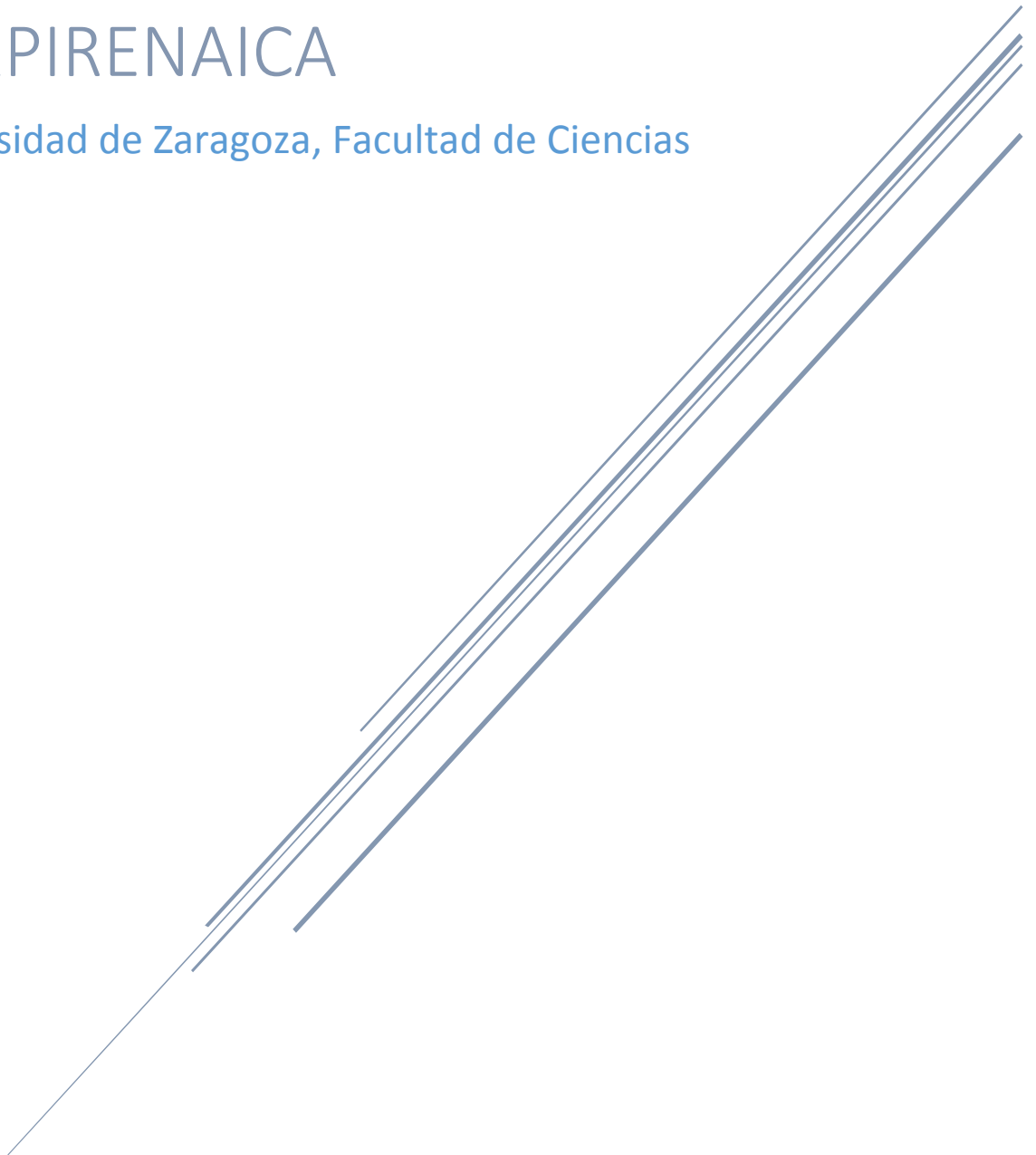


ESTUDIO ESTRUCTURAL DE UN SECTOR DE LA ZONA SURPIRENAICA

Universidad de Zaragoza, Facultad de Ciencias



Miguel Piedrafita Fernández
Curso 2016/2017

ÍNDICE

Contenido

ABSTRACT	2
1. Introducción	2
2. Metodología	2
3. Contexto geológico	3
3.1. <i>Introducción</i>	3
3.2. <i>Estratigrafía</i>	4
3.3. <i>Estructura</i>	6
4. Resultados	7
4.1. <i>Carbonífero</i>	8
4.1.1. <i>Macroestructura</i>	8
4.1.2. <i>Mesoestructuras</i>	9
4.2. <i>Cretácico</i>	13
4.3. <i>Pérmico y su contacto con el basamento varisco</i>	13
4.3.1. <i>Microestructuras</i>	14
5. Discusión	16
5.1. <i>Estructuras N-S (compresión varisca)</i>	16
5.2. <i>Plegamiento WNW-ESE (compresión pirenaica) en los materiales Carboníferos</i>	17
5.3. <i>Cretácico</i>	17
5.4. <i>Falla de Candanchú</i>	17
5.5. <i>Evolución tectónica</i>	19
6. Conclusions	20
Bibliografía	20

ABSTRACT

The structure of the sector situated in the western termination of the Axial Zone of the Pyrenees, is characterized by: 1) kilometric, east verging, N-S trending, recumbent folds, with secondary, parasitic folds, 2) a thrust system which stacks the Carboniferous units of the Variscan basement, 3) metric scale, west verging folds, incompatible in relation with their position within the limbs of the east verging major folds, which also show N-S trend. These materials are also affected by WNW-ESE Pyrenean folds, causing fold superposition, and syn-sedimentary extensional and strike-slip Cretaceous faults. These faults are characterized by thickness variations and roll-over folding.

The Permian sediments are folded with WNW-ESE directions as a consequence of the buttressing against the reactivated Candanchú Fault, which represents the contact between the Carboniferous and the Permian units. The rocks situated in the proximities of this tectonic contact are strongly affected by the Pyrenean compression. The Carboniferous limestones present S-C' fabric as well as other ductile microstructures, but also, to a lesser extent, fragile microstructures. Meanwhile, in the Permian sandstones the fragile structures are much more abundant than the ductile ones. The former are represented by a reverse fault conjugate system, rough cleavage, cataclasis and pressure-solution processes, and the later by ductile reorientation of phyllosilicates in the foliation planes.

The N-S trending structures are the result of at least two different stages of deformation of the Variscan Orogeny; a first stage verging to the west and a second one to the east. The Candanchú Fault and the Aragón-Béarn continental basin are consequence of a transtensive, tardi and post-orogenic period. The Cretaceous normal and strike-slip faults affect both the marine Cretaceous sediments of the basin and the Paleozoic basement. During the Alpine compression and the formation of the Pyrenees, WNW-ESE structures superpose to the previous structures, generating the fold superposition in the Carboniferous rocks of the basement and buttressing in the Candanchú Fault and the Permian sediments.

1. Introducción

La estructura de los Pirineos ha sido, en términos generales, ampliamente estudiada (Teixell, 1998; Choukroune et al., 1990; Muñoz, 1992), tanto la asociada a la Orogenia Alpina o estructuras “pirenaicas” como la varisca (Zwart, 1979; Ríos *et al.*, 1979; García-Sansegundo, 1996). En relación con la estructura del basamento varisco, los trabajos de la parte occidental de la Zona Axial pirenaica son mucho más escasos que los de las zonas central y centro-oriental. Por ello, en este trabajo se pretende aportar nueva información sobre estructuras importantes del basamento en este sector del Pirineo Axial, con el objetivo de esclarecer las relaciones entre las estructuras de la orogenia varisca y las alpinas.

