En el Dominio Sur de la zona estudiada, esta foliación se encuentra deformada por los pliegues derechos del segundo episodio de deformación ( $D_2$ ) (Fig. 2.3.7).

Foliación  $S_2$ : Solamente en casos aislados se ha observado en niveles pizarrosos el desarrollo de un clivaje grosero ( $S_2$ ) en las charnelas de los pliegues  $D_2$ . Este clivaje que prácticamente no se ha desarrollado en la zona estudiada, es la foliación dominante en sectores situados al Sur, fuera de la zona estudiada como son el Anticinal de la Massana, o los sinclinales de Tor-Casamaya y Llavorsí (Clariana, 2015; Margalef, 2015; Zwart, 1965; Zwart, 1979).



**Figura 2.3.7** – Imagen de microscopio obtenida a partir de una muestra en el Dominio Sur. En ella se observa la estratificación y la  $S_1$  plegadas por la secuencia de deformación  $D_2$ .

## 2.4 Metamorfismo

La *Zona Axial* pirenaica se encuentra afectada por un metamorfismo varisco de baja presión y alta temperatura. Este metamorfismo se relaciona con la estratigrafía, de forma que en materiales más antiguos, y por tanto situados a mayor profundidad, existirá un mayor grado metamórfico que en las series más superficiales. De todos modos, y de acuerdo con Liesa (2004), el metamorfismo presenta cierta oblicuidad respecto a la estratigrafía, de forma que, hacia el Este de la *Zona Axial* pirenaica, la facies anfibolítica solo afectará a rocas cambro-ordovícicas, mientras que hacia el Oeste alcanza las rocas devónicas. Como ya ha sido indicado en la descripción de las rocas ígneas, este metamorfismo se relaciona con intrusiones emplazadas en niveles *infraestructurales*, donde las condiciones corresponden a la parte alta de la facies de la anfibolita (Autran *et al.*, 1970).

Este metamorfismo se ha relacionado con intrusiones ígneas emplazadas en diferentes niveles corticales. Así, y como ya ha sido explicado anteriormente en el capítulo de anterior, Autran *et al.* (1970) clasifican las intrusiones en tres tipos: (i) *intrusiones en niveles inferiores*; (ii) *intrusiones en niveles intermedios*, que se generan en la parte alta de la facies de la anfibolita y no suelen producir metamorfismo de contacto e (iii) *intrusiones en niveles superiores*, donde la parte superior de los cuerpos ígneos se puede emplazar en rocas con bajo grado metamórfico, mientras que su base lo hace en zonas de grado medio a alto. Estas intrusiones son grandes, pueden alcanzar una superficie de hasta un centenar de kilómetros cuadrados y suelen presentar aureolas de contacto.

El metamorfismo que afecta a las rocas de la parte oriental del macizo de la Pallaresa, donde se localiza la zona estudiada, se desarrolla en relación con el granito de Soulcem, situado en el extremo oriental del macizo del Aston, en niveles intermedios de la corteza (Autran *et al.*, 1970; Denèle *et al.*, 2009a). Las isógradas se distribuyen de forma concéntrica alrededor de la intrusión y se prolongan hacia el Este rodeando los domos de Aston y Hospitalet, en relación con granitos similares situados por debajo de los neises ordovícicos, como por ejemplo el granito de Aix-Les-Bains. El metamorfismo llega a ser de alto grado entorno a los domos y disminuye hacia las partes externas de los mismos. Zwart (1965) fue el primer autor en señalar esta distribución del metamorfismo, a partir de una cartografía geológica entorno a los domos de Aston y Hospitalet, incluyendo la zona de estudio. Más recientemente, Denèle *et al.* (2009a) modificaron la cartografía de Zwart (1965) elaborando un mapa de las isogradas del metamorfismo basándose en varios trabajos (Besson, 1991; Raguin, 1977; Zwart, 1965). Por último, Clariana (2015) modificó la cartografía de las zonas metamórficas de Zwart (1965) y Denèle *et al.* (2009a) en la zona situada al Norte de Andorra.

