

# TRABAJO DE FIN DE GRADO

Facultad de Ciencias

Curso 2018-2019

## Caracterización estructural y magnética de la discordancia sarda en el sector central de la Zona Axial pirenaica (La Seu d'Urgell, Lleida)



**Autora: Ana Simón Muzás**

**Director: Antonio Casas Sainz**



Departamento de  
Ciencias de la Tierra  
**Universidad Zaragoza**

## **Agradecimientos**

Agradecerle especialmente a Antonio Casas su paciencia, tiempo y dedicación pues sin ello no hubiese sido posible este estudio. También agradecerle al Servicio General de Apoyo a la Investigación-SAI la realización de las láminas delgadas para el estudio microestructural, a Marcos Marcén sus explicaciones de magnetismo y a Montse Merchán por ser las otras dos manos necesarias en la orientación de las láminas.

## Índice

|   |    |
|---|----|
| <b>1. Abstract</b> .....  | 1  |
| <b>2. Planteamiento y objetivos</b> .....                             | 1  |
| <b>3. Metodología</b> .....   | 2  |
| <b>4. Situación geológica y geográfica</b> .....                      | 3  |
| <b>5. Estratigrafía y antecedentes</b> .....                          | 5  |
| <b>6. Presentación de los resultados</b> .....                        | 6  |
| 6.1. Macroestructura.....   | 6  |
| 6.2. Mesoestructura .....   | 8  |
| 6.2.1. <i>Fm. Jújols (Cambro-Ordovícico)</i> .....                    | 8  |
| 6.2.2. <i>Fm. Rabassa (Ordovícico Superior)</i> .....                 | 10 |
| 6.3. Microestructura .....  | 11 |
| 6.3.1. <i>Fm. Jújols (Cambro-Ordovícico)</i> .....                    | 11 |
| 6.3.2. <i>Fm. Rabassa (Ordovícico superior)</i> .....                 | 12 |
| 6.4. Estudio magnético .....  | 13 |
| 6.4.1. <i>Mineralogía magnética</i> .....                             | 13 |
| 6.4.2. <i>Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)</i> ..... | 14 |
| <b>7. Discusión e interpretación</b> .....                            | 16 |
| <b>8. Conclusions</b> .....   | 21 |
| <b>9. Bibliografía</b> .....  | 22 |

## 1. Abstract

The studied zone is located in the Eastern end part of the Orri dome on the central part of the Pyrenean Axial Zone where the Sardinic unconformity has cartographic expression. The outcrop materials are Paleozoics, specifically Cambro-Ordovician (Fm. Jújols) and Upper Ordovician (Fm. Rabassa).

The purpose of this study is to carry out a structural and magnetic characterization of the Sardinic unconformity to finally define the tectonic processes that affect materials below and above this surface. In the studied area, the Jújols Formation is the lowest rock unit of the Cambro-Ordovician materials and consists of an unfossiliferous, monotonous alternation of milimetric layers of slates and fine-grained sandstones with some intercalations of quartzitic sandstone levels of centimetric thickness. The Rabassa Formation overlies the Jújols Formation and is characterized by quartzitic conglomerates. These conglomerates are composed of quartz and slate heterometric pebbles in an orange to greenish slate matrix. The study allows to distinguish three Variscan deformation phases that have intensely folded the rocks. The first phase (D1) has been inferred from previous studies and is represented by a foliation ( $S_1$ ) parallel to the stratification ( $S_0$ ) at microstructural scale. The second phase (D2) is the more developed and it defines the macrostructure. It is represented by a set of recumbent folds whose axes trend in a N-S direction that are interpreted to be part of a large recumbent fold with the same direction and vergence toward the east. Related to this phase, a subhorizontal foliation ( $S_2$ ) is locally observed in the Jújols Formation and Rabassa Formation. There is also a crenulation of the stratification in the materials of Jújols Formation. Magnetic fabric reflects the second folding phase. In the Jújols Formation  $K_{max}$  (magnetic lineation) is related with crenulation fold axes and the distribution of the  $K_{min}$  cluster around poles of the bedding planes ( $S_0$ ) but in the Rabassa Formation there is a lack of correlation between axes of the magnetic ellipsoid and rock fabric elements. In addition, the magnetic study shows a dominance of paramagnetic minerals in both formations. The third phase (D3) is represented by subvertical folds with E-W direction and no associated foliation. In this phase faults show a general dip of  $40^\circ$  to north and NE.

The overlying (Upper Ordovician) and the underlying (Cambro-Ordovician) materials in the Sardinic unconformity undergo same deformation conditions. The outcrop complex geometries in the studied zone are the result from the interference of folds from the Type 2 interference of folds.

**Keywords:** Axial Zone, Variscan, Jújols Formation, Rabassa Formation, folds, microstructures, AMS.

## 2. Planteamiento y objetivos

Se pretende realizar un estudio, desde el punto de vista de la geología estructural, en un sector de la Zona Axial de los Pirineos Centrales, concretamente en el extremo este de la unidad estructural del manto de l'Orri donde la denominada discordancia "sarda" tiene carácter cartográfico. La discordancia "sarda" es objeto de gran interés puesto que supone una interrupción en la sedimentación relacionada con un evento orogénico y separa el Ordovícico Superior de una serie más antigua constituida por materiales del Cambro-Ordovícico. En la zona de estudio, estos materiales están representados por la Fm. Rabassa y la Fm. Jújols respectivamente.

El objetivo principal es realizar una caracterización estructural y de anisotropía de la susceptibilidad magnética de los materiales de la discordancia sarda en el sector central de la Zona Axial, para así definir si esta fase está asociada a una etapa de deformación que haya dado lugar a estructuras diferentes en los materiales infrayacentes. Con este propósito, este estudio se ha estructurado en tres bloques. Una primera parte introductoria donde se presenta la metodología empleada, la situación geográfica y geológica y donde se realiza una breve revisión de estudios estratigráficos previos que impliquen los materiales Cambro-Ordovícicos y del Ordovícico superior. Una segunda parte donde se presentan los

resultados obtenidos tanto a nivel macroestructural, mesoestructural y microestructural como del estudio magnético. Una tercera y última parte donde se contrastan los resultados obtenidos a distintos niveles de observación y se relacionan con el estudio magnético. De este modo, se obtiene una caracterización de los materiales de la Fm. Jújols y de la Fm. Rabassa implicados en la discordancia “sarda” y una interpretación de la macroestructura de la zona.

### 3. Metodología

Para la realización de este estudio se ha seguido un método de trabajo que puede dividirse en tres bloques: revisión de la bibliografía previa, trabajo de campo y trabajo de gabinete y laboratorio.

#### *-Revisión de bibliografía previa*

Previamente y durante el trabajo de campo se ha realizado una búsqueda y revisión de publicaciones relacionadas con los materiales paleozoicos del área de trabajo y de su entorno tanto de tipo geológico, como estructural o cartográfico. Los trabajos bibliográficos que se han revisado son Hartevelt (1970), Eeckhout (1986), Casas *et al.* (1989), Gil Peña y Barnolas (2004), Barnolas y Pujalte (2004), Clariana (2015), y la memoria del Mapa Geològic d'Andorra 1:50000 (Casas *et al.*, 2002) También se ha utilizado bibliografía relativa al Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (ASM) como Borradaile y Jackson (2010) y Oliva-Urcia *et al.* (2018). Se ha empleado el visor *Google Earth Pro* para detectar posibles afloramientos de los materiales. Todo ello ha permitido tomar un primer contacto con la zona y los materiales antes del estudio de campo in situ.

#### *-Trabajo de campo*

Se han definido un conjunto de afloramientos para la realización del estudio macroestructural, mesoestructural y para la toma de datos del estudio microestructural, que se presentan en la Tabla 1, ANEXO I. En estos afloramientos: 1) se ha recogido información de tipo estructural: planos de foliación y estratificación, lineaciones de intersección, ejes de pliegues, foliaciones y fracturas; 2) se han tomado fotografías y realizado esquemas; 3) se han identificado las distintas litologías; 4) se han reconocido estructuras; 5) y por último se han tomado 7 muestras; 6 de las cuales para su posterior estudio en lámina delgada y la totalidad de las muestras para el estudio magnético.

#### *-Trabajo de gabinete y laboratorio*

Ha consistido en el tratamiento de los distintos datos y muestras recogidas en el campo aplicando varias técnicas: 1) se han representado en proyección estereográfica los datos de estratificación, lineaciones, foliación, fracturas y ejes de pliegues mediante el *software Stereonet* (Allmendinger *et al.*, 2013, Cardozo y Allmendinger, 2013) para su posterior interpretación; 2) se han realizado 12 láminas delgadas (realizadas por el Servicio General de Apoyo a la Investigación -SAI, Servicio de preparación de rocas y materiales duros de la Universidad de Zaragoza), 2 láminas por cada muestra tomada en el campo, una paralela a las lineaciones y perpendicular a las foliaciones observadas y otra perpendicular a la foliación y perpendicular a la lineación observada. Se han obtenido a partir de las muestras orientadas recogidas en campo y han permitido conocer la composición mineralógica de las muestras, las texturas, las microestructuras y la naturaleza de las foliaciones presentes mediante su estudio con el microscopio óptico de luz transmitida; las observaciones se han plasmado en la realización de esquemas texturales empleando el *software Inkscape*; 3) para el estudio en detalle se han escaneado a alta resolución las secciones pulidas de las muestras y se han tomado fotografías de las láminas delgadas.

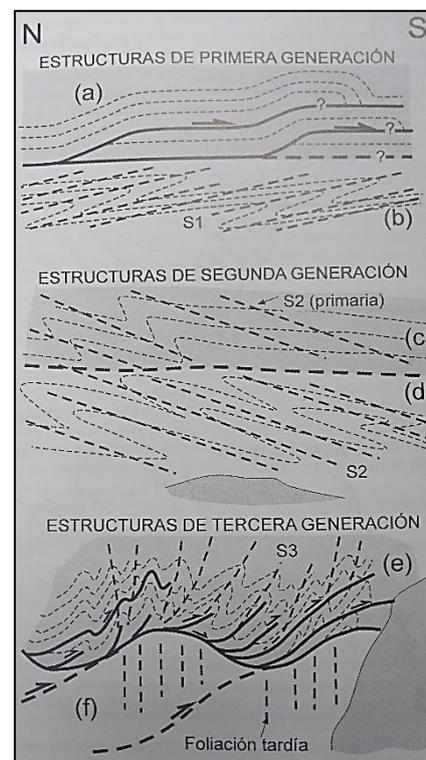
Por otra parte, se ha realizado un estudio de ASM (Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética) y de curvas termomagnéticas para conocer la distribución y orientación de los minerales y fábricas

magnéticas de las muestras y su comparación con la fábrica observada en campo y en lámina delgada mediante el puente de susceptibilidad Kappabridge 3-S (Agico, República Checa). Las velocidades de calentamiento y de enfriamiento utilizadas presentaban un rango de oscilación entre 3-4 y 11-14 °C/min para los ciclos de baja y alta temperatura respectivamente. Todas las medidas se han tomado en una atmosfera de Argón para evitar posibles reacciones minerales con oxígeno durante el calentamiento (velocidad del flujo de 100 ml/min). Los datos en bruto posteriormente se han corregido para el horno vacío (Oliva-Urcia *et al.*, 2018). La mineralogía magnética se ha determinado mediante curvas termomagnéticas mediante el sistema térmico acoplado al Kappabridge 3-S y se les ha aplicado la corrección de masa y densidad para obtener la bulk susceptibility. Se han empleado los *software Cureval8* (Chadima y Hrouda, 2012) y *Anisoft42* (Chadima y Jelínek, 2009). Uno de los parámetros utilizado en el estudio de ASM es la orientación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad. Este elipsoide presenta 3 ejes principales ortogonales (Kmax, Kint y Kmin) siendo respectivamente  $K_{max} \geq K_{int} \geq K_{min}$  (Borradaile y Jackson, 2010). Dos de los ejes del elipsoide guardan relación con elementos presentes en las fábricas de las rocas, Kmax con la lineación de intersección o con ejes de pliegues y Kmin es perpendicular a los planos de estratificación o foliación. Otros parámetros empleados han sido P' (grado de anisotropía del elipsoide magnético), T (parámetro de forma) y la susceptibilidad media  $k_m$ . Para la obtención de las curvas termomagnéticas o de Curie y de la fábrica magnética se han empleado 7 muestras, 4 en metapelitas de la Fm. Jújols y 3 en los conglomerados de la Fm. Rabassa. Para la obtención de la fábrica magnética se han preparado y analizado una media de 23 cubos de 2 cm de arista por muestra y para las curvas termomagnéticas o de Curie se han preparado y analizado 0,3 g de muestra pulverizada a partir de cada una de las 7 muestras tomadas en campo.