La zona de estudio se sitúa en la Canal de Izas, valle con dirección E-W situado al noreste de la localidad de Canfranc-Estación, al norte de la provincia de Huesca, cerca de la frontera con Francia.

En las cercanías de la zona de estudio, se han realizado trabajos sobre las estructuras alpinas como la foliación tectónica (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2013), los principales cabalgamientos alpinos en la Zona Axial (Bosch *et al.*, 2016), las estructuras pirenaicas en la cobertera mesozoica (Teixell, 1992; Schellart, 2002) y en los materiales pérmicos (Matte, 2002; Cantarelli *et al.*, 2013; Gil *et al.*, 2002) y sobre la deformación varisca (Matte, 2002; Ríos *et al.*, 1989).

2. Metodología

Para la realización de este trabajo se han utilizado los siguientes métodos y técnicas:

- Cartografía de la zona mediante la toma de datos de planos de estratificación y foliación tectónica (esquistosidad) (dirección y buzamiento) en el campo y con ayuda de imágenes de satélite (líneas de capa, contactos litológicos, trazas de macroestructuras).
- Análisis estructural a escalas de macro y mesoestructural mediante la toma de datos en el campo (dirección y buzamiento de planos de estratificación, foliación tectónica, fallas, etc., azimut e

inmersión de líneas de charnela de pliegues, cabeceo de estrías de falla) y su proyección estereográfica (Allmendinger *et al.*, 2013).

- Análisis microestructural mediante la observación de láminas delgadas (microfábrica) de rocas deformadas de diferentes litologías.
- Redacción de la memoria de acuerdo con las normas del Reglamento de los TFG y TFM aprobado por la Universidad de Zaragoza.

3. Contexto geológico

3.1. Introducción

Los Pirineos se formaron entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior debido a la convergencia entre los márgenes continentales de Iberia y de Europa (Choukroune *et al.*, 1990; Muñoz, 1992), durante la Orogenia Alpina. Con dirección E-W, constituyen un orógeno de doble vergencia flanqueado por dos cuencas de antepaís: la Cuenca del Ebro, al sur y la Cuenca de Aquitania, al norte (Teixell, 1998) (Fig. 1). La deformación alpina afectó a un basamento varisco paleozoico, a las series mesozoicas preorogénicas, y a los sedimentos sinorogénicos de las cuencas de antepaís proximales que, con edades comprendidas entre el Cretácico terminal y el Cenozoico (Teixell, 1998), fueron incorporadas de forma progresiva en los diferentes sistemas de cabalgamiento. Este sistema de pliegues y cabalgamientos conlleva un acortamiento de 147 km en la parte central (Muñoz, 1992) y de entre 75 a 80 km en la parte occidental (Teixell, 1998).

Al norte, en la vertiente francesa, se encuentra la Zona Norpirenaica. Está compuesta por potentes sucesiones jurásicas y cretácicas depositadas en una cuenca situada entre los márgenes continentales de Iberia y de Europa, con altas tasas de subsidencia, sobre una corteza muy adelgazada (Jammes *et al.*, 2009; Lagabrielle y Bodinier, 2008). Entre el Aptiense y el Cretácico Superior se deposita una potente serie de facies turbidíticas. En la actualidad, esta cuenca está completamente invertida, cabalgando hacia el norte la Cuenca de Aquitania sobre el cabalgamiento Frontal Norpirenaico y hacia el sur sobre el cabalgamiento de Lakora (Bosch *et al.*, 2016).

La Zona de la Falla Norpirenaica representa una franja deformada de anchura variable, que separa la Zona Axial de la Zona Norpirenaica y que se caracteriza por la existencia de un metamorfismo térmico importante que afecta a rocas prealbienses, por la existencia de afloramientos rocosos de procedencia mantélica (Iherzolitas) y por un magmatismo cretácico de afinidad alcalina (Azambre *et al.*, 1992 y Carracedo *et al.*, 2012).

La Zona Surpirenaica, en la vertiente española, está constituida por los materiales mesozoicos y cenozoicos, estructurados en unidades cabalgantes de vergencia sur, que forman la cobertera de la Zona Axial y que se encuentran entre la Falla Norpirenaica y el Frente de Cabalgamiento Surpirenaico. En ella se pueden distinguir tres subzonas, que de este a oeste son: 1) la Zona Surpirenaica Oriental, 2) la Zona Surpirenaica Central y 3) la Zona Surpirenaica Occidental.

La Zona Surpirenaica Occidental se corresponde con la Cuenca de Jaca – Pamplona, al sur de la zona de estudio (Fig. 1). De norte a sur se reconocen diferentes dominios morfoestructurales: 1) Sierras Interiores, constituidas por sedimentos carbonatados del Cretácico Superior y Cenozoicos, preorogénicos; 2) el dominio del flysch o cuenca turbidítica, del Eoceno Inferior y Medio, compuesto por areniscas y margas grises en facies turbidíticas que constituyen el Grupo Hecho, con capas de carbonatos brechificados (olistostromas) intercaladas de espesores importantes (megacapas); 3) las depresiones excavadas en margas del Eoceno Medio (p.e. la Canal de Berdún y, el sinclinatorio del Guarga o “Cuenca Molásica”), con sedimentos continentales del Eoceno Superior y Oligoceno (Grupo Campodarbe) y 4) las Sierras Exteriores que constituyen los relieves asociados al bloque superior del Cabalgamiento Frontal Surpirenaico (Barnolas y Pujalte, 2004), constituidas por sedimentos detríticos y carbonatados.

La zona de estudio se encuentra comprendida, mayoritariamente, en la terminación occidental de la Zona Axial (Fig. 1). La Zona Axial, entre la Zona de la Falla Norpirenaica, al norte, y la Zona Surpirenaica, al sur, consiste en una elevación antiformal del basamento paleozoico con vergencia sur,

causada por el emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie durante el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior. Se compone de rocas paleozoicas afectadas por la deformación varisca y, en menor medida, por la alpina, y materiales sedimentarios y volcánicos de edad pérmica asociados a cuencas continentales, transtensivas, tardivariscas afectadas por la deformación alpina. Estas unidades están cubiertas discordantemente por las rocas carbonatadas del Cretácico Superior, las cuales están afectadas por el sistema de cabalgamientos de Larra; una ramificación del cabalgamiento de Lákora que se propaga también hacia los materiales de la parte norte de la cuenca de Jaca (Teixell, 1992) (Fig. 2).