En el presente trabajo, el valle de Soulcem se ha dividido en dos dominios estructurales separados por la prolongación occidental de la Falla de Merens que a su vez muestran un desigual desarrollo del metamorfismo. En el Dominio Sur el metamorfismo solamente alcanzó condiciones de bajo grado metamórfico y nunca se llegó a superar la zona de la clorita. Sin embargo, en el Dominio Norte, donde aflora el granito de Soulcem, de acuerdo con los datos de Zwart (1965) y Clariana (2015), se alcanzan condiciones metamórficas que llegan a la zona de la estaurolita-andalucita-cordierita, si bien, Denèle *et al.* (2009a) sitúan la isograda de la sillimanita dentro de este Dominio. Según los datos de Clariana (2015) la zona andalucita-estaurolita-cordierita se encuentra constituida por esquistos con porfidoblastos de tamaño centimétrico de andalucita (And), estaurolita (St), cordierita (Crd). Además de los porfidoblastos se han reconocido cristales de biotita, moscovita, clorita, cuarzo, granate y minerales accesorios. Las principales



asociaciones minerales para esta zona son, St-Crd, St-And-Crd y Gn-St-And (Alías, 1995). En las inmediaciones del granito de Soulcem, se reconocen abundantes porfidoblastos que sobrescriben a la foliación S1 (Mezger y Gerdes, 2016). Además, en muchos casos, en el contacto con la roca intrusiva, la foliación S1 se encuentra obliterada debido a que se alcanzaron condiciones de anatexia (Mezger y Gerdes, 2016). Estos mismos autores describen la existencia de inclusiones dentro de los porfidoblastos de cordierita que conservan en su interior la S1, lo que indica que esta foliación ya se encontraba formada cuando se produjo la intrusión del granito. Sin embargo, también señalan que durante la intrusión la S1 todavía se seguía desarrollando. Por esta razón, Mezger y Gerdes (2016) interpretan que en niveles profundos la intrusión se produjo cuando ya se había formado la S1, mientras que en zonas superficiales la foliación todavía seguía desarrollándose. Esta interpretación es compatible con la realizada por Clariana (2015) quien entiende que la S1 se desarrolló previamente a la intrusión de los granitos, si bien, tras formarse las estructuras D2, ya en las etapas finales de la deformación varisca, al mismo tiempo que se producía la intrusión de los granitos tenía lugar el desarrollo local de estructuras extensionales. Estas estructuras corresponden a zonas de cizalla dúctil en las que se observa la rotación de algunos porfidoblastos y el desarrollo local de una foliación subhorizontal (S3), con una posición coincidente con la de la S1.

### 3. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El estudio estructural del valle de Soulcem ha permitido arrojar luz sobre la importancia de la Falla de Merens, tanto a escala regional como local, con base en su relación con las estructuras formadas durante los episodios de deformación varisca D1 y D2 definidos por Clariana (2015) en sectores situados más al Este e identificados y caracterizados en la zona de estudio. Adicionalmente, a escala microscópica, se ha reconocido una foliación tectónica, previa a estos dos episodios de deformación que se ha interpretado como pre-varisca ( $S_E$ ) (Fig. 2.3.6).

La foliación  $S_E$  presenta unas características en el valle de Soulcem que coinciden con las observadas en diferentes puntos del Pirineo central (Clariana, 2015; García-Sansegundo *et al.*, 2011). Estos autores remarcan que la principal razón para considerar esta fábrica como perteneciente a un evento pre-Varisco yace en que la foliación S1 solo aparece en la serie pre-Caradoc crenulando a la  $S_E$ , como se ha podido confirmar en la zona de estudio, mientras que en niveles superiores de la sucesión la S1 aparece como un clivaje pizarroso.

Las foliaciones variscas S1 y S2 de la Zona Axial fueron estudiadas por primera vez por Zwart (1963) quien las consideró coetáneas, ligadas a un evento de deformación principal compresivo. Este mismo autor definió la *infraestructura* como dominada por la fábrica subhorizontal y la *supraestructura* por la foliación subvertical, idea que fue apoyada por autores como Oele (1966) y Hartevelt (1970). Por otro lado, autores como Matte (1969), Séguet y Proust (1968a, b) de la escuela francesa de Montpellier, realizaron una interpretación alternativa en la que consideraron la existencia de una foliación subhorizontal desarrollada durante un primer evento de deformación que posteriormente fue verticalizada y traspuesta por un clivaje de crenulación subvertical posterior, a causa de un evento de plegamiento disarmónico tardío o por la existencia de un nivel de despegue en la base de las rocas silúricas sobre el cual se desarrollaron las estructuras verticales. Más tarde, y de acuerdo con estas interpretaciones, Capellà (1991), García-Sansegundo (1992, 1996) y Poblet, (1991) llegaron a la conclusión de que la foliación subhorizontal y los pliegues a los que va asociada, característicos de la *infraestructura*, se desarrollaron con anterioridad a los pliegues y foliación subverticales, dominantes en la *supraestructura*, produciéndose todos estos eventos en un marco tectónico compresivo. A su vez, en esta época, autores de la escuela holandesa de Utrech, como Kriegsman *et al.* (1989), Vissers (1992) y Aerden (1994) mantienen que la foliación de la *infraestructura* se produjo en relación a un evento extensional tardío, posterior al desarrollo de la foliación subvertical de la *supraestructura*. Ya en los últimos años, Denèle *et al.* (2007, 2009a, b) siguen apoyando el desarrollo coetáneo