#### 4. Situación geológica y geográfica

El área de estudio se localiza en la Zona Axial de los Pirineos Centrales, concretamente en el extremo este de la unidad estructural del domo de l'Orri en materiales Cámbrico-Ordovícicos y del Ordovícico Superior.

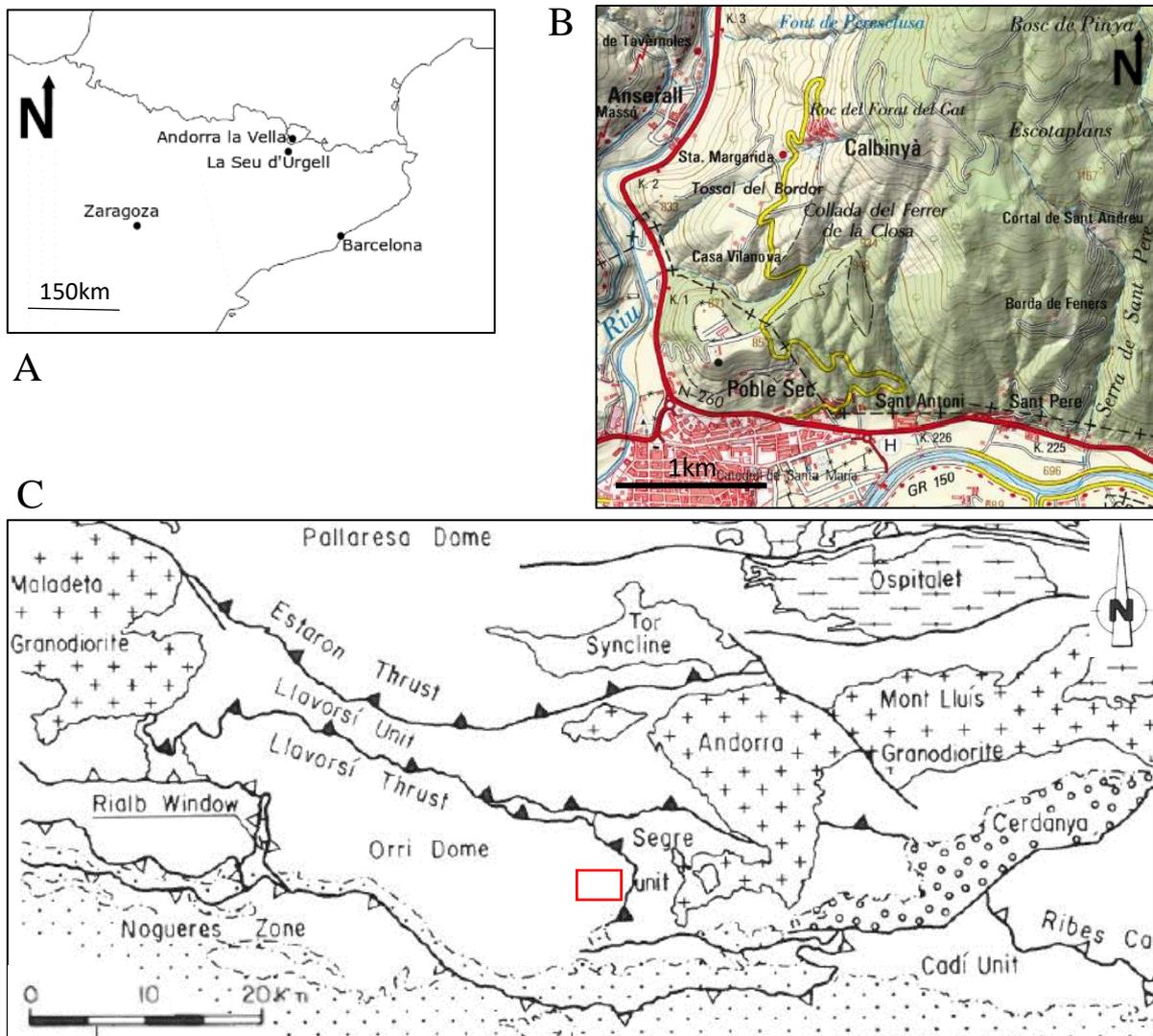
Partiendo de un marco general, los Pirineos son un orógeno asimétrico de doble vergencia limitado al norte por la Falla Norpirenaica y la cuenca de Aquitania y al sur por el cabalgamiento Surpirenaico y la cuenca del Ebro. Esta cadena montañosa se ha dividido tradicionalmente en 3 zonas de dirección E-O definidas por Mattauer (1968): la Zona Norpirenaica, la Zona Axial y la Zona Surpirenaica. Tanto en la Zona Norpirenaica como en la Zona Surpirenaica los materiales son principalmente del Mesozoico y del Cenozoico y es en la Zona Axial donde aflora el basamento que está constituido por materiales del Paleozoico. Las rocas de la Zona Axial han experimentado los efectos de la orogenia varisca durante el Carbonífero y los de la orogenia alpina durante el Cenozoico pero la deformación y los procesos térmicos alpinos que han actuado sobre estos materiales no han sido lo suficientemente intensos, permitiendo la preservación de sus características variscas (Casas *et al.*, 2002). Como resultado de todo ello, la Zona Axial está constituida por un conjunto de domos, sinclorios y plutones delimitados en general por fallas y cabalgamientos. Todos estos materiales variscos se han interpretado como un fragmento de la



**Figura 1:** Modelo tectónico esquemático de las estructuras variscas de la Zona Axial de los Pirineos. Tomado de García-Sansegundo (2004).

rama sur del orógeno varisco europeo. En relación a la estructura varisca, el modelo tectónico esquemático que se presenta en general agrupa las estructuras en tres fases de deformación (Figura 1). En la infraestructura, la primera fase se caracteriza por la generación de pliegues acostados vergentes al S con una esquistosidad  $S_1$  asociada; en la segunda fase, se generan pliegues vergentes al N muy apretados y acostados y con una esquistosidad  $S_2$  asociada y por último, en la tercera fase se desarrollan un conjunto de pliegues tardíos a los que se les asocia una foliación de crenulación tardía poco desarrollada generado todo ello por los cabalgamientos formados en la supraestructura que convergen en un mismo nivel de despegue en profundidad (García-Sansegundo, 2004).

El domo de l'Orri (Figura 2: C), es una unidad estructural con geometría alargada en dirección E-W formada principalmente por materiales del Cámbrico-Ordovícico y del Ordovícico superior. Está limitado por dos cabalgamientos variscos, el de Llavorsí al norte y el de Estamariu al este que disponen respectivamente los materiales del Silúrico y Devónico del sinclinorio de Llavorsí y de la unidad del Segre sobre los materiales del domo de l'Orri (Poblet, 1993 en Gil Peña y Barnolas, 2004). Según Poblet (1993) al oeste está separado de los materiales del Silúrico y Devónico por una falla normal de edad Devónica o Carbonífera y al sur está limitado por el cabalgamiento alpino de Rialp que dispone las



**Figura 2:** Localización del área de estudio. **A:** Situación geográfica general. **B:** Situación geográfica local. Mapa derivado del *Mapa Topográfico Nacional 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN)*. **C:** Esquema estructural general. En rojo delimitada el área de estudio. Modificado de Casas *et al.* (1989).

unidades alpinas de Nogueres y Cadí sobre el domo. En conjunto, esta macroestructura ha sido interpretada como resultado de la interferencia de distintos sistemas de pliegues variscos a los que se ha superpuesto la deformación alpina (Gil Peña y Barnolas, 2004).

En cuanto al contexto geográfico, la zona de estudio corresponde con un área situada al norte de la comarca de l'Alt Urgell en la provincia de Lleida (España). Se sitúa en la zona de confluencia de los ríos Valira y Segre y al norte de la localidad de La Seu d'Urgell (Figura 2: A y B). Este área limita al norte con el Torrent de les Vielles, al sur con la carretera N-260, al oeste con el valle del Valira y al este con la Sierra de Sant Pere. La altitud máxima es la del Roc del Forat del Gat con 1247m, siendo la altitud mínima 750m en las proximidades de los valles fluviales. La zona de estudio abarca las localidades de Calvinyà y el Poble-sec (Les Valls de Valira) y los barrios de Sant Antoni y Sant Pere (La Seu d'Urgell) por las carreteras y pistas de las cuales se observan los afloramientos de los materiales (Figura 2: B).

## 5. Estratigrafía y antecedentes

Los materiales del Paleozoico inferior anteriores a la orogenia varisca que son el objetivo de este trabajo reciben distintos nombres aunque tradicionalmente se les conoce como cambroordovícico. Según el área donde se han realizado los estudios y las propuestas de distintos autores también se les denomina series Canaveilles y Jújols (Cavet, 1957), Formación Seu y Formación Conglomerado de la Rabassa (Hartevelt, 1970), Formación Seu y Formación Massana (Eeckhout, 1986) y las propuestas más recientes los redefinen como grupos Canaveilles y Jújols (Laumonier, 2004). Los límites aún no han sido bien establecidos y han seguido modificándose en publicaciones recientes así como la nomenclatura de las formaciones.

A continuación, se va a realizar una breve revisión de los estudios que implican los materiales del cambroordovícico y de la base Ordovícico superior llevados a cabo en las proximidades de la zona de estudio.

Uno de los primeros estudios sobre estos materiales fue realizado por Cavet (1957) en el macizo del Canigó, donde definió dos series, una inferior, la serie Canaveilles y otra superior, la serie Jújols, ambas consideradas del Paleozoico inferior (Clariana, 2015). Más tarde, Hartevelt (1970) distinguió en su zona de estudio, que comprendía el domo de la Rabassa y la zona centro-oriental del domo de l'Orri, dos formaciones. La Formación Seu la describió como la unidad más inferior formada por materiales cambroordovícicos y constituida principalmente por una alternancia monótona de pizarras, limos y capas finas de arenisca de espesores milimétricos a centimétricos. Además, observó que localmente las intercalaciones de cuarcitas y materiales calcáreos podían ser abundantes y los incluyó en el miembro Ransol dentro de esta formación. La Formación Conglomerados de la Rabassa la definió como la unidad suprayacente formada por conglomerados heterométricos de clastos cuarcíticos y en general no granosostenidos inmersos en una matriz de color púrpura a verdosa. Posteriormente, Eeckhout (1986) en el macizo de l'Hospitalet agrupó los materiales del cambroordovícico en Formación Seu y Formación Massana. La Formación Seu la describió también como una alternancia monótona de pizarras y capas finas de arenisca pero en ella diferenció tres miembros formados por niveles cuarcíticos: Pic du Sal, Ransol con un nivel calcáreo y Cap d'Entor; una diferenciación no generalizable a otros sectores del Pirineo (Casas *et al.*, 2002). La Formación Massana la describió como el nivel superior clástico del cambroordovícico que se superpone sobre la Formación Seu con un contacto gradacional y es cubierta abruptamente por las pizarras negras del Silúrico. Además, reconoció en el tramo inferior lentejones de conglomerados constituidos por capas de hasta 50 cm de espesor y con clastos de cuarzo monomítico con un tamaño que no superaba los 1,5 cm. Pero Eeckhout (1986) optó por correlacionarlos con la Formación Cavà del Ordovícico de Hartevelt (1970) en vez de con los conglomerados de la Fm. Rabassa de Hartevelt (1970) por las diferencias litológicas y la no continuidad de las capas.