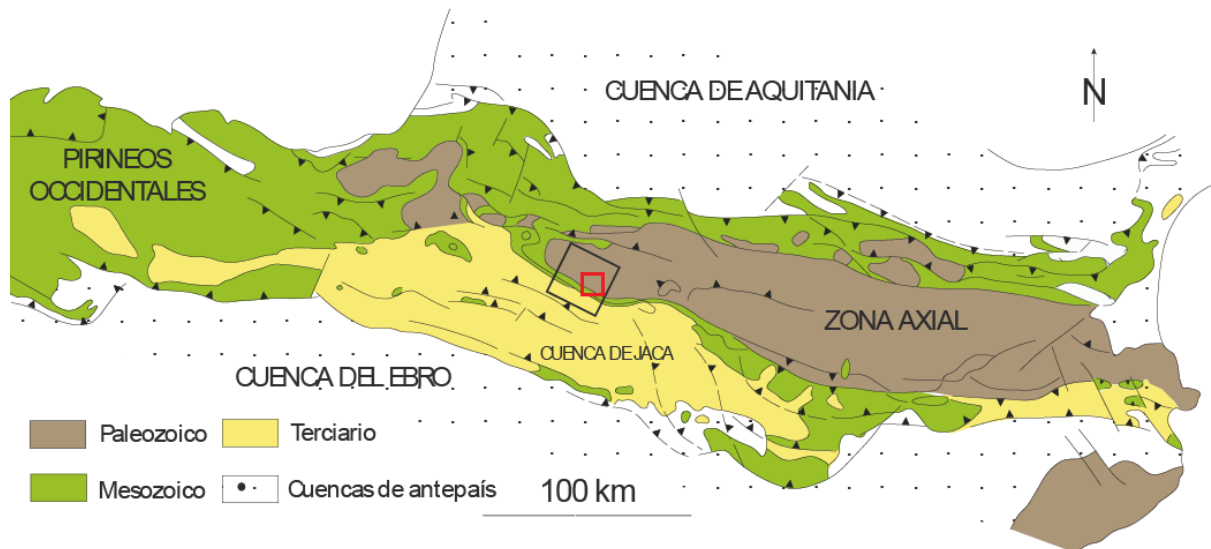


FIGURA1. Mapa geológico de los Pirineos simplificado, con un recuadro rojo que sitúa el área de estudio del presente trabajo (modificado de Teixell, 1996).

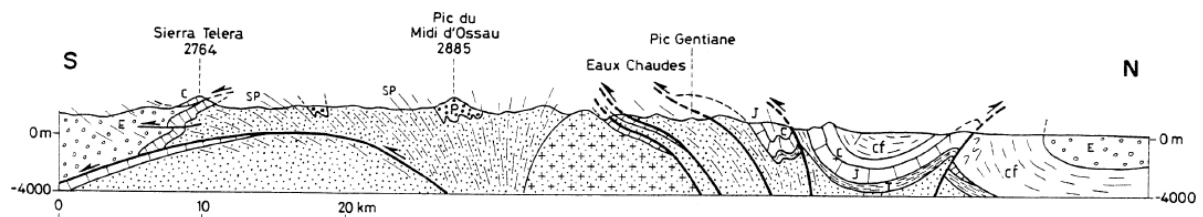


FIGURA2. Corte geológico N-S de los Pirineos occidentales que muestra los principales cabalgamientos pirenaicos (tomado de Matte, 2002).

3.2. Estratigrafía

El presente trabajo se ha centrado en las unidades variscas del extremo occidental de la Zona Axial Pirenaica y en su cobertera sedimentaria pérmica y mesozoica.

Los materiales del basamento varisco incluyen sedimentos desde el Proterozoico Superior hasta el Carbonífero sinorogénico, ortogneises ordovícicos y granitoides variscos, distribuidos en tres dominios (Zona Norpirenaica, Macizos Vascos y Zona Axial) individualizados por la Falla Norpirenaica y separados por materiales del ciclo alpino, que presentan características estratigráficas y/o estructurales diferenciadas (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Los materiales paleozoicos fueron afectados por metamorfismo de grado bajo a grado alto durante la orogenia Varisca. Los materiales más antiguos y de mayor grado metamórfico afloran en la parte oriental de la Zona Axial y en la Zona Norpirenaica, mientras que los afloramientos de Silúrico, Devónico y Carbonífero predominan en la parte occidental de la Zona Axial y en los Macizos Vascos (Gil-Peña y Barnolas, 2004).

En la zona de estudio de este trabajo los materiales aflorantes correspondientes al basamento varisco, son de edad carbonífera, no estando afectados por metamorfismo o siendo este de grado muy bajo. Se diferencia una unidad inferior calcárea discordante sobre materiales devónicos (Sanz López, 2002) a la que siguen las denominadas “Facies Culm”.

Ríos *et al.* (1989) describe la siguiente sucesión (de abajo a arriba) para la unidad de calizas negras:

- Un primer tramo de calizas de pátina amarilla, griotte, *beige* a gris claro en corte fresco, en bancos de 10-40 cm, con un tramo basal con pasadas centrimétricas de lidita. Su potencia en la Canal de Izas es de unos 70 m. Su edad, a partir de conodontos, es Viseense inferior, sin descartarse que a muro tenga edad del Tournaisiense superior.

- Un segundo tramo de calizas tableadas negras de grano fino en bancos decimétricos con laminación paralela y una potencia de 80 m. La edad de estas calizas está entre el Viseense y el Namuriense.

- Por encima se dispone un tramo de calizas de aspecto masivo, con bancos de hasta potencia métrica. La potencia total es de 150 m y su edad, determinada a partir de conodontos, Namuriense.

- Por último, hay un tramo de 50 m de potencia de calizas arcillosas tableadas intercaladas con pizarras calcáreas. Este tramo se considera una transición gradual a las Facies Culm, situadas justo por encima.

Estos últimos materiales están constituidos por litologías muy variadas, pero, en esta zona, se describen como una alternancia de pizarras y grauvacas grises, con micas de gran tamaño, en bancos generalmente de uno a varios decímetros y más de 900 m de potencia (Ríos *et al.*, 1989). Devolvé *et al.* (1983, 1996) las interpretaron como un *flysch* depositado en sistemas de abanicos de aguas profundas desde facies de talud, cañón y abanico.

Los primeros depósitos de este *flysch* datan del Viseense en los Pirineos orientales y del Bashkiriense y Moscoviense en la parte más occidental de los Pirineos. De este modo, la sedimentación de las “Facies Culm” ha sido interpretada en relación con la migración hacia el sur-oeste de los surcos sedimentarios sinorogénicos que se iban desarrollando con la propagación de la orogenia varisca (Mirouse *et al.*, 1983; Engel, 1984; Devolvé y Perret, 1989). Esta sedimentación precede a la deformación de las rocas y a los cabalgamientos y, como consecuencia, tenía lugar delante del frente del cinturón orogénico en avance (Sanz López, 2002).

En el norte de la zona de estudio, afloran los materiales pérmicos depositados durante la etapa transtensiva tardi-varisca, concretamente la Unidad Roja Superior, la cual está compuesta por más de 700 m de conglomerados, areniscas y lutitas rojas con frecuentes y potentes costras de caliche y dolomías lacustres e incluso yesos (Valero y Gisbert, 2004).

Estos materiales se depositaron discordantemente sobre el basamento varisco en cuencas continentales aisladas, de potencia y composición variable y con un espaciado 30-40 km (Gisbert, 1981). Estas cuencas han sido interpretadas como el resultado de la evolución tardi- y post-orogénica del orógeno Varisco (Dewey, 1988; Ziegler y Stampfli, 2001) durante el periodo Estephaniense-Pérmico, y como cuencas desarrolladas en estructuras secundarias (fracturas T y R) de fallas principales dominadas por movimientos dextrales de strike-slip a favor de las cuales se produjo el emplazamiento de distintos pulsos magmáticos de afinidad calcoalcalina (Soula *et al.*, 1979; Gisbert, 1981; Lago *et al.*, 2004). A continuación fueron afectadas por la tectónica extensional relacionada con la apertura de Pangea y el consecuente rifting del Neotethys (Arthaud y Matter, 1977; Ziegler, 1988; Stampfli, 1996; Cantarelli *et al.*, 2013).