de las foliaciones S1 y S2, mientras que por otro lado, Mezger (2009) volvió a establecer una diferencia de edad entre ambas fábricas, interpretando que el desarrollo de la foliación subhorizontal tuvo lugar en etapas tempranas de la deformación Varisca. Finalmente, en la zona de Andorra, Clariana y García-Sansegundo (2009) y Clariana (2015) propusieron una primera secuencia de deformación D1 que da origen al desarrollo de la fábrica subhorizontal y a los pliegues tumbados a los que se asocia, mientras que posteriormente, la secuencia de deformación D2 que genera los pliegues subverticales con la foliación subvertical asociada se producen en relación con niveles de despegue situados a diferentes niveles dentro de la sucesión paleozoica. Por tanto, estos últimos autores coinciden con los pretéritos que establecen un desarrollo de la S2 posterior a la S1.

A este debate se suma lo observado en el valle de Soulcem, que consiste en que a partir de los resultados expuestos y asumiendo las secuencias de deformación establecidas por Clariana (2015), se ha encontrado una relación temporal clara entre las estructuras D1 y D2. Los pliegues tumbados con la foliación S1 asociada se encuentran deformados por pliegues derechos pertenecientes a la secuencia D2, lo que confirma que al comienzo de la deformación D2, la foliación subhorizontal S1 y los pliegues D1 ya se encontraban formados. A partir del estudio microscópico esta relación se confirma, ya que se observan la S1, la S<sub>0</sub> y la S<sub>E</sub> deformadas por micropliegues D2 subverticales y apretados (Fig. 2.3.7), que llegan en ocasiones a desarrollar un clivaje grosero incipiente (S2). Por otro lado, el brusco paso de estructuras acostadas dominantes del Domino Norte al Sur, sumado al inicio del desarrollo de una S2 en el extremo Sur del valle de Soulcem, concuerda con lo expuesto por autores como Zwart (1965, 1979), Clariana (2015) y Margalef (2015), quienes presentan evidencias del incremento en el desarrollo de la S2 hacia el Sur de la zona estudiada, acabando por convertirse en la fábrica dominante en unidades más meridionales como son el anticlinal de la Massana o los sinclinales de Tor-Casamanya y Llavorsí.

Respecto a la Falla de Merens, aunque existe cierto consenso en considerar esta estructura con un origen varisco y un posterior rejuego alpino (Lamouroux, 1976; McCaig, 1984; McCaig, 1986; McCaig y Miller, 1986; Soula y Bessière, 1980), actualmente sigue siendo objeto de debate. Así, Carreras y Cirés (1986) observaron cómo esta falla se amortigua hacia el Oeste en forma de bandas de deformación y pliegues derechos de dirección aproximada E-O al adentrarse en el macizo de la Pallaresa. Además, estos autores concluyeron que no existe interpretación geológica posible para considerar esta estructura como parte de una mayor dentro del macizo de la Pallaresa, dejando además numerosas dudas sobre la edad de esta estructura, aunque encontraron algunos datos que indican un posible origen varisco. En la misma época, dataciones como las de McCaig y Miller (1986), realizadas alrededor

de la Falla de Merens y en la propia estructura, de isótopos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , denotan una gran variación de edades que van desde unos 300 Ma hasta 50 Ma, achacado al posible reseteo del registro de los isótopos analizados debido a los distintos eventos deformacionales acontecidos en la zona. Este amplio espectro de edades podría confirmar un origen varisco para la falla con un rejuego posterior durante la orogenia Alpina. Años más tarde, en contra de lo interpretado por Carreras y Cirés (1986), Muñoz (1992) estableció una estrecha relación entre el cabalgamiento de Gavarnie, situado en la mitad occidental de la Zona Axial pirenaica (Fig. 1.5) y aquellos que aparecen dentro de la sucesión cambro-ordovícica en el macizo de la Pallaresa, entre los que se incluye la Falla de Merens. Este autor propuso un origen alpino para todas estas estructuras, actuando como la prolongación del cabalgamiento de Gavarnie hacia el Este. Además, Muñoz (1992) señaló que fallas como la de Merens o de Bossost (esta última situada más al Oeste, en el Valle de Arán) actuaron como cabalgamientos alpinos que produjeron un levantamiento del bloque Norte de hasta 5 km. Recientemente, Clariana (2015) corroboró el amortiguamiento de la rama Sur de la Falla de Merens y además observó como la rama Norte iba perdiendo importancia hacia el Oeste. Adicionalmente, esta misma autora observó cómo los pliegues variscos D2 eran especialmente abundantes en las proximidades de la falla, lo que la llevó a establecer una relación genética entre ambas estructuras, situando así, la formación de la Falla de Merens en una etapa relativamente temprana de la orogenia Varisca.