Una de las últimas propuestas es la de Laumonier (2004) que redefine los grupos Canaveilles y Jújols. En el grupo Canaveilles incluye la serie formada por materiales predominantemente arenoso pelíticos de grano fino que en conjunto presentan una importante componente volcánica plagioclásica y niveles carbonatados. En el grupo Jújols incluye la Formación Alòs d'Isil que son areniscas y pelitas mayormente groseras, la Formación Lleret-Bayau que es un tramo eminentemente carbonatado, la Formación Alins que son areniscas y pelitas de grano fino, la Formación Valcebollère que es otro tramo carbonatado y la Formación Jújols que es una potente unidad de metapelitas bandeadas o esquistos de Jújols. Este mismo autor atribuye a la Formación Jújols los materiales de la serie pre-Caradoc que afloran en los macizos del Orri y de la Rabassa en la parte centro-occidental de la Zona Axial.

En este estudio, se ha seguido la nomenclatura empleada por el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* que denomina como Formación Jújols a los materiales cambroordovícicos y como Formación Rabassa a los conglomerados cuarcíticos de la base del Ordovícico superior.

Por tanto, los materiales de la Formación Jújols son una potente serie azoica, eminentemente areniscosa y pelítica a la que se atribuye una edad cambroordoviciana (por debajo del Caradociense, Casas *et al.*, 2002). En la zona de estudio, se presenta como una secuencia rítmica de aspecto bandeado formada por una alternancia milimétrica de pizarras y areniscas de grano fino interrumpida de forma recurrente por niveles de areniscas cuarcíticas de potencia centimétrica. En general, estos materiales presentan coloraciones grisáceas y es frecuente que estén cubiertos por una pátina rojiza o blanquecina. La Formación Rabassa es una serie totalmente azoica; por su posición estratigráfica respecto a las formaciones suprayacentes se le atribuye una edad del Ordovícico superior (Caradociense, Casas *et al.*, 2002). En la zona de estudio, los conglomerados presentan cierta variabilidad. Al sur de la zona de estudio los cantos del conglomerado no superan, en general, los 4 cm y abundan las venas de cuarzo con potencias de 5 a 20 cm en las fracturas que los atraviesan. Se observan estratos canaliformes. En cambio, al norte de la zona, los cantos alcanzan los 20 cm de diámetro y predominan los cantos pizarrosos y cuarcíticos. Las venas de cuarzo están en su mayoría ausentes y son de escasa potencia. En general, la Fm. Rabassa se caracteriza por presentarse como un tramo de conglomerados heterométricos de cantos angulosos a subangulosos, cuarcíticos y ocasionalmente de otras litologías como pizarras, no granosostenidos e inmersos en una matriz arcillosa de color verdosa y anaranjada. La disposición de la estratificación en los conglomerados es en general, difícil de observar. Estos materiales están afectados por diversas discontinuidades que tienden a individualizarlos en bloques (de dimensiones variables, métricas). En general, estos materiales se presentan en numerosos bloques caídos o deslizados que tienden a individualizarse a favor de los planos de las discontinuidades y se encuentran en toda la ladera suroriental de la zona de estudio. Se han encontrado los conglomerados in situ en la parte más alta y en las zonas próximas al valle del río Segre y tan sólo se han podido registrar datos de la  $S_0$  en los afloramientos LS11 y LS14. Por encima, se disponen unas areniscas del Ordovícico superior pertenecientes a la Formación Cavà.

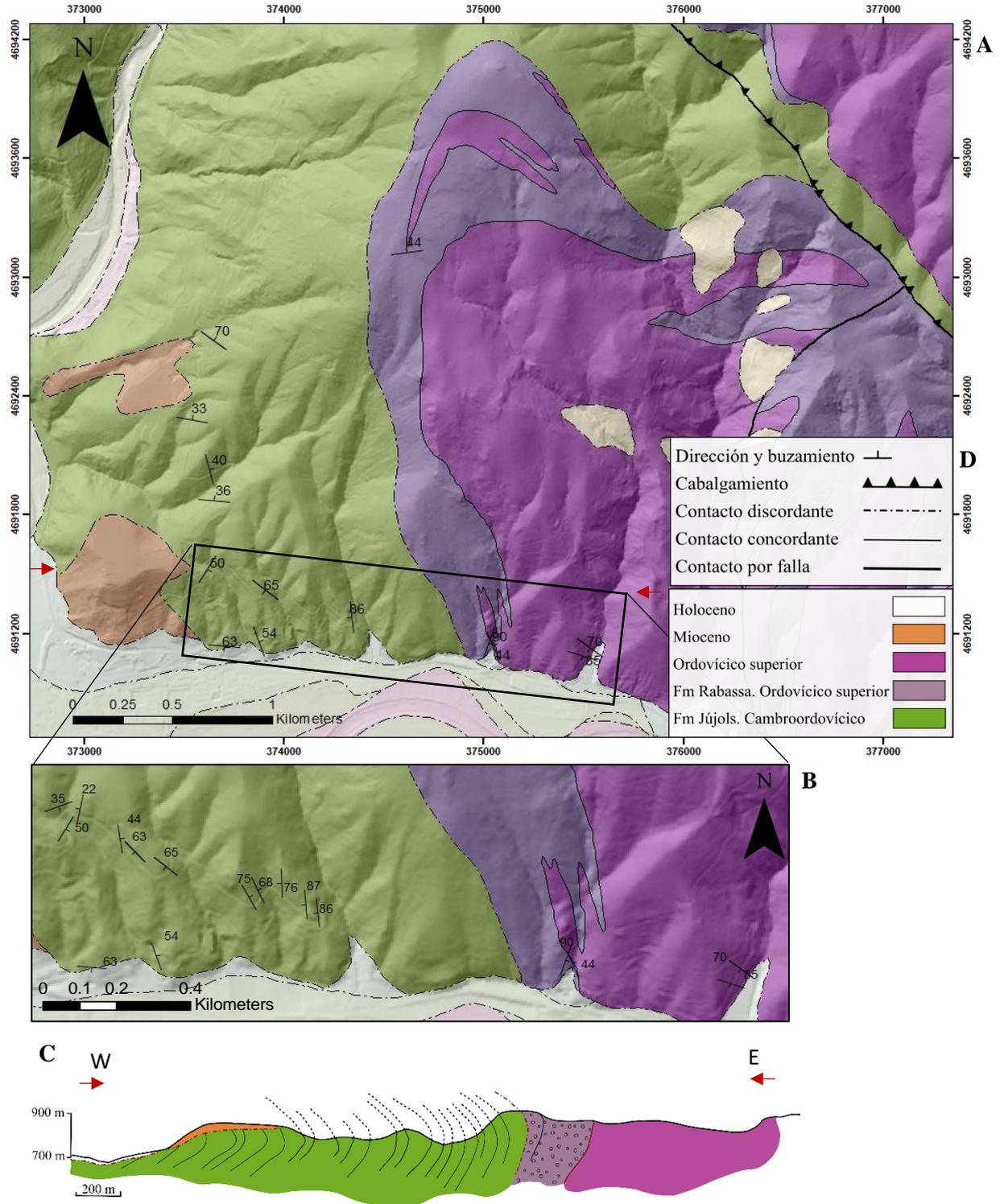
El límite inferior de la Formación Rabassa es un contacto neto con los materiales de la Formación Jújols que es interpretado como una discordancia en varios sectores del Pirineo oriental y el límite superior es gradual con la Fm. Cavà (Casas *et al.*, 2002).

## 6. Presentación de los resultados

### 6.1. Macroestructura

Se ha interpretado la macroestructura a partir de los datos estructurales recogidos en campo y a partir del mapa derivado del *Mapa Geològic de Catalunya 1:50.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC)*.

La zona de estudio (Figura 3: A) puede dividirse en dos sectores atendiendo a las unidades geológicas presentes. En toda la parte central y occidental los materiales pertenecen a la Fm. Jújols del Cámbrico-Ordovícico, también se distinguen depósitos del Holoceno en el fondo de los valles y materiales del



**Figura 3:** **A:** Mapa geológico de la zona de estudio derivado del Modelo digital de Elevaciones MDT05 del CNIG y del Mapa Geològic de Catalunya 1:50.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Datum: ETRS1989. Sistema de coordenadas: UTM Zona 31N. **B:** Ampliación de la zona donde se ha esquematizado un corte geológico. Las flechas rojas indican la dirección del corte en el mapa geológico A. **C:** Corte geológico. **D:** Leyenda de los signos y de las unidades geológicas aplicada a A, B y C.

Mioceno a ambos márgenes del río Valira. En la parte oriental, los materiales son del Ordovícico superior; pertenecen a la Fm. Rabassa los conglomerados de cantos cuarcíticos y se asigna a la unidad suprayacente (Fm. Cavà) las areniscas, lutitas y microconglomerados. Se observan cambios laterales entre las dos unidades del Ordovícico superior.

La interpretación de la macroestructura (Figura 3: C) se ha realizado con ciertas limitaciones ya que se ha basado en los datos de la estratificación ( $S_0$ ) (Figura 3: B) y la foliación ( $S_2$ ) obtenidos en campo. Su obtención no ha sido posible en algunos casos y su registro ha sido puntual. En la Formación Jújols, la  $S_2$  a escala de afloramiento tan sólo se ha podido reconocer en algunos casos y la exposición de las superficies de  $S_0$  en la Formación Rabassa ha sido escasa y de difícil observación por la fracturación de los materiales. La macroestructura se ha interpretado como un macropliegue tumbado y de vergencia E que presentaría asociado a sus flancos los pliegues tumbados con vergencia W observados a escala mesoestructural (estos pliegues y los datos de  $S_0$  y  $S_2$  quedan detallados en el apartado 6.2 Mesoestructura). Los datos obtenidos de  $S_0$  y  $S_2$  evidencian que se han tomado en zonas próximas a la charnela del pliegue ya que se han obtenido valores de estratificación variables en flanco normal y en flanco invertido. Este pliegue afecta tanto a materiales de la Fm. Jújols como de la Fm. Rabassa y su eje tiene una dirección aproximada N-S y una ligera inmersión al norte. Se ha estimado que el pliegue tiene al menos 2 km de longitud.

## 6.2. Mesoestructura

Los datos estructurales de los materiales de la Formación Jújols (Cambro-Ordovícico) se han tomado a lo largo de la carretera que discurre entre El Poble-sec (La Seu d'Urgell) y Calvinyà (Les Valls de Valira). Los datos estructurales de los materiales de la Formación Conglomerados de la Rabassa (Ordovícico Superior) se han tomado en los entornos del barrio de Sant Pere (La Seu d'Urgell), la pista que discurre paralela al torrente de les Collades (Les Valls de Valira) y por la zona norte del área de estudio (Figura 2: B).

La localización de los afloramientos, los estereogramas con los datos representados y la simbología empleada en su representación se encuentran en el Anexo I: Tabla I y Figura I. Los datos estructurales se encuentran en el Anexo III.

### 6.2.1. Fm. Jújols (Cambro-Ordovícico)

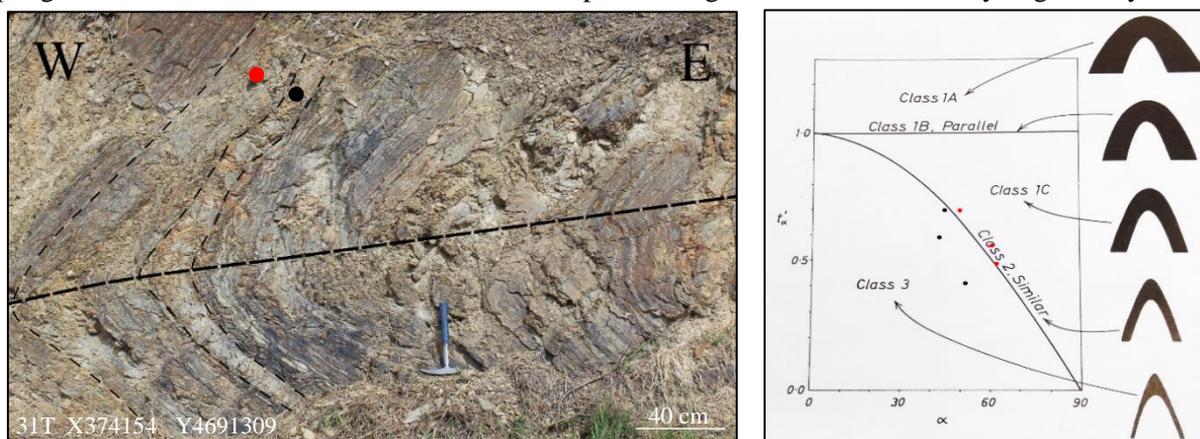
En el área de estudio se observa que los materiales de la Formación Jújols están intensamente plegados. Los niveles más potentes de arenisca presentan estructuras tipo boudinage y microcabalgamientos que también se observan en las capas milimétricas. Además, se observa una crenulación en los tramos formados por niveles más competentes de arenisca (Anexo I: Figura II, C) y localmente en la alternancia de arenisca y lutitas. Todas estas estructuras se observan a nivel microestructural en las láminas. En el norte de la zona de estudio, la serie es una sucesión de materiales pizarrosos en los cuales se observan estructuras sedimentarias como laminaciones cruzadas que indican una polaridad normal de la serie buzando hacia el norte (Anexo I. Figura I, LS10).