Por último, al sur de la zona de estudio, afloran los materiales de la cobertera mesozoica (correspondientes al Cretácico Superior), situados de manera discordante por encima de los materiales del basamento varisco objeto de este trabajo. El resto de unidades mesozoicas infrayacentes están ausentes (Ríos *et al.*, 1989). De base a techo pueden diferenciarse las siguientes unidades (Ríos *et al.*, 1989):

- Calizas de pátina gris claro, de aspecto masivo, con unos 100 m de potencia. Comienza con unos 7 m de arenisca blanca con intercalaciones de margas grises y de conglomerados. Siguen 10 m de caliza con vermiculaciones (aspecto “tigreado”) de color gris. Acaba con un potente tramo de aspecto masivo de más de 70 m de caliza gris dolomítica recristalizada, en bancos métricos y localmente intraclástica. Las diferentes microfaunas presentes indican edades de Cenomaniense superior y Santoniense.

- Por encima afloran unos 40 m de calizas arenosas ferruginosas en bancos de medio metro de espesor, que, gradualmente, pasan a unos 40 m de calizas de color gris claro en bancos decimétricos o métricos. Su edad está entre el Santoniense y el Campaniense.

- Por último está la Fm. Areniscas de Marboré, del Campaniense y Maastrichtiense, compuesta por calizas que van haciéndose más arenosas a techo. En la parte inferior hay un tramo poco competente,

debido a su elevado contenido en margas, que puede llegar a alcanzar los 250 m de potencia, mientras que la parte superior ya está constituida por areniscas de cemento dolomítico.

3.3. Estructura

La zona de estudio presenta estructuras asociadas a distintas fases de deformación variscas y alpinas; las primeras se encuentran solo en los sedimentos carboníferos, mientras que las deformaciones alpinas afectan también al Pérmico y a la cobertera cretácica. La tectónica varisca de la zona entre los puertos del Portalet y Somport se caracteriza por grandes pliegues de dirección general N-S a NW-SE, recumbentes hacia el oeste y el suroeste con flancos invertidos de longitud kilométrica. En las series pelíticas se observa una esquistosidad de disolución horizontal. Localmente, los flancos invertidos presentan cabalgamientos (Matte, 2002). Estos pliegues son anteriores a la fase principal de deformación varisca, la cual no tiene presencia evidente en la zona (Ríos *et al.*, 1989).

La tectónica alpina o pirenaica (Fig. 2) se caracteriza por pliegues de dirección E-W a WNW-ESE, con vergencia hacia el sur que, en los sedimentos pérmicos, presentan esquistosidad de plano axial. Estos pliegues también están presentes en el Carbonífero, superponiéndose a las estructuras variscas. La cobertera cretácica está afectada por el sistema de cabalgamientos de Larra (Teixell, 1992). El contacto discordante entre los sedimentos pérmicos y el basamento varisco (Falla de Candanchú) se encuentra deformado por cabalgamientos y despegues pirenaicos (Matte, 2002).

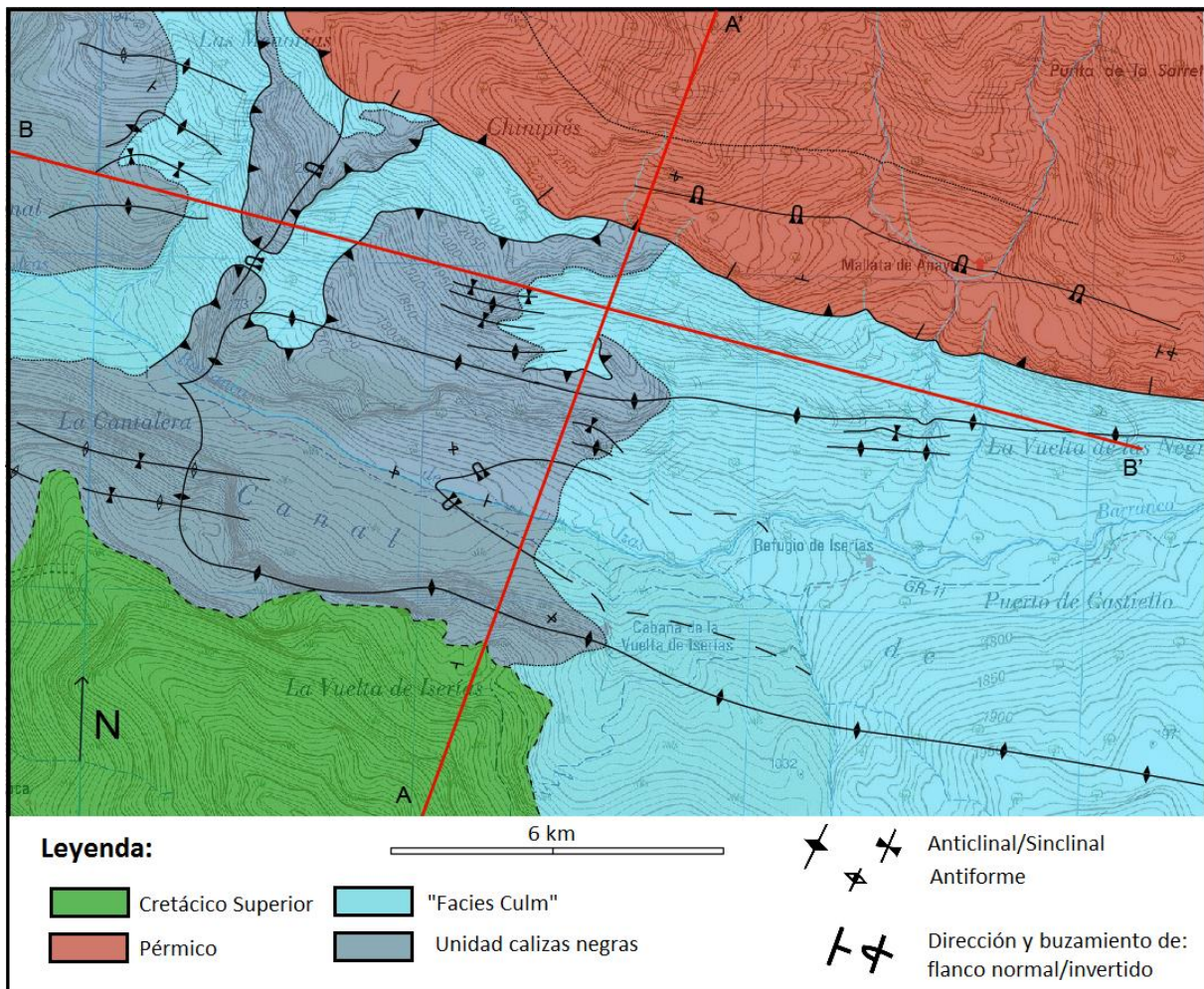


FIGURA3. Mapa geológico de la zona de estudio. Observase que los pliegues N-S aparecen representados, en su mayoría con trazas WNW-ESE, debido a que sus trazas axiales afloran a lo largo de las zonas de charnela en las paredes del valle, por ello se han representado únicamente como anticlinales o sinclinales.

4. Resultados

A partir de los datos obtenidos en el campo y de la cartografía, se pueden distinguir, en la zona de estudio, tres zonas o dominios estructurales bien diferenciados (Fig. 3a): 1) la serie del Carbonífero, en la Canal de Izas, en el centro de la zona de estudio; 2) los materiales carbonatados del Cretácico al sur de la zona de estudio y, 3) los sedimentos continentales pérmicos, al norte. Los materiales con edades del Pérmico y del Cretácico se disponen discordantes por encima de los materiales carboníferos (Fig. 3b).