A favor de la amortiguación hacia el Este del cabalgamiento de Gavarnie, también existen algunos estudios realizados en sectores más occidentales de la zona estudiada. Así, Soler *et al.* (1998) pusieron en tela de juicio la interpretación de Muñoz (1992) al realizar un estudio detallado del cabalgamiento de Gavarnie en su prolongación oriental, en el Valle de Arán, basándose en su geometría, en las similitudes estructurales a ambos lados del cabalgamiento, en el grado metamórfico y en las características litológicas de los granitoides situados en los bloques superior e inferior de la falla. Soler *et al.* (1998) sugieren una considerable reducción del desplazamiento (entorno a unos cientos de metros) hacia el Este del cabalgamiento de Gavarnie, en comparación con la registrada en el área de Gavarnie.

En la zona donde se ha realizado el presente estudio, no se observa un desplazamiento importante de la Falla de Merens. En la ladera oriental del valle de Soulcem se observa el paso de una zona septentrional dominada por la foliación S1 escasamente deformada por estructuras posteriores, a otra meridional, donde los pliegues D2 comienzan a ser los dominantes (Anexo II y III). La zona donde tiene lugar este cambio estructural coincide con la prolongación occidental de la Falla de Merens, si bien no existen evidencias de que la falla afecte a las capas situadas a ambos lados de esta zona. Por lo tanto, de acuerdo con lo expuesto por Carreras y

Cirés (1986), y Clariana (2015), en el valle de Soulcem tiene lugar la terminación lateral de la rama Norte de la Falla de Merens que probablemente es responsable del cada vez mayor desarrollo de pliegues derechos D2 en la zona. Adicionalmente, y a diferencia de lo observado más hacía el Este en el área de Arcalis (Clariana, 2015), la ausencia en la zona estudiada de bandas de deformación por cizalla entre las dos ramas de la Falla de Merens, indica su amortiguamiento hacia el Oeste. La terminación lateral hacia el Oeste de la Falla de Merens puede ser interpretada como debida a que en ese sentido se cortan niveles cada vez más superficiales de la *Zona Axial* pirenaica, donde se produce el amortiguamiento de esta fractura. Asimismo, y a la luz de estos datos, se puede interpretar por lo tanto que la Falla de Merens está relacionada con los pliegues derechos de dirección E-O dominantes en la parte meridional de la zona estudiada (pliegues D2), de forma que puede ser considerada como un cabalgamiento D2 que hacia arriba pasa a pliegues derechos de dirección E-O (Anexo II y III), interpretación esta que está de acuerdo con la realizada por autores pretéritos (Carreras y Cirés, 1986; Clariana, 2015), descartando así la importancia de su juego alpino

Tal y como interpreta Muñoz (1992), el acortamiento de importantes cabalgamientos alpinos como el de Gavarnie hacia el este puede ser distribuido en diversas fallas del macizo de la Pallaresa, como el cabalgamiento menor del flanco Norte del sinclinal de Llavorsí o la Falla de Merens, tal y como se observa en su interpretación del perfil ECORS (Fig. 1.3), si bien, su acortamiento alpino, es aparentemente escaso o incluso inexistente. El escaso desplazamiento observable en algunas de estas posibles fallas alpinas puede ser interpretado como debido a su desplazamiento durante el Mesozoico que, en relación con la etapa extensional, pudo llegar a ser muy elevado. La posterior inversión de estas fallas en la etapa compresiva pudo, asimismo, ser insuficiente para compensar el desplazamiento extensional, razón ésta por la que algunas de estas estructuras actualmente se presentan como fallas normales. En todo caso, la Falla de Merens no es reconocible en la ladera occidental del valle de Soulcem, por lo que debe de ser descartado su juego durante la etapa alpina. Sin embargo, sería factible considerar un reapretamiento de los pliegues variscos D2 durante la compresión Alpina, que podría llegar a ser suficiente como para asumir el acortamiento que los cabalgamientos alpinos registran hacia sectores más occidentales de la *Zona Axial* pirenaica. En este sentido, en la zona del Noguera Ribagorzana, situada al SO de la zona estudiada (Fig. 1.5), el cabalgamiento alpino de Bono, con un acortamiento de 7 km en la ladera izquierda de ese valle, desaparece totalmente en la ladera derecha, donde su desplazamiento es acomodado por el reapretamiento de pliegues variscos (Gutiérrez-Medina *et al.*, 2012)