A escala de afloramiento, la  $S_2$  se observa localmente y se dispone buzando con un valor medio de  $27^\circ$  hacia el NE, hacia el NW y ocasionalmente hacia el E. Se dispone oblicua a la  $S_0$  con un ángulo de en torno a  $25^\circ$ . En general, es poco penetrativa y se observa mejor a nivel microestructural en las láminas. También, se observan venas de cuarzo plegadas y paralelas a la  $S_0$  en los tramos donde la  $S_0$  se dispone subvertical. Asimismo, en estos materiales se reconocen unas fracturas posteriores que desplazan las venas de cuarzo descritas y que presentan unas aperturas variables de milimétricas hasta los 24 cm y

que suelen estar rellenas por cuarzo. Los buzamientos de estas fracturas están en torno a 40° hacia el E y el NE (Figura 5: B).

Los pliegues que se observan son de escala variable, los más pequeños son de 1,5 m y 1,65 m de longitud y el pliegue de mayor tamaño es de 10 m de longitud y pueden agruparse en 3 familias. Los pliegues tumbados de plano axial subhorizontal de orientación NW-SE a N-S, los pliegues de plano axial subvertical de orientación N-S, los pliegues de ejes verticales NW-SE. También se reconocen asimetrías en las capas más competentes de arenisca de los pliegues de escala métrica (Anexo I, Figura II, F).

Los pliegues tumbados con dirección de NW-SE a N-S presentan en ocasiones una crenulación asociada a sus flancos. En el afloramiento de materiales limolíticos (LS1), los ejes de pliegues de la crenulación y el eje del pliegue mayor obtenido presentan una inmersión con un valor medio de unos 45° hacia el SE (Anexo I, Figura I, LS1). En campo no se han podido medir los planos de la crenulación pero si se han observado y registrado en lámina delgada a nivel microestructural. En el afloramiento LS2, se ha observado un tramo pizarroso sin foliación desarrollada y con una estratificación de dirección N-S y una inmersión promedio de 60° al NE (Anexo I, Figura I, LS2 y Figura II, D). En estos materiales no hay crenulación ni venas de cuarzo pero sí que presentan una la lineación de intersección entre la  $S_0$  y la  $S_2$  que tiene una orientación NW-SE y una inmersión de 36° de valor medio hacia el SE. En general, los pliegues tumbados de orientación NW-SE a N-S presentan geometrías en chevron y angulares y se ha



**Figura 4:** Materiales de la Fm. Jújols. **A:** Pliegue tumbado. **B:** Clasificación por el método de Ramsay (1967) de dos capas del pliegue de A.

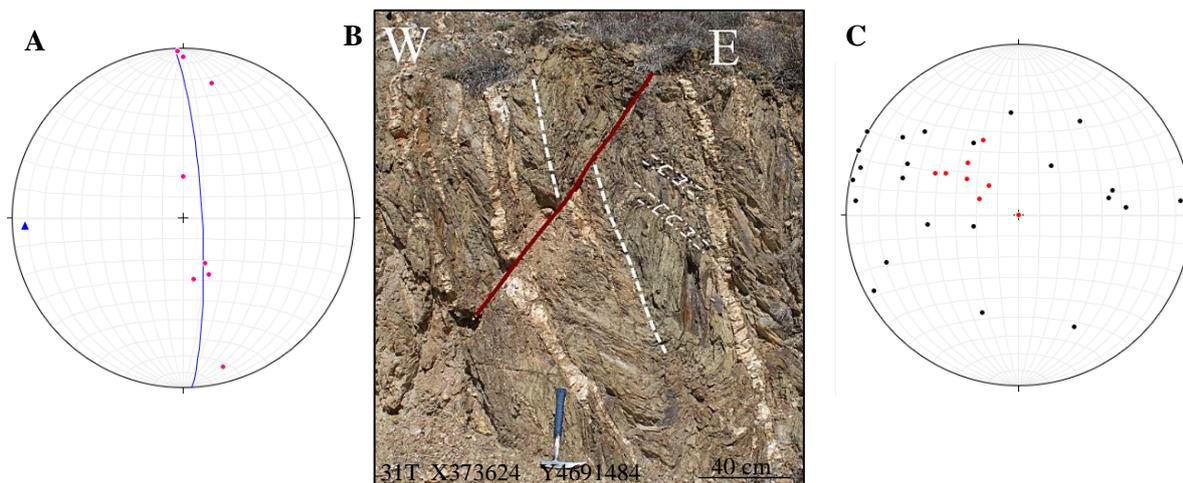
observado un pliegue concéntrico. Se han clasificado dos capas de un pliegue tumbado de dirección N-S por el método de Ramsay (1967) y son de clase próxima a 2 C (Figura 4). Los ejes de los pliegues presentan una dirección próxima N-S y una inmersión de 20° al N (Anexo II: Figura I, LS3, LS8). En las proximidades de una zona brechificada del afloramiento LS4, se observa una foliación con dirección NE-SW y una inmersión de 12° al N (Anexo II: Figura I, LS4) y los ejes de pliegues de la crenulación presentan una dirección N-S y una inmersión de 12°.

No se han reconocido pliegues verticales de dirección E-W a escala de afloramiento, en general tan sólo se ven cambios progresivos en las direcciones de la estratificación (Figura 5, C). Por ello, se ha calculado el eje del pliegue de la familia de dirección E-W a partir de los datos de las lineaciones entre la  $S_0$  y la  $S_2$  tomadas en los afloramientos. Este eje presenta una inmersión de 9° al este. De forma adicional, se han calculado este eje de plegamiento a partir de los ejes de los pliegues de crenulación y se ha obtenido que presenta una inmersión de 20° al este.

Se han localizado en una zona concreta pliegues con plano axial subvertical de dirección NW-SE. Estos pliegues presentan geometría en chevron, están atravesados por venas de cuarzo subverticales con

buzamiento hacia el este y afectados por bandas de cizalla dexas y una fracturación posterior que desplaza sus planos axiales con buzamiento hacia el oeste (Figura 5, B y C).

A nivel de más detalle, en la alternancia rítmica de materiales, se observan pliegues de flujo (Anexo II, Figura II, F) de variable espesor pero sin superar los pocos centímetros, con plegamiento poliarmónico, armónico y disarmónico. Los pliegues armónicos presentan cierto aplastamiento. Se ha observado pliegues en festón (cuspedate-lobate folds) en las capas de arenisca cuarcítica intercaladas. Los niveles de arenisca cuarcítica plegados de espesores superiores a los 6 cm es frecuente que presenten deformación de charnela interna y externa.



**Figura 5:** Materiales de la Fm. Jújols. **A:** Lineaciones de intersección (en rosa), ciclográfica de ajuste y eje promedio del plegamiento de dirección E-W (azul). Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior. **B:** Pliegues de plano axial subvertical. Se observan estructuras de cizalla dextra en su flanco izquierdo invertido, venas de cuarzo subverticales y una fracturación posterior que ha seccionado y desplazado su plano axial. **C:** Ejes de pliegues subverticales (en rojo) y polos de la estratificación (en negro). Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior.

### 6.2.2. Fm. Rabassa (Ordovícico Superior)

La foliación en los conglomerados está bien desarrollada y no deforma los cantos. Estos materiales pasan lateralmente a unas areniscas pizarrosas. También presentan una fracturación marcada, se descarta que pueda ser estratificación ya que no se observa alineación de cantos de tamaño parecido (Anexo II, Figura



**Figura 6:** Afloramiento LS11 en conglomerados de la Fm. Rabassa **A:** Aspecto de los materiales y planos de la  $S_0$ . **B:** Estereograma que muestra la  $S_0$  buzando hacia el N. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior.

I, LS11 y Figura II, B). La estratificación es visible en la zona norte (Figura 6). En la zona próxima al valle del río Segre la  $S_0$  es subvertical y en dirección NE-SW ya que se observa una distribución granodecreciente de los cantos de base a techo y se ha reconocido un sinclinal.

En el afloramiento del barranco de Andorra se observan unas areniscas grises pizarrosas pertenecientes a la unidad suprayacente a la Fm. Rabassa del Ordovícico superior (Fm. Cavà). La estratificación es vertical y se ha determinado por los cambios de coloración y de grado de foliación. En conjunto, presentan unos planos de foliación muy marcados con un orientación próxima a N-S y buzamiento de en torno a  $50^\circ$  al E. Hacia el sur, a aproximándose hacia a la discordancia, este tramo se vuelve más pizarroso. No se observan pliegues (Anexo I, Figura I, LS9). Los conglomerados más próximos a la base de la formación presentan venas de cuarzo de potencia centimétrica con un espesor máximo de 20 cm.

### 6.3. Microestructura

Se ha realizado el estudio microestructural a partir de la observación de 12 láminas delgadas obtenidas a partir de muestras orientadas tomadas en campo. Se ha empleado un microscopio óptico de luz transmitida para reconocer las microestructuras presentes y la mineralogía. Se puede consultar la orientación de las muestras y de las láminas delgadas en el Anexo II, Tabla 1 así como imágenes y esquemas de las láminas.

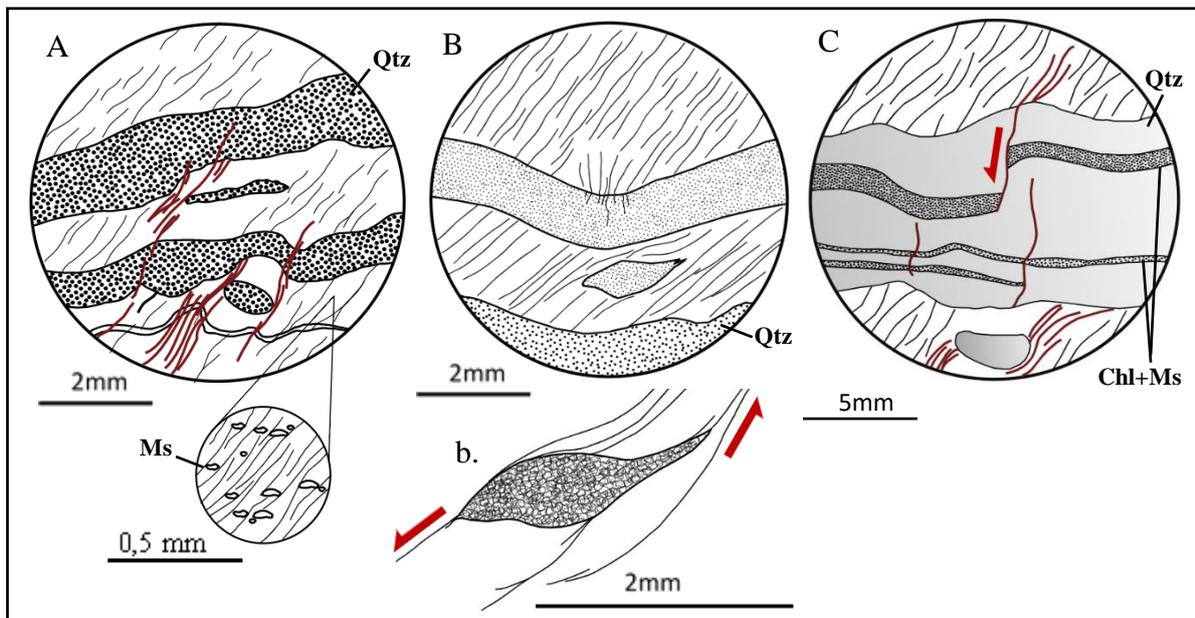
#### 6.3.1. Fm. Jújols (Cambro-Ordovícico)

A escala microscópica se observa que estos materiales presentan una textura general granolepidoblástica. Los microlitones están constituidos por mosaicos inequigranulares de cuarzo con bordes interlobados que en general, tienen una variación de tamaño de grano entre los distintos niveles. Los cristales de moscovita y clorita, dispuestos subparalelos a la  $S_0$ , son abundantes y se presentan en los dominios de esquistosidad como cristales individuales y en los microlitones como cristales individuales y como *aggregate-stacks* de clorita-moscovita formando bandeados. Los minerales opacos son abundantes y se encuentran dispuestos al azar, ocasionalmente formando aglomeraciones, pero en general, se encuentran acumulados en los dominios de esquistosidad, que puede interpretarse como formada por presión-disolución. En los niveles de arenisca cuarcítica abundan las venas de cuarzo con crecimiento en mosaico de sus cristales y se disponen perpendiculares a la  $S_0$  seccionándola. Algunas de las venas están afectadas por la foliación y han sido posteriormente deformadas y/o fracturadas (Anexo II, Figura IV y Figura VIII A).