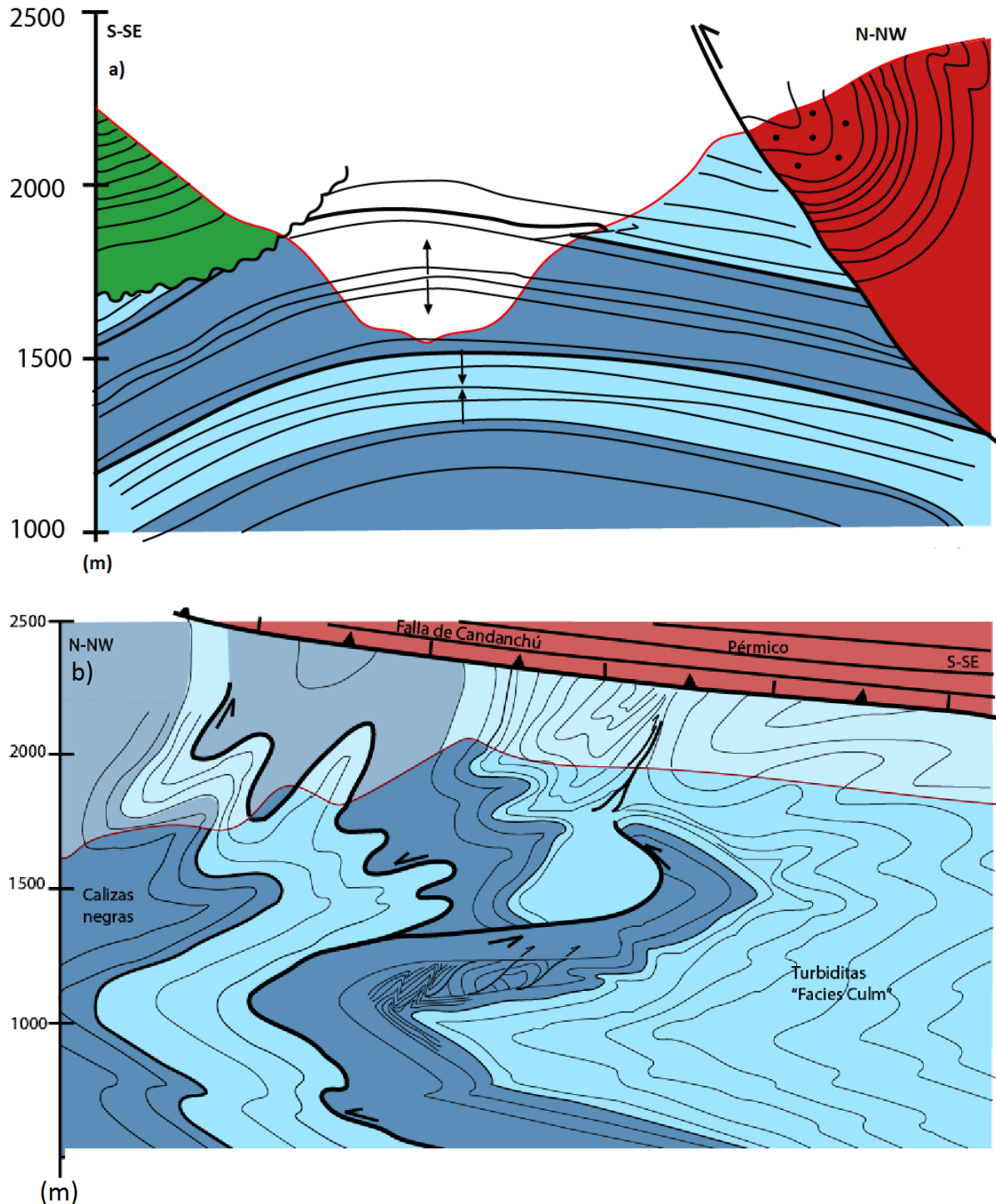


FIGURA4. Cortes geológicos de la zona de estudio, con direcciones a) NNW-SSE y b) WNW-ESE.

4.1. Carbonífero

4.1.1. Macroestructura

Las principales macroestructuras encontradas en el Carbonífero de la zona de estudio, son pliegues de dirección N-S, de escala kilométrica, acostados (Fig. 4b), con vergencia hacia el este, de tal manera que en los flancos normales los estratos buzan, generalmente, hacia el este y, en los flancos invertidos, hacia el oeste, dejando las calizas negras en la parte occidental de la zona y las “Facies Culm”, más modernas, en la oriental. Las capas cercanas a las zonas de charnela de estos pliegues presentan direcciones N-S (007, 70E; 013, 27E; 011, 88E; 017, 38W), NW-SE (164, 65E; 166, 61W) y NE-SW (053, 41E; 047, 27E; 055, 32W), y, al alejarse de ellas, pueden llegar a tener direcciones E-W y WNW-ESE (105, 51S; 114, 71N; 093, 68N).

Estos pliegues presentan una esquistosidad de plano axial subhorizontal (104, 20N; 098, 12S; 120, 12N; 076, 10N), observable en las pizarras de las “Facies Culm” y, localmente, en las calizas negras; así como juntas estilolíticas con picos estilolíticos subverticales (78, 035).

La zona de charnela de uno de estos pliegues, un anticlinal, aflora a lo largo del valle, resultando la más accesible para realizar la toma de datos, sobre todo en la cara sur del valle. Como se observa en las proyecciones estereográficas de la Fig. 4, hay un cambio en el sentido de inmersión del eje del pliegue: hacia el sur (20, 187) en la parte sur del valle (a) y hacia el norte (24, 347) en la cara norte (b) (ver situación en Fig. 3).

En la cara sur del valle, en el contacto entre las calizas negras y el flysch de las “Facies Culm”, aflora este anticlinal como un pliegue subredondeado e isopaco y con geometría de clase 1B de Ramsay (1967). Esto último conlleva que el acortamiento se transfiera en las capas de las “Facies Culm” superiores por medio de niveles de despegue en las pizarras de las mismas, y por medio de la formación de un mayor número de pliegues con menor longitud de onda (plegamiento poliarmónico). Esto se observa en el flysch de la cara norte del valle (Fig. 3).

Como puede observarse en el mapa y en el corte de las Fig. 3 y 4b, respectivamente, las “Facies Culm” afloran de nuevo hacia el noroeste, llegando hasta el fondo del valle, y, en el extremo noroeste de la zona de estudio, por debajo en la serie, las calizas negras en continuidad. Estas repeticiones pueden ser debidas a un sistema de cabalgamientos con vergencia oeste o norte, que generaría un apilamiento de calizas y turbiditas, deformado posteriormente por la formación de los pliegues kilométricos con vergencia este.

Las calizas negras afloran plegadas en la zona del Cubilar de las Menorias (ver situación en Fig. 3). En las calizas transicionales a las “Facies Culm”, se observa un pliegue, cuya dirección y sentido de inmersión son variables. Al sur, este pliegue aflora con una fuerte inmersión hacia el sur, siendo la orientación del eje 48, 206. Sin embargo, más al norte, y más arriba topográficamente, el pliegue es casi horizontal, con una orientación del eje de 03, 133. Por último, en el extremo noroccidental de la zona de estudio, las mismas calizas aparecen plegadas WNW-ESE, con una orientación del eje de 38, 103. Las pizarras y grauvacas de las “Facies Culm” están en continuidad por encima de las calizas negras.

En la cara sur del valle el estilo estructural es diferente y aflora un pliegue antiforme de escala decamétrica (Fig. 6) de dirección WNW-ESE. Es un pliegue monoclinal con vergencia hacia el norte. Tiene una geometría de clase 1B de Ramsay (1967).