# **BIBLIOGRAFÍA**

- 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., Pulgar, J. A., Carlos, G. R. J. & Barba, P., 1996. Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics* (eds Friend, P. F. & Dabrio, C. J.), pp. 214-227, Cambridge University Press, Cambridge.
- Alías, G., 1995. El metamorfismo regional herciniá de les metapelites del sector occidental dels masissos de l'Aston i de l'Hospitalert (Pirineu central), pp. 214, Tesi doctoral, Universitat de Barcelona.
- Arranz, E. & Lago, M., 2004. El plutonismo sin- y tardivarisco en los Pirineos. In: *Geología de España* (ed Vera, J. A.), pp. 263-266, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Autran, A., Fonteilles, M. & Guitard, G., 1970. Relations entre les intrusions de granitoïdes, l' anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l' eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**(12), 673-731.
- Autran, A. & García-Sansegundo, J., 1996. Planche: Carte structurale. In: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (eds Barnolas, A. & Chiron, J. C.), pp. Tec H2 - Tec H3, Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España, Orléans – Madrid.
- Baudin *et al.*, 2013. En Denèle *et al.* (2014)
- Besson, M., 1991. Carte géologique au 1:50.000 (Fontargente), feuille 1093 et notice, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orleans.
- Capellà, I., 1991. Variació de l' estil estructural a l' Hercinià del Pirineu. Infraestructura - zona de Transició - Supraestructura, pp. 279, Tesis Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Carreras, J. & Cirés, J., 1986. The geological significance of the western termination of the Merens Fault at Port Vell (Central Pyrenees). *Tectonophysics*, **129**(1-4), 99-114.

- Casas, J. M. & Fernández, O., 2007. On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta*, **5**(2), 193-198.
- Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J. & Casas, J. M., 2008. U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: New insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, **461**(1-4), 228-239.
- 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., 1990. Le programme ECORS dans les Pyrénées. Introduction. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**(2), 209-209.
- Choukroune, P. & ECORS Pyrenees, T., 1988. The ECORS deep Reflection Seismic Survey across the Pyrenees. *Nature*, **331**(6156), 508-511.
- Clariana, P., 2015. Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirà y el Alt Urgell (Lleida) pp. 190, Tesis doctoral de la Universidad de Oviedo.
- Clariana, P. & García-Sansegundo, J., 2009. Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**(6), 501-511.
- Den Brok, S. W. J., 1989. Evidence for pre-Variscan deformation in the Lys-Caillaouas area, Central Pyrenees, France. *Geologie en Mijnbouw*, **68**(3), 377-380.
- Denèle, Y., 2007. Formation des dômes gneissiques hercyniens dans les Pyrénées: exemple du massif de l' Aston-Hospitalet, pp. 284, Thèse de Doctorat, Université de Toulouse.
- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P. & Gleizes, G., 2009a. Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**(3), 209-216.



- Denèle, Y., Laumonier, B., Paquette, J. L., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P., 2014. Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. In: *Geological Society, London, Special Publications* (eds Schulmann, K., Martínez-Catalán, J. R., Lardeaux, J. M., Janoušek, V. & Oggiano, G.) *The Variscan orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust*, pp. 265-287, London.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P., 2007. The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, **19**(6), 445-453.
- Denèle, Y., Olivier, P., Gleizes, G. & Barbey, P., 2009b. Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, **477**(3-4), 244-261.
- Dégardin, J. M., 1988. Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Paléogéographie, pp. 355, Société Géologique du Nord, publication 15.
- Evans, N. G., Gleizes, G., Leblanc, D. & 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.
- 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. & Alonso, J. L., 1989. Stratigraphy and Structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinamica Acta*, **3**(2), 127-134.
- García-Sansegundo, J., Gavaldà, J. & Alonso, J. L., 2004. Preuves de la discordance de l'Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du