Se observan estructuras tanto de origen sedimentario (Anexo II, Figura I) como tectónico. En estos materiales hay presente una foliación subparalela a la  $S_0$  ( $S_1$ ) definida en las capas lutíticas por la orientación preferente de la moscovita y la clorita y definida en las capas de arenisca por esa orientación de la moscovita, la clorita y de los *aggregate-stacks* de clorita-moscovita. En general, en estos materiales y preferentemente en los tramos formados por la alternancia milimétrica de lutitas y areniscas se observa una segunda foliación de presión-disolución ( $S_2$ ) definida por la acumulación de minerales opacos (Figura 5: A y Anexo II, Figura VI y VIII: B). Esta foliación está más desarrollada, se concentra en los dominios de esquistosidad de los niveles lutíticos y se dispone oblicua a la  $S_0$  y a la  $S_1$  con un ángulo de unos  $30^\circ$  ( $25^\circ$  el valor mínimo observado y localmente un valor máximo de  $48^\circ$  en areniscas cuarcíticas en la lámina ASM-4A) generando en ocasiones una foliación de crenulación (Anexo II, Figura VII: B). La  $S_2$  es la foliación de plano axial de los pliegues reconocidos a escala de afloramiento. Esta foliación afecta puntualmente a los microlitones refractándose al atravesarlos. Está más desarrollada en las zonas de flexión de los pliegues, en torno a los porfiroclastos y las estructuras de extensión y cizalla como los *fish-structures* que serán descritas a continuación. No se ha encontrado que afecte a las venas de cuarzo

subverticales. Por último, se ha observado en las láminas ASM-3B y ASM-2B una foliación de presión-disolución ( $S_3$ ) subparalela a la  $S_0$  y superpuesta a las anteriores.

En las secciones perpendiculares a la  $S_0$  se observan *fish-structures* con sentidos sinistros y dextros (Figura 5.b.1 y Anexo II, Figura VII: A) y acumulaciones de silicatos orientados en el plano de cizalla. También, se han localizado puntualmente en los niveles de arenisca microfallas normales (Figura 5: C) dentro de los microlitones. Se han localizado estructuras de deformación dúctil por cizalla, *discrete shears* dexas, atravesando oblicuamente los microlitones. Los porfiroclastos (Figura 5: A) observables en los dominios de esquistosidad presentan la misma composición que los microlitones y parecen ser una estructura sedimentaria relictas de la roca previa tipo *flame structure*. En torno a ellos se observan zonas de sombra de la foliación y en sus bordes se observa una foliación de presión disolución ( $S_2$ ) más desarrollada y con menor espaciado. En los niveles competentes de arenisca se observan micropliegues, *pinch and swell structures* y microcabalgamientos que se observan tanto a escala de microscopio como de muestra (Anexo II, Figura II, III, IV y VII b.1). En la lámina ASM-2B se han observado micropliegues asimétricos y perpendiculares a la  $S_0$  de menor entidad y anteriores al plegamiento principal a los cuales se superpone la foliación de presión disolución subhorizontal ( $S_3$ ). Estos pliegues forman un ángulo de  $60^\circ$  con respecto a la  $S_0$ .



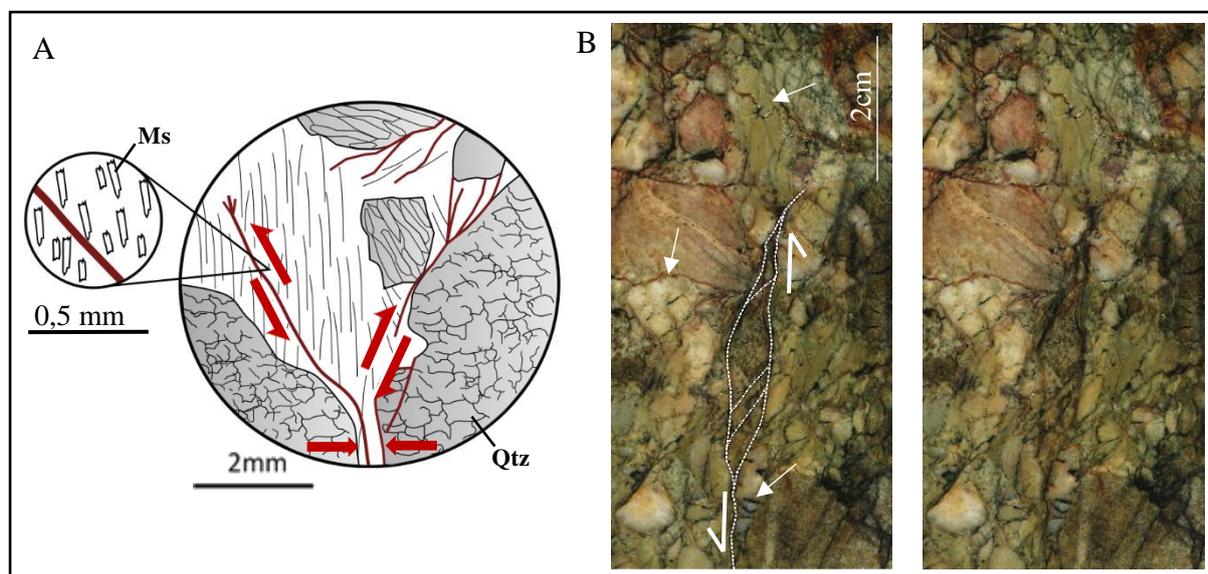
**Figura 5:** Esquemas texturales de la lámina ASM-2A. Se observa la  $S_0$ ,  $S_1$  paralela a la  $S_0$  y la  $S_2$  oblicua a la  $S_0$ . Las flechas indican el sentido de movimiento de las estructuras. **A:** Detalle de la disposición de la  $S_2$  oblicua a la  $S_0$ , en ocasiones de presión-disolución (rojo) atravesando los *microlithons*. Se observan zonas de sombra entorno a los porfiroblastos. **B:** Detalle que muestra una foliación más desarrollada en las charnelas de los pliegues, un tamaño de grano variable en los distintos *microlithons* y un *fish-structure*. **b.1:** Detalle del *fish structure* sinistro (aumento x10). **C:** Detalle de estructuras de extensión dentro de un *microlithon*.

### 6.3.2. Fm. Rabassa (Ordovícico superior)

A escala microscópica se observa que estos materiales presentan una deformación de tipo frágil ya que están intensamente fracturados. Los cantos del conglomerado, de tamaño centimétrico, son principalmente subredondeados aunque se encuentra algún canto subanguloso. En su mayoría son cantos de cuarzo y se distinguen cantos monocristalinos equigranulares y cantos policristalinos inequigranulares y también son frecuentes los cantos de pizarra. En algunas de las fracturas de los cantos

se observan recrecimientos de cristales de cuarzo. En la matriz arcillosa, se distinguen cristales orientados de mica y minerales opacos dispuestos al azar y/o concentrados en los planos de foliación.

En estos materiales se distinguen dos foliaciones de presión disolución definidas por la acumulación de minerales opacos y que presentan estructuras de cizalla asociadas a ellas. La foliación que está mejor desarrollada presenta una orientación NW-SE y bordea los cantos del conglomerado ocasionalmente deformando alguno (Anexo II, Figura V). Esta deformación se concentra en los planos de la foliación y genera estructuras tipo S-C y cizallas conjugadas (Figura 6 y Anexo II, Figura IX). La segunda foliación presenta una disposición subvertical y se localiza puntualmente bordeando los cantos. También se reconoce una foliación relicta definida por la orientación preferente de los cristales de cuarzo en alguno de los cantos policristalinos del conglomerado. Estos cristales se disponen oblicuos a la foliación de presión-disolución al igual que los cristales de mica de la matriz arcillosa. Son frecuentes los contactos estilolíticos entre los granos y la fracturación afecta a la mayoría de los granos. Las bandas de cizalla también están presentes en los minerales de la arcilla de la matriz (Anexo II, Figura IX) y de los granos pizarrosos.



**Figura 6:** Conglomerados de la Formación Rabassa. **A:** Esquema textural de la lámina ASM-5B. Se observa una foliación de presión-disolución (rojo) que bordea los clastos de cuarzo policristalino y monocristalino, es frecuente que deforme sus bordes. En la parte central y superior del esquema se observa cuarzo recrystalizado y en el detalle, disposición oblicua de las micas. Las flechas indican el sentido de movimiento de las estructuras, posibles planos C, y las líneas negras foliación. **B:** Detalle de la muestra ASM-6. Estructura S-C sinistra; se han señalado los contactos estilolíticos entre granos y juntas de extensión en los granos.

#### 6.4. Estudio magnético

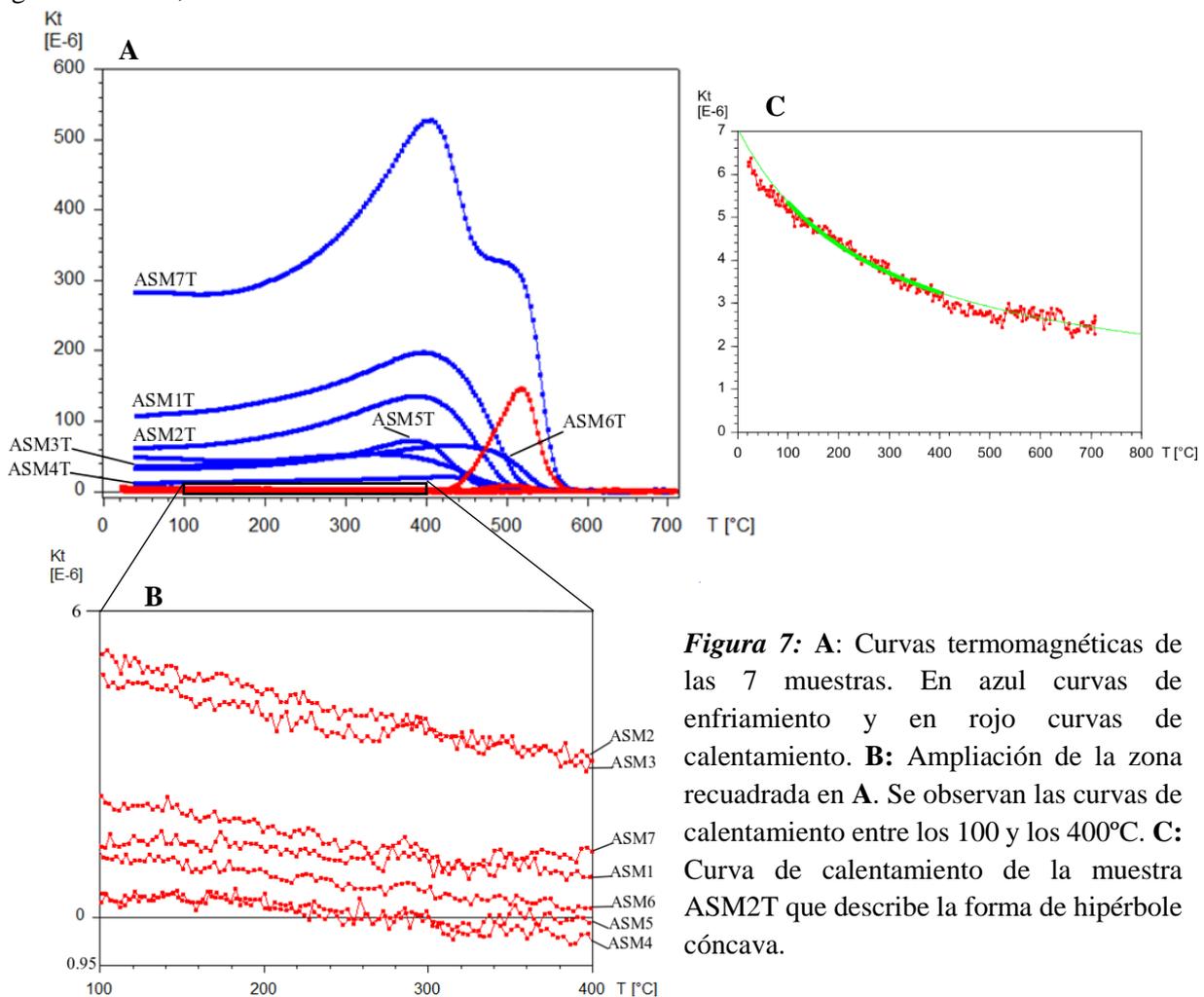
A continuación se exponen los resultados obtenidos en el estudio magnético basado en las curvas termomagnéticas y en la anisotropía de la susceptibilidad magnética.