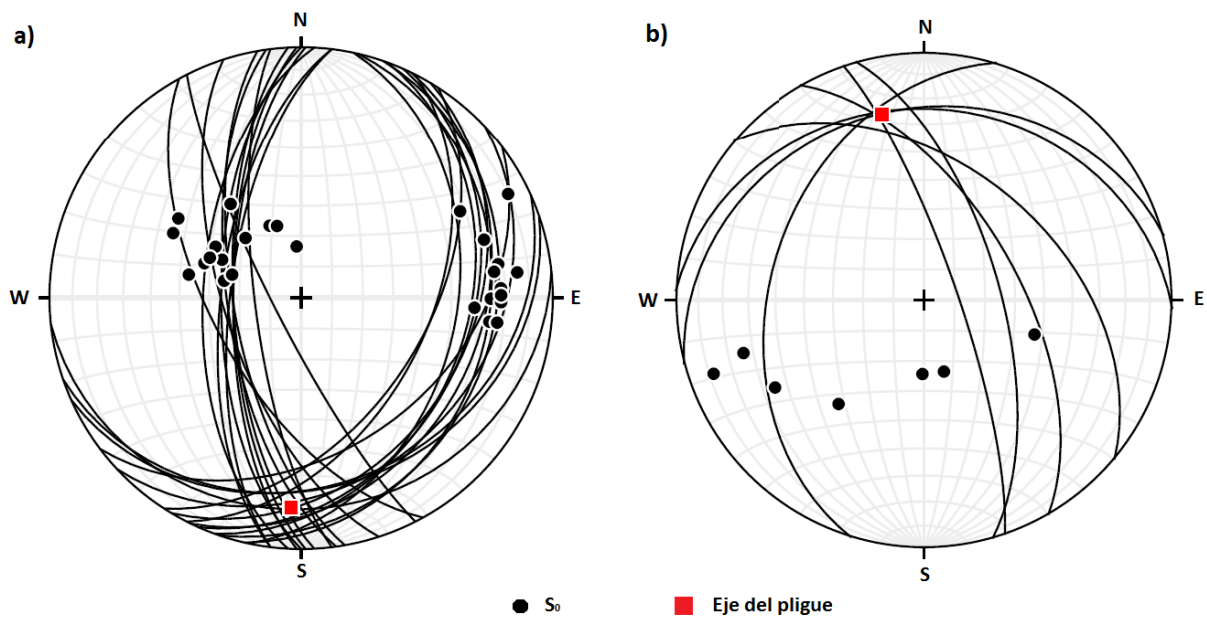


FIGURA5. Proyecciones estereográficas que muestran las orientaciones (ciclográficas y polos) de las capas cercanas a la zona de charnela del anticlinal N-S del centro de la Canal de Izas, así como la orientación del eje del mismo. La zona de charnela aflora tanto en la cara sur del valle (a) como en la norte (b). Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

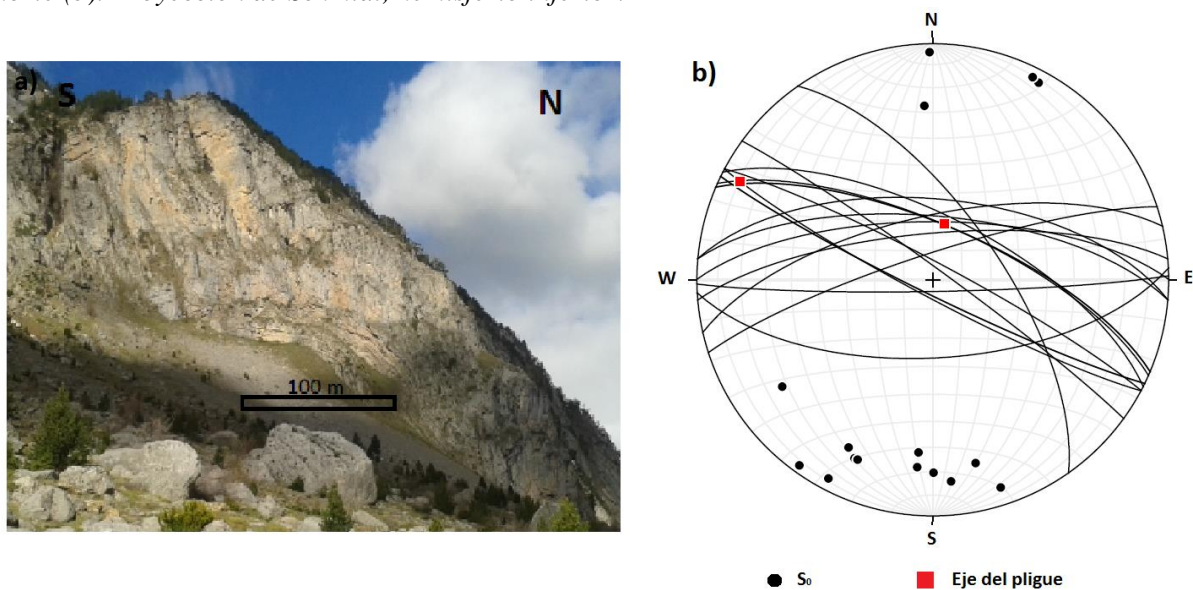


FIGURA6. a) Pliegue monoclinal con dirección pirenaica NWN-ESE en las calizas del Carbonífero. b) Proyección estereográfica que muestra las orientaciones (ciclográficas y polos) de las capas del flanco norte del pliegue, de manera que se pueden hallar las orientaciones de los ejes de los pliegues alpinos (como el propio pliegue de a)) y variscos. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

4.1.2. Mesoestructuras

Los pliegues acostados de orientación N-S y escala kilométrica presentan, en ambos flancos, pliegues parásitos de menor envergadura, siendo los más accesibles para la toma de datos los situados en el flanco invertido del anticlinal ya descrito.

En el flysch de las “Facies Culm” cercano a la denominada Cascada de las Negras, en el centro de la zona de estudio (ver situación en Fig. 3), afloran pliegues con dirección NW-SE, inclinados hacia el SW, con una orientación del eje de 23, 320 (Fig. 6). Estos pliegues tienen vergencia este, por lo que son compatibles con la deformación principal. Son pliegues simétricos y angulares. Las capas de grauvacas

se encuentran plegadas según la clase 1B a 1C de Ramsay (1967), mientras que las de pizarras, menos competentes, lo hacen con una geometría de clase 3. En consecuencia, aunque cada capa desarrolla su propia geometría, en conjunto tienen una geometría próxima a la clase 2, siendo así pliegues pseudosimilares.