- Dôme de la Garonne (Espagne, France). *Comptes Rendus Geoscience*, **336**(11), 1035-1040.
- García-Sansegundo, J., Poblet, J., Alonso, J. L. & Clariana, P., 2011. Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, **349**, 169–184.
- Gil-Peña, I., Sanz-López, J., Barnolas, A. & Clariana, P., 2000. Secuencia sedimentaria del Ordovícico Superior en el margen occidental del domo del Orri (Pirineos Centrales). *Geotemas*, **1**(2), 187–190.
- Gleizes, G., Crevon, G., Asrat, A. & Barbey, P., 2006. Structure, age and mode of emplacement of the Hercynian Borderes-Louron pluton (Central Pyrenees, France). *International Journal of Earth Sciences*, **95**(6), 1039-1052.
- Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J. L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: Their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, **9**(1), 38-41.
- Gutiérrez-Medina, M., Alonso, J. L. & García-Sansegundo, J., 2012. Reconstrucción de la estructura varisca mediante la retrodeformación de una secuencia permo-triásica discordante, deformada por la reactivación de pliegues variscos. Zona Axial Pirenaica. *Geo-Temas*, **13**, 389-392.
- Hartvelt, J. J. A., 1970. Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**, 167-236.
- Kriegsman, L. M., Aerden, D. G. A. M., Bakker, R. J., Denbrok, S. W. J. & 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.
- Lamouroux, C., 1976. Les mylonites dans le Massif du Néouvielle (textures, déformations intracristallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien, pp. 148, Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Laumonier, B., 1988. Les groupes Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque Inferieur) des Pyrénées orientales arguments en faveur de l' âge essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, **4**(1), 25-38.

- Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A. & Guerrot, C., 2004. Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175**(6), 643-655.
- Laumonier, B. & Guitard, G., 1986. Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la Zone Axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, **302**(7), 473-478.
- Liesa, M., 2004. El metamorfismo Varisco de la Zona Axial de los Pirineos. In: *Geología de España* (ed Vera, J. A.), pp. 258-263, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Liesa, M. & Carreras, J., 1989. On the structure and metamorphism of the Roc de Frausa Massif (Eastern Pyrenees). *Geodinamica Acta*, **3**(2), 149-161.
- Llopis Lladó, N., 1965. Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**(7), 652-659.
- Losantos, M., Berastegui, X., Muñoz, J. A. & Puigdefabregas, C., 1989. Corte Geológico cortical del Pirineo Central (Perfil ECORS): Evolución Geodinámica de la Cordillera Pirenaica. In: *Simposio sobre Cinturones orogénicos*, pp. 7-16, Sociedad Geológica de España.
- Margalef, A., 2015. Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra, pp. 172, Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Martínez-Catalán, J. R., 1990. A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of western-Europe. *Tectonophysics*, **179**(3-4), 253-272.
- Mattauer, M. & Séguret, M., 1971. Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, pp. IV4.1-IV4.24, Technip éd., Paris.
- Matte, P., 1969. Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences Série D*, **268**(14), 1841-1844.

- McCaig, A. M., 1984. Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. *Journal of Metamorphic Geology*, **2**(2), 129-141.
- McCaig, A. M., 1986. Thick-skinned and thin-skinned tectonics in the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**(1-4), 319-342.
- McCaig, A. M. & Miller, J. A., 1986.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age of mylonites along the Merens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**(1-4), 149-172.
- Mezger, J. E., 2009. Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossost and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**(3), 199-207.
- Mezger, J. E. & Gerdes, A., 2016. Early Variscan (Visean) granites in the core of central Pyrenean gneiss domes: implications from laser ablation U-Pb and Th-Pb studies. *Gondwana Research*, **29**(1), 181-198.
- Muñoz, J. A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics* (ed McClay, K. R.), pp. 235-246, Chapman & Hall, London.
- Muñoz, J. A. & Casas, J. M., 1996. Tectonique préhercynienne. In: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (eds Barnolas, A. & Chiron, J. C.), pp. 587-589, Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España, Orléans - Madrid.
- Oele, J. A., 1966. The structural history of the Vall Ferrera Area. The transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa Anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, **38**, 129-164.
- Palau, J., 1988. El magmatisme calcoalcalí del massís de Maimanya i les mineralitzacions As-Au, W associades., pp. 340, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Paquette, J. L., Gleizes, G., Leblanc, D. & Bouchez, J. L., 1997. Le granite de Bassiès (Pyrénées): un pluton syntectonique d'âge westfalien. Géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II Fascicule A - Sciences de la Terre et des Planètes*, **324**(5), 387-392.

- Poblet, J., 1991. Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central, pp. 604, Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J., Alonso, J. L., Gallastegui, J., Marcos, A., Bastida, F., Aller, J., Farias, P., Marín, J., García-Espina, R., Martínez-Catalán, J. R., Comas, M. C., Banda, E., Danobeitia, J. J., Cordoba, D., Heredia, N. & Rodríguez-Fernández, R., 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics*, **264**(1-4), 1-19.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaun, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J. L. & ESCIN-Group, 1997. The ESCI-N2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8** (4), 383 – 394.
- Pérez-Cáceres, I., 2012. Estructura y metamorfismo de la Zona Axial Pirenaica en el sector suroccidental del Macizo de Lys-Caillaouas (Huesca, España), pp. 48, Trabajo Fin de Máster de la Universidad de Oviedo.
- Raguin, E., 1977. Le massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Arriège. *Bulletin du BRGM*, **2**, 89-119.
- Romer, R. L. & Soler, A., 1995. U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra Granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, **30**(5), 374-383.
- Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Séguret, M., Cámara, P. & Déramond, 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., 1972. Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta Geológica Hipánica*, **5**, 129-132.
- Sanz-López, J., 2004. Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos. In: *Geología de España* (ed Vera, J. A.), pp. 250-254, Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Soler, D., Teixell, A. & García-Sansegundo, J., 1998. Amortissement lateral du chevauchement de Gavarnie et sa relation avec les unités sud-pyrénéennes.