##### 6.4.1. Mineralogía magnética

Las rocas muestreadas muestran unos valores de susceptibilidad magnética bajos que oscilan entre  $80$  y  $308 \cdot 10^{-6}$  SI. En general, las curvas termomagnéticas (Figura 7) son semejantes en las 7 muestras; describen una hipérbola cóncava que se inicia a los  $10^{\circ}\text{C}$  y termina a los  $400^{\circ}\text{C}$  que es indicativa de la presencia importante de minerales paramagnéticos. Las curvas de enfriamiento presentan un aumento

repentino de la susceptibilidad magnética entre los 460°C y los 570°C. La curva de la ASM7T difiere del resto ya que presenta un segundo aumento de la susceptibilidad, siendo el valor más alto registrado, a los 470°C. Las curvas de calentamiento de las muestras ASM6T y ASM7T presentan un ascenso de la susceptibilidad en torno a los 460°C que es brusco en la ASM7T (pico de Hopkinson). Estos ascensos bruscos de la susceptibilidad magnética son indicativos de la creación de magnetita aunque son inferiores a la temperatura de Curie de este mineral ( $T_c=580^\circ\text{C}$ ) probablemente por la presencia de impurezas, que dan lugar a titanomagnetita (Pablo Calvín, comunicación personal).

Las muestras presentan una contribución de minerales paramagnéticos que oscila entre el 81% y el 100% perteneciendo a las metapelitas de la Fm. Jújols los valores inferiores al 100%. Teniendo en cuenta la mineralogía de las muestras, los minerales paramagnéticos corresponden principalmente a filosilicatos observados en microscopio, moscovita y clorita, presentes tanto en las metapelitas como en la matriz y en algunos de los clastos de los conglomerados. La contribución de minerales ferromagnéticos es en general menor, tan sólo en la muestra ASM3T alcanzan el 19%.

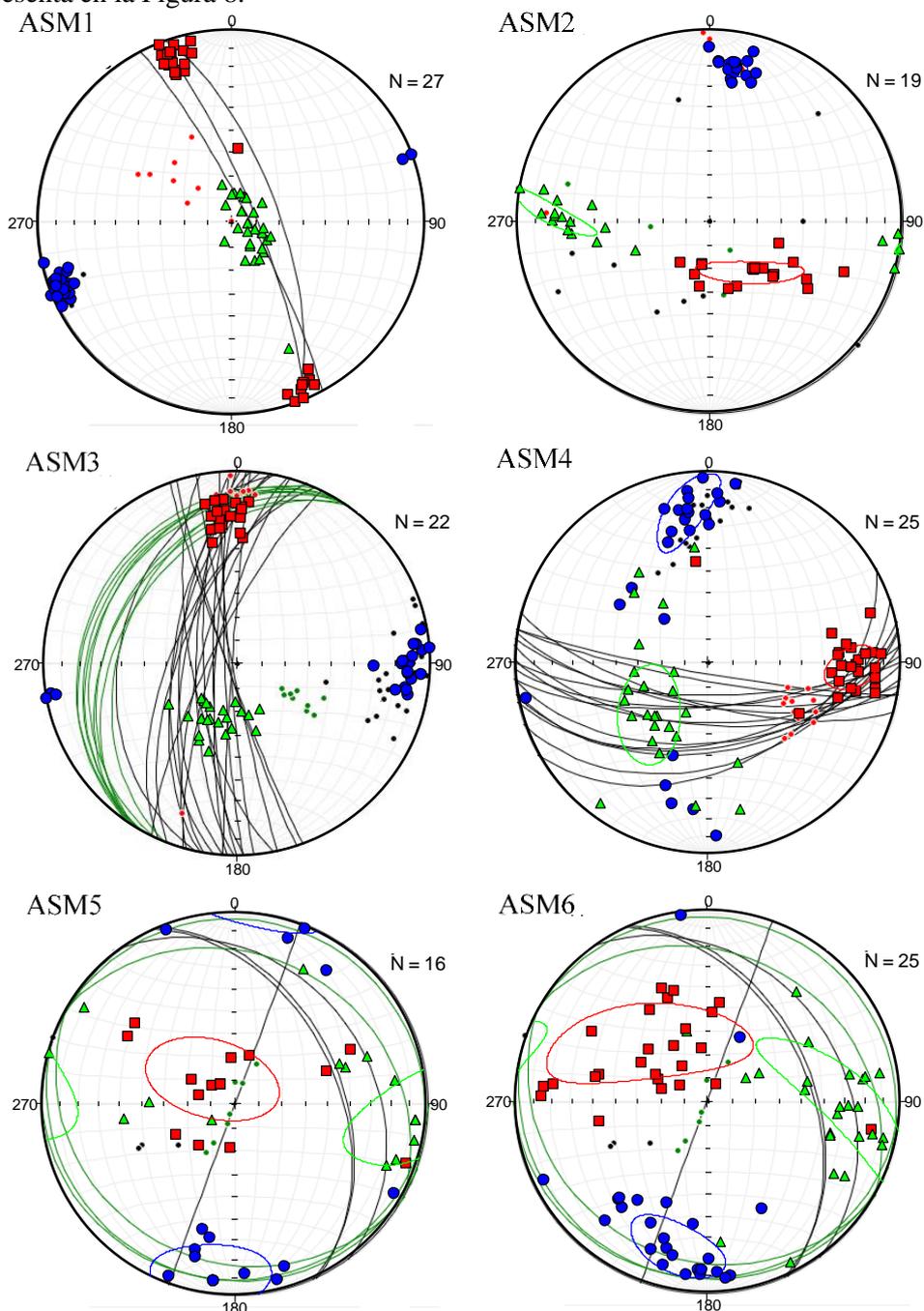


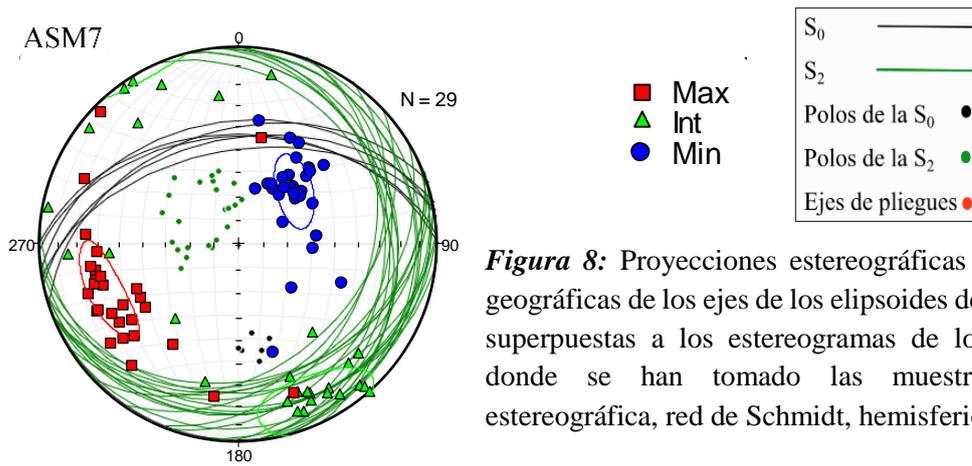
**Figura 7:** A: Curvas termomagnéticas de las 7 muestras. En azul curvas de enfriamiento y en rojo curvas de calentamiento. B: Ampliación de la zona recuadrada en A. Se observan las curvas de calentamiento entre los 100 y los 400°C. C: Curva de calentamiento de la muestra ASM2T que describe la forma de hipérbola cóncava.

#### 6.4.2. Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

En los materiales de la Fm. Jújols los conjuntos de ejes que definen los ejes principales de susceptibilidad están concentrados (Figura 8). La lineación magnética que corresponde con el conjunto de ejes del  $K_{max}$  está contenida en los planos de la estratificación para las muestras ASM1, ASM3 y ASM4. Además, se observa en las muestras ASM3 y ASM4 que el  $K_{max}$  muestra una clara relación con los ejes de los pliegues (que crenulan las láminas de la estratificación) ahí donde están presentes. En las zonas donde

no hay crenulación, no se observa una relación directa con otros elementos de la fábrica; por ejemplo en la muestra ASM2 la orientación de los ejes de los micropliegues observados en muestra de mano es subhorizontal con inmersión al oeste. En general, el Kmax presenta inmersiones bajas con valores inferiores a 20° hacia el N y el E. El conjunto de ejes del Kmin se superpone a los polos de la estratificación excepto para la muestra ASM2. Las inmersiones son en todos los casos próximas a la horizontal y con direcciones N-S, E-W y NE-SW. En los materiales de la Fm. Rabassa, la relación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad con los elementos de la fábrica no es evidente (Figura 8). Además, los conjuntos de ejes que definen cada uno los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se encuentran más dispersos. En la muestras ASM6 y ASM5 la media del Kmax se dispone subvertical y la media del Kmin subhorizontal y para la muestra ASM7 la media del Kmin se encuentra vertical. Para la muestra ASM7, la posición media de los ejes Kmax parece aproximarse a la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación pero en todo caso es discutible. La orientación de los ejes de los elipsoides de susceptibilidad y su relación con los elementos de las fábricas de las muestras se presenta en la Figura 8.





**Figura 8:** Proyecciones estereográficas en coordenadas geográficas de los ejes de los elipsoides de susceptibilidad superpuestas a los estereogramas de los afloramientos donde se han tomado las muestras. Proyección estereográfica, red de Schmidt, hemisferio inferior.

## 7. Discusión e interpretación

A partir de los resultados expuestos se han podido identificar 3 fases de deformación que se produjeron durante la orogenia Varisca. Para su determinación, se han contrastado los resultados obtenidos en los distintos niveles de observación y se han relacionado con el estudio magnético obteniendo una caracterización de los materiales de la Fm. Jújols y de la Fm. Rabassa y una interpretación de la macroestructura de la zona.

### *Mineralogía y mineralogía magnética*

En los materiales de la Fm. Jújols, los *aggregate-stacks* de clorita-moscovita así como la mineralogía con dominancia de filosilicatos evidencian que son unas metapelitas de bajo grado metamórfico, concretamente de la zona de la clorita-moscovita. Este bajo grado ha permitido la preservación de estructuras sedimentarias como los *flame structures* observados en lámina delgada. Además, son estos filosilicatos los que dan la contribución paramagnética a las muestras y son los minerales opacos acumulados principalmente en los planos de foliación los que aportan la contribución ferromagnética menor. En los materiales de la Fm. Rabassa la contribución de paramagnéticos es del 100% y es aportada por la mineralogía filosilicatada de los cantos pizarrosos y de la matriz arcillosa. Los *aggregate stack* de clorita-moscovita que se observa en las metapelitas de la Fm. Jújols presentan un intercrecimiento entre ambos minerales a modo de bandeo que han sido interpretados por algunos autores como el resultado de la transformación de los minerales de la arcilla durante el enterramiento (Clariana, 2015).