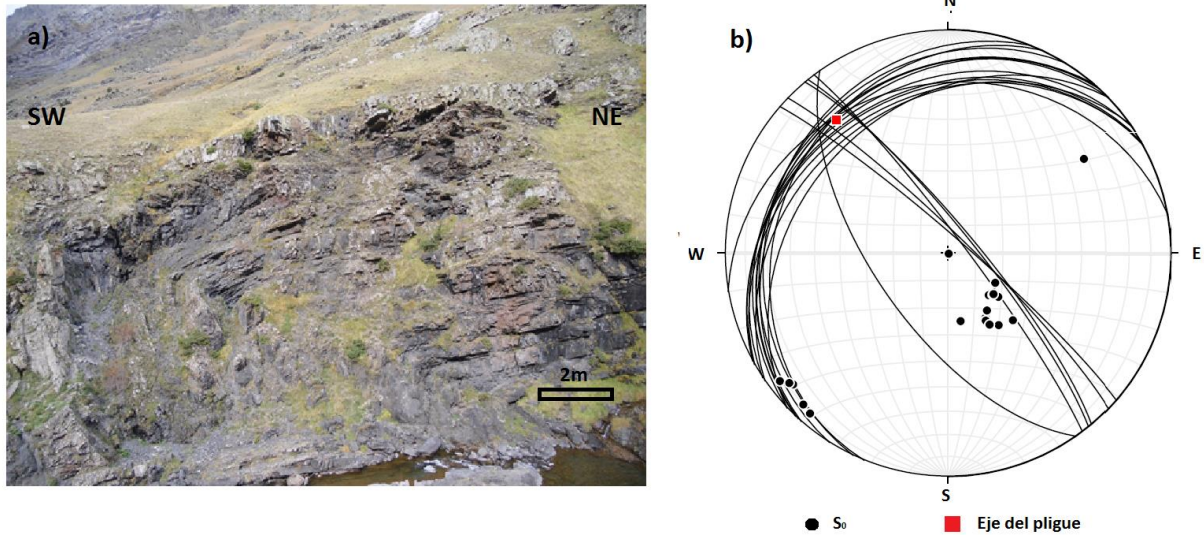


FIGURA7. a) pliegues con dirección NW-SE en las turbiditas de las “Facies Culm” del flanco invertido del anticlinal principal con dirección N-S. Situados en la Cascada de las Negras. b) proyección estereográfica de las direcciones y buzamientos de las capas que forman dichos pliegues. En rojo la orientación del eje: 23, 320. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.



FIGURA8. Pliegues secundarios en el flanco invertido del anticlinal principal de la zona de estudio. Anticlinal en la esquina inferior izquierda y sinclinal, de mayor tamaño, en el centro. Observase como este último presenta pliegues incompatibles en su flanco izquierdo.



FIGURA9. Pliegues y cabalgamientos pertenecientes a un segundo episodio de deformación. Situados en el flanco invertido del anticlinal principal.



FIGURA10. Pliegues tipo kink en el flanco invertido del anticlinal principal. Estas estructuras también son pertenecientes al segundo episodio de deformación con vergencia este.

En las calizas de la cara norte de la Canal de Izas, afloran varios de estos pliegues secundarios. En la Fig. 7, se observan un sinclinal y un anticlinal, ambos con dirección N-S y vergencia este. Estas estructuras se encuentran situadas en la terminación oriental del afloramiento de las calizas negras y próximas a la zona de charnela del anticlinal principal. El anticlinal, situado en la parte inferior izquierda de la imagen, es un pliegue acostado y con una geometría subredondeada, abierta y pertenece a la clase 1C de Ramsay (1967). El sinclinal, inclinado hacia el oeste, está situado por encima en la imagen. Su clasificación es más complicada debido a que está, a su vez, deformado por pliegues parásitos más pequeños. Estos pliegues presentan direcciones NE-SW y vergencia este en el flanco superior de la imagen, mientras que, en el flanco inferior y vertical, hay pliegues con direcciones N-S e incompatibles con la deformación principal.

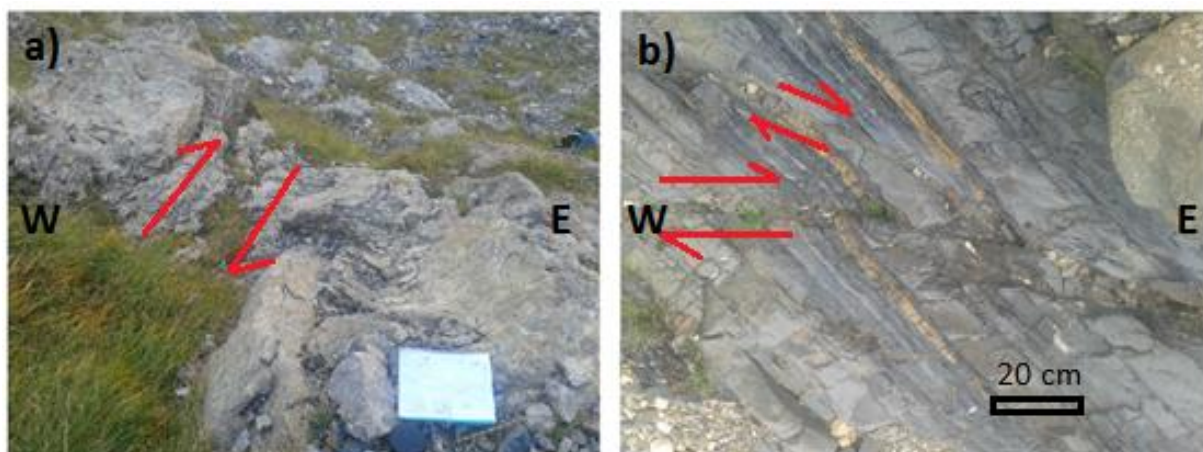


FIGURA 11. Fallas de desgarre en las capas de calizas negras a) con pliegues de arrastre y b) con pasadas arenosas propias del tramo transicional a las "Facies Culm".

Hacia el oeste, las capas de calizas del mismo flanco invertido del anticlinal principal están nuevamente plegadas (Fig. 8). Estos pliegues presentan direcciones N-S y diferentes vergencias y geometrías. El pliegue más oriental de la imagen está acostado y con vergencia hacia el oeste, con inmersión hacia el norte, y tiene una geometría angular y de clase 1C de Ramsay (1967). Inmediatamente al oeste, hacia la izquierda en la fotografía, aflora otro pliegue. Este es un pliegue inclinado hacia el este, con una geometría compleja, ya que, hacia la parte superior presenta una geometría angular y de clase 1C, mientras que las capas inferiores están plegadas con una geometría redondeada y de clase 1B de Ramsay (1967). Estos dos pliegues se encuentran por debajo de un nivel de despegue, sobre el cual aflora un tercer pliegue, acostado hacia el oeste, angular y con geometría de clase 1C. Por último, en la parte más occidental de la imagen, aflora otro pliegue, inclinado hacia el oeste y con inmersión hacia el norte. Este pliegue presenta una geometría subredondeada a angular, de clase 1C, con pequeños pliegues parásitos, muy irregulares. De nuevo, todas estas estructuras se encuentran por debajo de otro nivel de despegue, por encima del cual, las capas del tramo de calizas masivas se disponen con la dirección general del flanco invertido del anticlinal principal.

Más al oeste, se observan varios pliegues N-S, muy angulares de tipo kink (Fig. 10). Están inclinados hacia el este y, por tanto, al pertenecer al flanco invertido del anticlinal principal, son vergentes hacia el oeste, siendo incompatibles desde el punto de vista geométrico.

En la cara sur de la Canal de Izas, no se observan tantas estructuras deformacionales en las calizas negras tableadas del flanco invertido del anticlinal principal como en la cara norte del valle. Esto es así debido a que en esta margen del valle afloran más las calizas tableadas, estando las masivas por encima, mientras que al sur, las calizas tableadas afloran con una potencia menor.

Por un lado, un sistema de fallas inversas o pequeños cabalgamientos con direcciones NE-SW vergentes hacia el SE, y pliegues métricos N-S (25, 190) situados sobre ellas, horizontales o inclinados, con vergencias tanto hacia el sur como hacia el norte. Por debajo de la falla principal (055, 20S), las capas tienen direcciones E-W y WNW-ESE (088, 22S; 110, 18S). Además, en estas capas, se observan fallas de desgarre sinestrales (Fig. 10a) con pequeños pliegues de arrastre, reclinados, con ejes con orientaciones N-S y NW-SE (55, 136; 46, 120; 65, 182).