*Comptes Rendus de l' Académie des Sciences Série II Fascicule A - Sciences de la Terre et des Planètes*, **327**(10), 699-704.

Soula, J. C. & Bessière, G., 1980. Sinistral horizontal shearing as a dominant process of deformation in the Alpine Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **2**(1-2), 69-74.

Séguret, M. & Proust, F., 1968a. Contribution à l' étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l' allure anticlinale de la schistosité à l' Ouest du massif de l' Aston (Pyrénées Centrales) n' est pas originelle mais due à un replissement. *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l' Académie des Sciences Série D*, **266**(4), 317-320.

Séguret, M. & Proust, F., 1968b. Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *Comptes Rendus Hebdomadaires des séances de l' Académie des Sciences Série D*, **266**(10), 984-987.

Van den Eeckhout, B., 1986. A case study of a mantled gneis antiform, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, **45**, 1-193.

Vielzeuf, D., 1996. La croûte Hercynienne des Pyrénées: une synthèse. In: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (eds Barnolas, A., Chiron, J. C. & Guérangé, B.), pp. 568-576, Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Instituto Geológico y Minero de España, Orleans - Madrid.

Vissers, R. L. M., 1992. Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, **11**(6), 1369-1384.

Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France / Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **25**, 1-127.

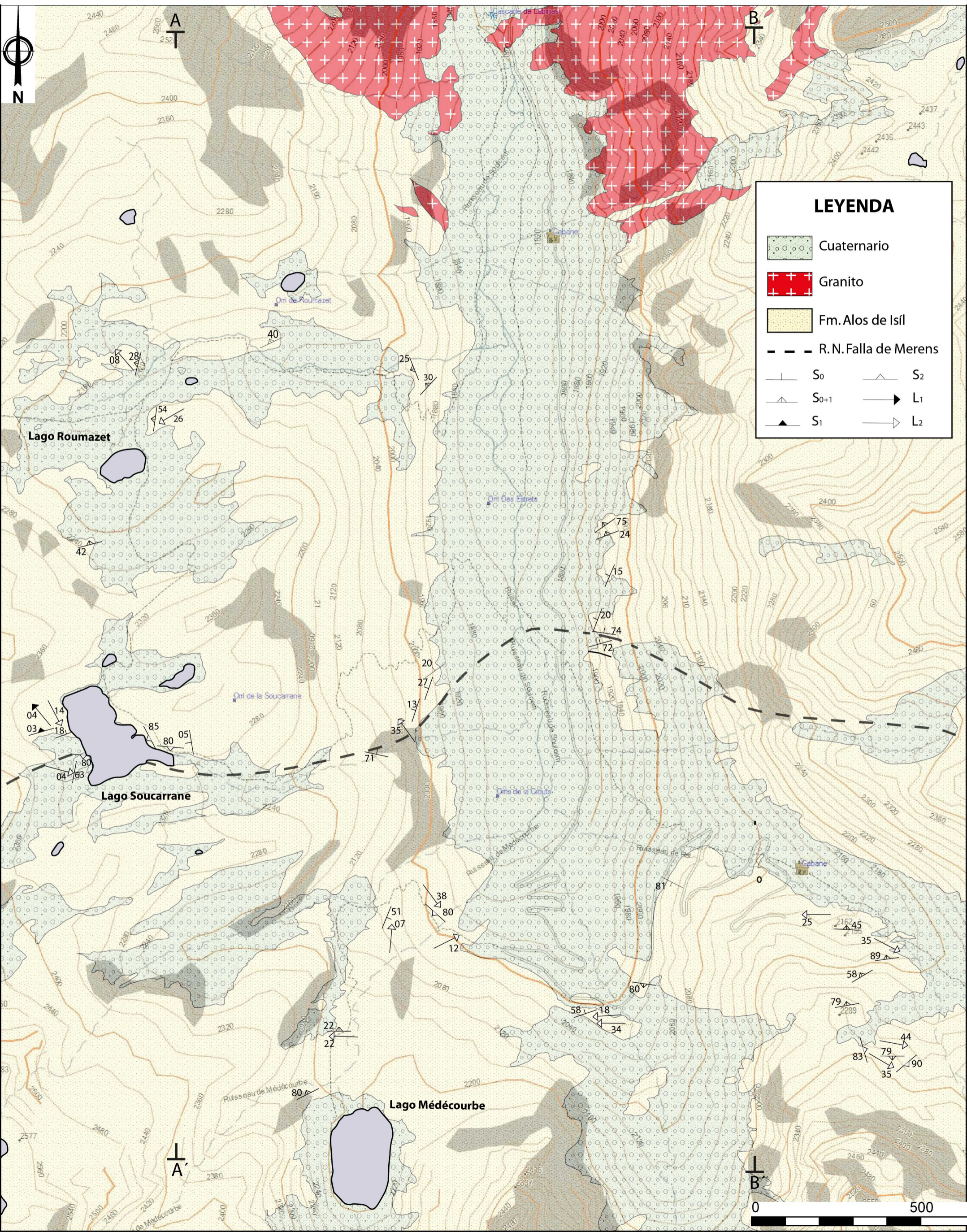
Zwart, H. J., 1963. The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geologische Rundschau*, **53**, 170-205.