### *Primera fase de deformación (D1)*

La primera fase de deformación (D1) ha tenido que inferirse a partir de la consulta de bibliografía previa y de las observaciones realizadas a nivel microestructural en materiales de la Fm. Jújols. En las láminas delgadas de las muestras ASM1, ASM2, ASM3 y ASM4 se observa una alineación de los cristales de moscovita, clorita y de los *aggregate-stack* de clorita-moscovita en los microlitones de cuarzo. Esta alineación siempre se dispone paralela a la estratificación ( $S_0$ ) y aparece de forma sistemática en los distintos microlitones. Dado que no se ha encontrado en ninguna de las muestras que la foliación ( $S_1$ ) corte la estratificación ( $S_0$ ) en algún micropliegue tumbado y que no se observa a escala de afloramiento, cabría la posibilidad de que esta alineación mineral pudiese tener origen sedimentario y diagenético y se hubiese formado durante la sedimentación rítmica y diagénesis de los materiales arcillosos y cuarcíticos en el ambiente deposicional que es de tipo marino. Pero el hecho de que se haya descrito en

trabajos previos realizados en el entorno de la zona y de que la foliación  $S_2$  de la segunda etapa de deformación en la mayoría de los casos tampoco sea observable a escala de afloramiento hace pensar que se trata de una foliación  $S_1$ . Hartevelt (1970) reconoce en su zona y en la misma unidad (Fm. Jújols, anteriormente Fm. Seo) esta misma foliación. La denomina  $S_0$  en contraposición a  $S_s$  que es la estratificación y la describe como la misma alineación de minerales micáceos. Este autor, a escala de afloramiento tampoco pudo reconocer pliegues con planos axiales paralelos a la citada foliación. Por otra parte, Clariana (2015) en su zona de estudio observa una disposición similar de los cristales de moscovita, biotita y clorita en los metasedimentos afectados por bajo grado de metamorfismo que es subparalela a la foliación subhorizontal  $S_1$ . Interpreta que la disposición paralela de estos minerales es debida a un recrecimiento durante un evento de deformación ( $D_1$ ) y se dispone paralela a la  $S_1$  (según la nomenclatura de la citada autora). En uno u otro caso, estos autores asocian a esta alineación de minerales una foliación que para Clariana (2015) están en relación con pliegues tumbados de dirección E-W.

### *Segunda fase de deformación ( $D_2$ )*

La segunda fase de deformación ( $D_2$ ) es la más visible, la que está mejor representada en la zona de estudio y la que refleja el estudio magnético. Las estructuras que caracterizan esta fase de deformación son los pliegues tumbados de dirección N-S y NW-SE y plano axial subhorizontal. Asociados a estos pliegues se desarrolla una foliación  $S_2$  de plano axial que genera en la mayoría de los casos una crenulación de las superficies de estratificación con ejes de pliegues medibles en afloramiento y ocasionalmente una lineación de intersección.

La foliación  $S_2$  tiene orientaciones variables y presenta ciertas diferencias según si se ha desarrollado en los materiales de la Fm. Jújols o en los conglomerados de la Fm. Rabassa. En las metapelitas de la Fm. Jújols siempre forma un ángulo de aproximadamente unos  $30^\circ$  con la estratificación ( $S_0$ ) lo que es observable tanto en campo como en lámina delgada. A escala de afloramiento la  $S_2$  no está bien desarrollada. Es difícil de identificar y se observa de forma puntual y concentrada preferentemente en las capas lutíticas de la alternancia. No se ha observado desarrollada en ninguna charnela de pliegue. En lámina delgada también se observa su localización preferente en los niveles lutíticos; llega a presentar un valor de en torno a  $30^\circ$ , atraviesa los microlitones refractándose y se encuentra más desarrollada en las zonas de flexión de los micropliegues. Esta foliación ( $S_2$ ) tiene asociada a nivel microestructural estructuras de extensión y cizalla. Por ejemplo los fish structures son sinistros en dirección NW-SE, Asimismo, se observa en lámina delgada que la  $S_2$  es la responsable del plegamiento de una fábrica previa, la estratificación ( $S_0$ ), generando una crenulación bien desarrollada que presenta ejes de pliegues medibles en campo. En ocasiones esta misma intersección de planos desarrolla una lineación pero en ambos casos, los ejes de crenulación y las lineaciones de intersección presentan similares orientaciones e inmersiones. En cambio, en los conglomerados de la Fm. Rabassa, la  $S_2$  se dispone subhorizontal buzando al norte y al sur y se observa tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada. En estos materiales la  $S_2$  es más grosera, está peor definida y bordea los cantos sin deformarlo y a escala microestructural se han observado bandas de cizalla de dirección NW-SE, NE-SW y verticales que afectan a la  $S_2$ , sinistras y dexas respectivamente. Los *pinch and swell* perpendiculares son perpendiculares a las estructuras de cizalla.

Aunque a primera vista podrían parecer dos foliaciones distintas, las diferencias son debidas a la distinta reología de los materiales; la Fm. Jújols desarrolla un comportamiento más dúctil y la Fm. Rabassa un comportamiento más frágil. Además las foliaciones en ambos materiales presentan estructuras de cizalla con la misma orientación y sentido. Cabe destacar que se han encontrado otras foliaciones relictas de forma muy puntual en ambas formaciones. En la Fm. Jújols se ha observado una  $S_3$  en lámina delgada que atraviesa la  $S_1$  y la  $S_2$ . Aparece junto con un microcabalgamiento por lo que cabría esperar que se

haya generado localmente por el desplazamiento de los materiales. A su vez, se ha reconocido una foliación relictas en la Fm. Rabassa definida por la orientación preferente de los cristales de cuarzo en alguno de los cantos policristalinos del conglomerado. Esta foliación tan sólo indicaría que algunos de los materiales que constituyen los cantos sufrieron etapas previas de deformación, una posible D1, antes de incluirse como cantos en la matriz del conglomerado.

Adicionalmente, el estudio magnético muestra en la Fm. Jújols que lineación magnética (Kmax) está contenida en los planos de la estratificación y coincide con los ejes de pliegues de la crenulación. Los valores máximos de susceptibilidad están concentrados en estas direcciones porque es donde intersecan los planos de la  $S_0$  con la  $S_2$  y por tanto hay más cantidad de minerales magnéticos como la moscovita y la clorita. El Kmin es perpendicular a los planos de estratificación ( $S_0$ ) ya que es en esa dirección donde hay menor cantidad de estos minerales magnéticos. El estudio magnético no ha aportado resultados evidentes para los materiales de la Fm. Rabassa ya que no se ha encontrado ninguna relación entre los ejes de susceptibilidad y los elementos de la fábrica. Esto puede ser debido a la propia naturaleza del conglomerado que está constituido por cantos poligenéticos y cada uno de ellos aporta una fábrica heredada que en ocasiones presenta foliaciones relictas como anteriormente se ha mencionado. Todo ello conlleva que los resultados del estudio magnético no reflejen exclusivamente los elementos de la fábrica principales del conglomerado, es decir la estratificación ( $S_0$ ) y la foliación  $S_2$ , sino que también lo hagan de los elementos de la fábrica de los cantos. Aunque tentativamente podría relacionarse la lineación magnética (Kmax) con las cizallas de direcciones NW-SE, NE-SW y verticales o los polos de la foliación.

Ante los resultados expuestos, esta segunda etapa de deformación (D2) presenta una dirección de acortamiento próxima a E-W y ligeramente SW-NE generando pliegues tumbados de dirección N-S y NW-SE. Esta fase queda bien reflejada en la macroestructura que ha sido interpretada a partir de la disposición de la  $S_0$  y de la  $S_2$  como un macropliegue tumbado de dirección N-S y vergencia E que presenta en su flanco normal los pliegues menores observados a escala de afloramiento.

### *Tercera fase de deformación*

La tercera fase de deformación (D3) está representada por pliegues verticales de dirección E-W y eje de pliegue subhorizontal con inmersión al E que se superpone a las fases anteriores. No se ha observado ninguna foliación asociada a esta fase pero si se han detectado estructuras frágiles como una intensa fracturación y cizallas tipo S-C. La orientación del eje medio de plegamiento de la D3 obtenido a partir de las lineaciones de intersección por una parte y de los ejes de crenulación por otra parte indican una ligera inmersión de los pliegues al E de en torno a  $7^\circ$ . Además, las fracturas y fallas desarrolladas sobre los materiales con buzamientos de  $40^\circ$  y verticales al E y al NE están en la mayoría de los casos rellenas de cuarzo e indican una deformación extensional en dirección W-E.

Cabría la posibilidad de considerar esta tercera etapa de deformación (D3) como Alpina ya que desarrolla pliegues en dirección E-W que presentan la misma dirección que los cabalgamientos alpinos próximos al sur que implican materiales del basamento. Pero para García-Sanseguno (2004) aunque estos cabalgamientos generan una rotación variable de las estructuras variscas los pliegues desarrollados asociados a estos son muy limitados. Además, otros autores (García-Sanseguno, 1996, 2004; Clariana y García-Sanseguno, 2016) han identificado pliegues verticales con dirección E-W relacionados con etapas de deformación varisca. Por todo ello, es esperable pensar que los pliegues de dirección E-W observados en la zona de estudio asociados a la D3 sean de edad Varisca aunque tampoco se puede descartar una cierta influencia alpina.

Por tanto, esta tercera etapa de deformación (D3) presenta una dirección de acortamiento N-S generando pliegues verticales de dirección E-W.

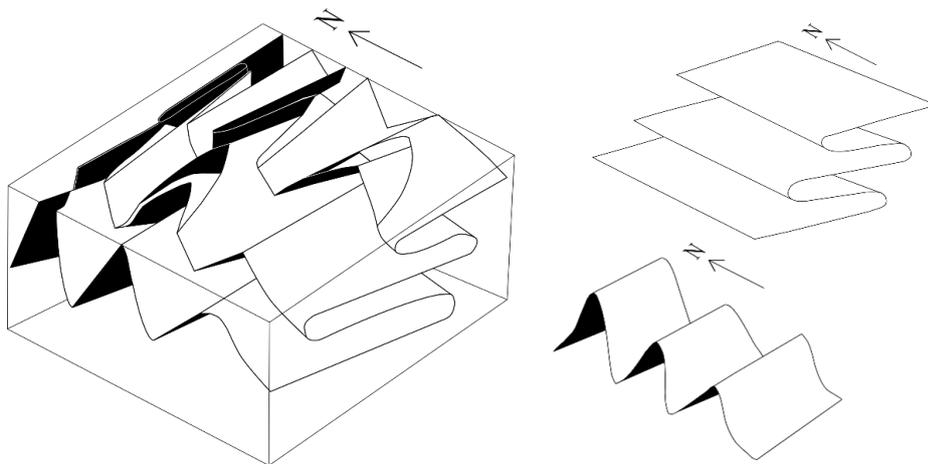
*Otras estructuras*

En una zona muy concreta e intensamente deformada se han registrado unos pliegues de eje subvertical con un valor medio de 60° e inmersión al NW. Se encuentran en una zona muy puntual y están limitados por venas de cuarzo. Para explicar la existencia de estas estructuras en el modelo de fases de deformación explicado, se puede considerar que correspondían a pliegues menores situados en un pliegue tumbado de la D2, es decir, de plano axial tumbado y dirección N-S y que posteriormente por acción de la D3 se dispusieron subverticales.

*Modelo de interferencia de pliegues*

Tras todo lo expuesto, queda patente que el área de estudio se ha visto afectada por 3 etapas de deformación sucesivas, dos de las cuales, D2 y D3, han generado familias de pliegues. La interferencia de los plegamientos ha quedado caracterizada en la zona con el desarrollo de geometrías complejas que se ajusta a una interferencia de pliegues de tipo 2 según la clasificación de Ramsay (1977).

A continuación, se presenta una interpretación del modelo de interferencia de tipo 2 de Ramsay (1977) (Figura 9) y una tabla resumen con las estructuras y las características asociadas a cada fase de deformación (Figura 10) para la zona de estudio.



**Figura 10:** Modelo de interferencia de tipo 2 de la clasificación de Ramsay (1977) adaptado para la caracterización de la zona de estudio. Este modelo resulta de un acortamiento inicial en dirección E-W y de un acortamiento final en dirección N-S.

| FASES DE DEFORMACIÓN | Ejes de pliegues | Foliación | Estructuras asociadas  | Fábrica magnética | Dirección de acortamiento | Edad    |
|----------------------|------------------|-----------|--|-------------------|---------------------------|---------|
| D1                   | -                | S1        | Lineación mineral  | -                 | -                         | Varisca |
| D2                   | N-S y NW-SE      | S2        | Crenulación, lineación de intersección, cizallas y pinch and swell | Si                | E-W y SW-NE               | Varisca |
| D3                   | E-W              | -         | Venas de cuarzo, cizallas, fallas                                  | -                 | N-S                       | Varisca |

**Figura 9:** Estructuras y características de las fases de deformación identificadas en el área de estudio.

*Comparación con otros trabajos realizados sobre materiales paleozoicos en la Zona Axial*

Seguidamente, se procede a realizar una comparación de las fases de deformación identificadas en este estudio con las fases propuestas en algunos trabajos llevados a cabo en materiales paleozoicos de la Zona Axial de los Pirineos. La deformación de los materiales del Paleozoico ha sido intensa y las estructuras presentes y las interferencias de plegamientos son variadas.

En la transversal de la Vall d'Aran situada en la zona de Central de los Pirineos, García-Sansegundo (1996) diferencia cuatro fases de deformación variscas. La primera fase de deformación (D1) tan sólo la encuentra en el dominio del domo del Garona y se caracteriza por una foliación ( $S_1$ ) no asociada a pliegues. La segunda fase de deformación (D2) presenta pliegues asimétricos o recumbentes con vergencia norte y una foliación ( $S_2$ ) de crenulación o una esquistosidad subhorizontal de plano axial que es la dominante en la zona. Posteriormente, identifica una tercera fase de deformación (D3) que está caracterizada por pliegues verticales de dirección E-W e inmersión al este con una pizarrosidad o foliación de crenulación ( $S_3$ ). Por último, distingue una cuarta fase (D4) que tiene asociados pliegues verticales de dirección E-W que deforman el nivel de despegue constituido por rocas del Silúrico. Además, en el sector sur de su zona de estudio el citado autor señala una fuerte inmersión de las estructuras hacia el sur como consecuencia de la deformación alpina.

Por otra parte, Clariana y García-Sansegundo (2016) en los materiales del Paleozoico en el noroeste de Andorra han reconocido tres fases principales de deformación varisca. La primera de ellas (D1) se caracteriza por pliegues hectométricos de dirección E-W, tumbados y vergentes al norte que presentan una foliación de plano axial ( $S_1$ ) que en las series del pre-Caradoc se manifiesta como una foliación de crenulación resultado del microplegamiento de la fábrica previa. La segunda fase de deformación (D2) tiene asociados pliegues derechos o vergentes al sur de direcciones E-W presentes a todas las escalas que son progresivamente más abundantes y apretados hacia el sur y en zonas próximas a fallas y cabalgamientos. Estos pliegues tienen asociados una foliación ( $S_2$ ) subvertical. Por último, distinguen una tercera fase de deformación (D3) que presenta estructuras de cizalla dúctil y está muy restringida a zonas de contacto entre el antiforme de la Pallaresa y el domo de L'Hospitalet.

Por último, Hartevelt (1970) en los valles del Valira y del Segre, en la unidad estructural del domo de l'Orri, zona que abarca el área de estudio de este trabajo, identifica dos etapas de deformación que afectan a los materiales del Cambro-Ordovícico y del Ordovícico superior. En los materiales de la Fm. Jújols (anteriormente Fm. Seo) el citado autor reconoce una foliación paralela a la estratificación formada por una alineación de filosilicatos que la denomina  $S_0$ . La segunda fase de deformación (D2) identificada por este autor, tiene asociada pliegues paralelos o similares que presentan un buen desarrollo en los materiales de la Fm. Jújols y dan lugar a una foliación de crenulación que se desvía fuertemente de la posición del plano axial. En el domo de l'Orri, esta foliación ( $S_2$ ) presenta una dirección E-W en la zona norte que varía de forma gradual a una dirección N-S y presenta unos buzamientos que varían entre 30° y 65°. Destaca que esta foliación está menos desarrollada e incluso ausente en algunas zonas. En cambio, observa en la Fm. Rabassa una foliación desarrollada en la matriz que tiende a rodear los clastos del conglomerado sin deformados. Pero no observa pliegues a pequeña escala en los conglomerados. De igual manera, señala que los ejes de los pliegues asociados a la D2 también varían de una dirección E-W a una N-S. El citado autor, también sugiere un empuje en dirección E-W más o menos paralelos a la  $S_2$  generando cabalgamientos que dan lugar a una repetición de la serie estratigráfica. Asociado a estos cabalgamientos interpreta un pliegues recumbente con vergencia este y dirección N-S y concluye que el campo de esfuerzos en el extremo este del domo de l'Orri debe haber sido radial entre N-S y E-W.

A la vista de todo lo expuesto se pueden establecer una serie de similitudes entre las distintas observaciones. La foliación  $S_0$  de Hartevelt (1970) parece ser la misma que la  $S_1$  observada en este estudio. La segunda fase de deformación (D2) descrita por García-Sanseguno (1996) y Hartevelt (1970) tiene asociada una foliación de crenulación y aunque las direcciones de los pliegues son muy variables ambos autores han observado pliegues de dirección N-S aunque en general no coincidan las vergencias. Cabe destacar que Hartevelt (1970) interpreta un pliegue recumbente con vergencia este y dirección N-S como el observado en este estudio. En general, la foliación de crenulación ( $S_2$ ) coincide en cuanto a la variabilidad de direcciones observadas, (N-S y E-W) en el domo de l'Orri, en algunas zonas su disposición subhorizontal y su escasa presencia. Por el contrario, no se ha observado una disposición subvertical ni un buzamiento tan elevado como el descrito por Hartevelt (1970) pero los pliegues descritos sí que son similares lo que evidencia un mecanismo de aplastamiento. En relación a la tercera etapa de deformación (D3), los pliegues verticales de dirección E-W podrían relacionarse con los de la D3 identificados por García-Sanseguno (1996) o la D2 observada por Clariana y García-Sanseguno (2016) ya que en ambos son pliegues derechos. Ahora bien, estos pliegues se caracterizan por desarrollar foliación que no se ha observado en la zona de estudio.

Por tanto, se observan ciertas similitudes entre las zonas comparadas y también diferencias. A grandes rasgos hay una generación de pliegues de dirección N-S y una generación posterior de pliegues en dirección E-W. Las diferencias observadas pueden ser debidas principalmente al carácter polifásico de la deformación varisca pero también a la distinta escala de trabajo ya que las observaciones de este estudio se han enfocado en un área y en unos materiales muy concretos del domo de l'Orri.

## 8. Conclusions

The conclusions that have been achieved in this study are the following:

- The structural and magnetic characterization of the Sardinian unconformity shows that the materials below and above this surface, Jújols Formation and Rabassa Formation, undergo same deformation conditions.
- The study allows to distinguish three Variscan deformation phases that have intensely folded the rocks. The first phase (D1) is represented by a foliation ( $S_1$ ) parallel to the stratification ( $S_0$ ) at microstructural scale. The second phase (D2) is the more developed and it defines the macrostructure. It is represented by a set of recumbent folds whose axes trend in a N-S direction that are interpreted to be part of a large recumbent fold with the same direction and vergence toward the east. Related to this phase, a subhorizontal foliation ( $S_2$ ) is locally observed in the Jújols Formation and Rabassa Formation. There is also a crenulation of the stratification in the materials of Jújols Formation. The third phase (D3) is represented by subvertical folds with E-W direction and no associated foliation. In this phase faults show a general dip of  $40^\circ$  to north and NE.
- The outcrop complex geometries in the studied zone are the result from the interference of folds from the Type 2 interference of folds.
- The mineralogy present in the materials of the Jújols Formation shows a low grade metamorphic conditions, chlorite-muscovite zone.
- Related with the magnetic study, there is dominance of paramagnetic minerals in Jújols Formation and Rabassa Formation. Also, the integration of magnetic study in the structural study affords to understand the relationship between the elements of the rock fabric and the axes of the magnetic ellipsoid, for that reason, magnetic study is presented as a good complementary technique in the study of deformation processes.

## 9. Bibliografía

- Allmendinger, R. W.; Cardozo, N. y Fisher, D. (2013): *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge, England, Cambridge University Press, p. 289.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004): *La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división*. Capítulo 3. En: *Geología de España* (Vera, J. A., editor). SGE-IGME, Madrid, p. 233-241.
- Borradaile, G. J. y Jackson, M. (2010): *Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics* (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology*, 2010, vol. 32, no 10, p. 1519-1551.
- Cardozo, N.; y Allmendinger, R.W. (2013): *Spherical projections with OSXStereonet*. *Computers & Geosciences*, v. 51, p. 193 – 205, doi:10.1016/j.cageo.2012.07.021.
- Casas, J. M.; Domingo, F.; Poblet, J. y Soler, A. (1989): *On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees*. *Geodinamica Acta*, 3(2), p. 135-147.
- Casas, J. M.; Alías, G.; Masachs, I.; Soler, A. y Vilaplana, J. M. (2002): *Memòria del mapa geològic d'Andorra 1: 50.000*. Coordinador: Casas, J. M. Institut d'Estudis Andorrans. Centre de Recerca en Ciències de la terra (CRECIT). 49 p.
- Cavet, P. (1957): *Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre*. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 55 (254): p. 303-518.
- Chadima, M., and Jelínek, V. (2009). Anisoft42. (En línea). Disponible en: <<http://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>> Fecha de acceso: mayo, 2019.
- Chadima, M., and Hrouda, F. (2012). Cureval8. (En línea). Disponible en: <<http://www.agico.com/text/software/cureval/cureval.php>> Fecha de acceso: mayo, 2019.
- Clariana, M. 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)*. Tesis Doctoral, Univ. De Oviedo, p. 190.
- Clariana, M. P. y García-Sanseguendo, J. (2016): *Caracterización de la transición estructural entre unidades metamórficas y no metamórficas en el Paleozoico del Noroeste de Andorra, parte central de la Zona Axial pirenaica*. IX Congreso Geológico de España. *Geo-Temas*, 2016, vol. 16. no 1, p. 45-48.
- Eeckhout, B. van den (1986): *A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massis, Pyrenees (Andorra, France)*. *Geologica Ultraiectina*, 45: p. 1-193.
- García-Sanseguendo, J. (1996): *Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France)*. *Journal of Structural Geology*, 1996, vol. 18, no 11, p. 1315-1325.
- García-Sanseguendo, J. (2004): *Estructura varisca en los Pirineos*. En: *Geología de España* (J. Vera, Ed.); SGE-IGME. Madrid. p. 254-258.
- Gil Peña, I. y Barnolas, A. (2004). *El Domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina*. *Geotemas*, 6, p. 267-270.
- Hartevelt, J. J. A. (1970): *Geology of the upper Segre and Valira valleys, central Pyrenees, Andorra/Spain*. *Leidse Geol. Meded.*, 45: p. 167-236.

- Laumonier, B. (2004): *La serie pre-Caradoc de la Zona Axial*. Capítulo 3. En: *Geología de España* (Vera, J. A., editor). SGE-IGME, Madrid, p. 241-244.
- Mattauer, M. (1968): Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. Géogr. Phys. Et Géol. Dyn., 2è sér., 10, 1: p. 3-12.
- Oliva-Urcia, B., Gil-Peña, I., Soto, R., Samsó, J. M.; Antolín, B., y Pueyo, E. L. (2018): *New insights into asymmetric folding by means of the anisotropy of magnetic susceptibility, Variscan and Pyrenean folds (SW Pyrenees)*. Stud. Geophys. Geod., 62: p. 291-322.
- Poblet, J. (1993): *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Publ. Univ. De Barcelona, publ. 1834, p. 604.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, p. 568.
- Ramsay, J. G. (1977): *Plegamiento y fracturación de rocas*. H. Blume Ediciones. Madrid, p. 590.