Zwart, H. J., 1965. Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, Aston, France, Andorra, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **33**, 191-254.

Zwart, H. J., 1979. The Geology of the Central Pyrennes. *Leidse Geologische Mededelingen*, **50**, 1-74.

# ANEXOS

# ANEXO I: Mapa geológico del valle de Soulcem



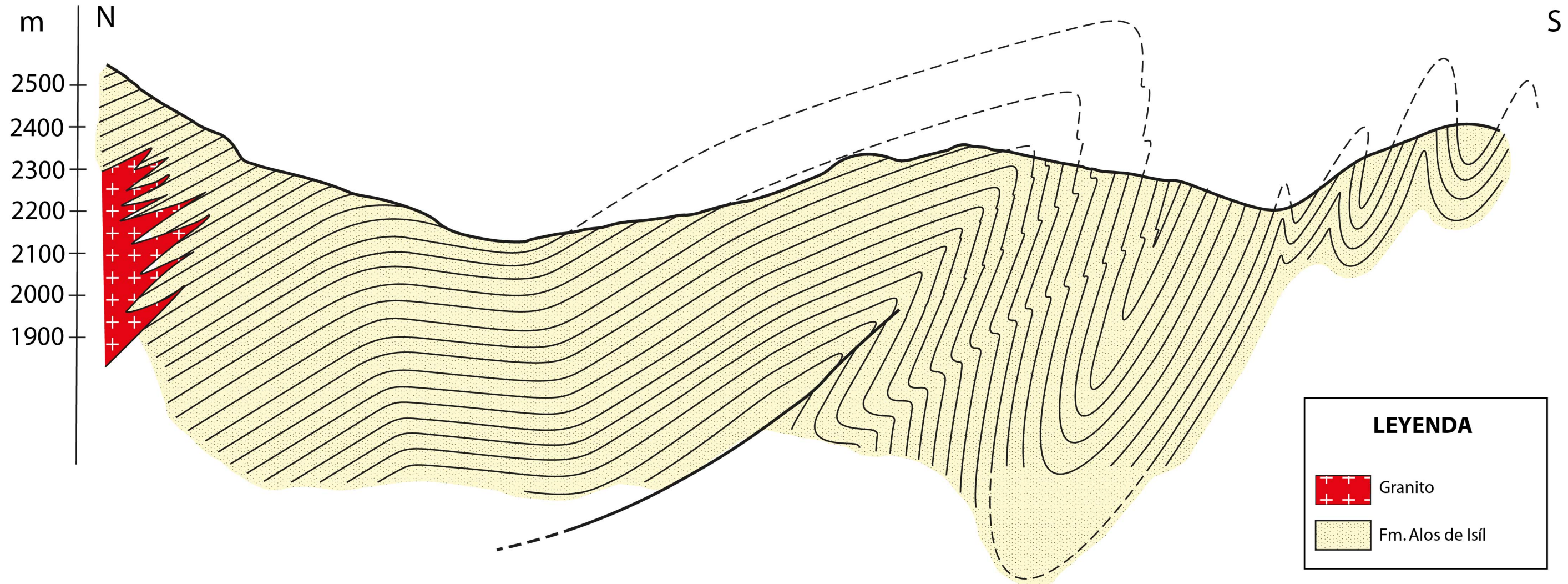
## LEYENDA

	Cuaternario		
	Granito		
	Fm. Alos de Isil		
	R.N. Falla de Merens		
	S0		S2
	S0+1		L1
	S1		L2



# ANEXO II

## Corte A-A'



# ANEXO III

## Corte B-B'