De la misma manera, se encuentran fallas de desgarre sinestrales, con direcciones N-S (156, 75W; 176, 65W), en el tramo de calizas negras transicionales a las "Facies Culm" de la zona de charnela del anticlinal principal (Fig. 11b), donde las capas tienen direcciones también N-S (005, 74W; 000, 64W). Aquí, la deformación es más frágil, ya que no se desarrollan pliegues de arrastre.

El flanco norte del antiforme con dirección WNW-ESE, presenta pliegues secundarios de escala métrica, con orientación del eje WNW-ESE (09, 297). Estos pliegues son horizontales, inclinados hacia el norte, angulares, cerrados y de clase 1C de Ramsay (1967). Además, se superponen a otros pliegues N-S de menor tamaño, más laxos y redondeados, que deforman las capas a lo largo de los pliegues WNW-ESE.

4.2. Cretácico

La serie de materiales cretácicos, situada al sur de la zona de estudio, presenta direcciones de las capas entre 090 y 130, con pequeños buzamientos tanto hacia el sur como hacia el norte. Las capas con buzamientos hacia el norte se encuentran por debajo de una discordancia, sobre la cual se disponen los materiales buzando hacia el sur (Fig. 12a).

Estos sedimentos cretácicos también se encuentran afectados por fallas normales con direcciones NE-SW (*mapa*) que implican cambios de espesor en las unidades (Fig. 12b).

La discordancia sobre la cual se sitúan estos materiales aflora en la zona casi horizontal, con un ligero buzamiento hacia el sur que aumenta hacia el oeste del valle.

4.3. Pérmico y su contacto con el basamento varisco

Las capas de los materiales pérmicos se disponen con directrices alpinas E-W y ESE-WNW (098, 88S; 107,81N; 112,13N), así como la esquistosidad (107, 75N; 114, 69N; 120, 60N) (ver Fig. 13a). En el extremo norte de la zona de estudio, la serie se dispone casi vertical, con elevados buzamientos hacia el norte y, pasa hacia el sur a buzamientos más suaves, también hacia el norte (Fig. 3), como consecuencia de un pliegue vergente hacia el sur. Este es un sinclinal horizontal inclinado con dirección WNW-ESE. En el flanco invertido del mismo, se observan pliegues secundarios de menor escala (Fig. 12b), compatibles con el sinclinal. Se trata de pliegues asimétricos, horizontales, inclinados y con geometría de clase 1C de Ramsay (1967). Estos pliegues también presentan vergencia hacia el sur y una orientación de sus ejes 03, 107 (Fig. 13b). En los flancos invertidos, las capas de arenisca pueden presentar pequeñas juntas de extensión (107, 31S).

El contacto entre los materiales del Carbonífero y los materiales pérmicos, con dirección WNW-ESE, se encuentra afectado por la deformación alpina. De esta manera, los materiales carboníferos inferiores (calizas y flysch) y los superiores de edad pérmica están intensamente deformados. A este contacto se le denomina Falla de Candanchú (Cantarelli *et al.*, 2013).

Las rocas cercanas a dicho contacto presentan una esquistosidad muy penetrativa. Esta esquistosidad está presente tanto en las partes más lutíticas de las "Facies Culm" (107, 70N; 112, 65N; 115,54N), como en las calizas (115, 40N; 100, 44N) por debajo de la falla, así como en los materiales detríticos pérmicos (110, 77N; 107, 72N) (Fig. 14).

En las areniscas del Pérmico, se observa una gran cantidad de superficies de fallas de pequeño tamaño. Sus superficies de rotura pueden tener orientaciones variables (131, 52N; 098, 41N para una misma superficie de falla), pero, por lo general, son superficies planas. Hay dos familias de fallas, ambas con direcciones similares, que van desde 097 a 124. Las superficies de rotura de una familia de fallas buza hacia el sur, mientras que las de la otra familia, lo hace hacia el norte, con ángulos que van de 5° a 71° (Fig. 14). Las superficies de rotura presentan estrías con un cabeceo cercano a 90° y escalones de recristalización que indican un movimiento inverso.

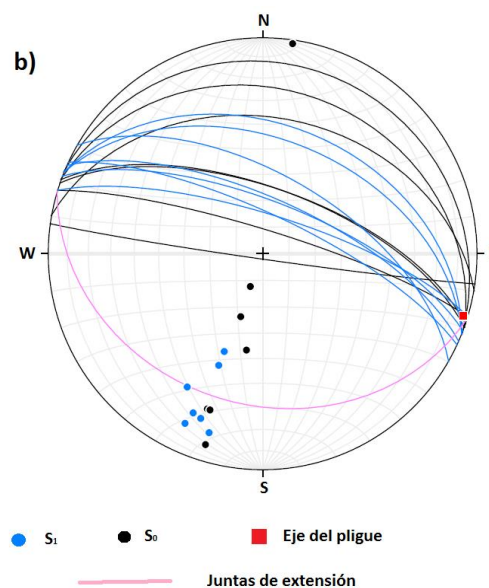
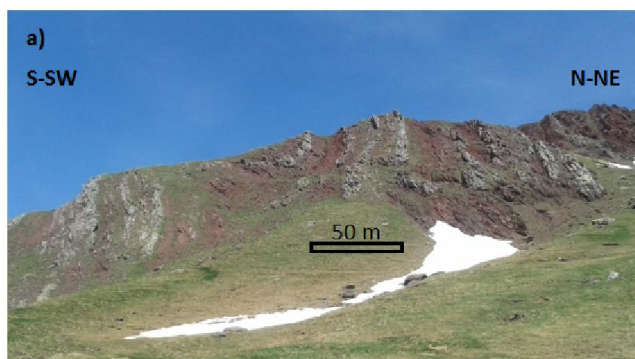


FIGURA13. a) pliegues parásitos con vergencia sur en los materiales pérmicos, b) proyección estereográfica de las capas de dichos pliegues, los planos de esquistosidad, la orientación del eje de los pliegues y de las juntas de extensión. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.

4.3.1. Microestructuras

Se han tomado varias muestras en dos afloramientos diferentes para el estudio en lámina delgada de las microestructuras relacionadas con la Falla de Candanchú (ver situación en Fig. 3). Uno es un afloramiento de calizas carboníferas situadas por debajo del contacto con el Pérmico, mientras que el otro afloramiento consiste en areniscas pérmicas situadas por encima del flysch carbonífero de las “Facies Culm”. Ambas láminas se orientan formando un plano vertical y perpendicular a la dirección de la Falla de Candanchú y, por tanto, a las de las estructuras relacionadas con la misma.

En relación a las calizas (Fig. 14), se observa que, además de la esquistosidad principal que se observa a simple vista en el afloramiento (superficies S), existe otra familia de planos de esquistosidad oblicuos a la principal. Estos planos forman un ángulo de entre 15-20° con el plano de cizalla, en el sentido contrario al ángulo que forman los planos S y su movimiento es sintético con la cizalla principal (superficies C’). Ambas familias de superficies definen una fábrica S-C’ consecuencia del proceso de cizalla asociado al cabalgamiento principal. Como se observa en la lámina delgada, se identifican microestructuras de carácter tanto frágil como dúctil. Dentro del primer grupo cabe destacar cristales cizallados en el sentido de la cizalla y en sentido antitético, con posterior rotación interna según una cinemática en “dominó”. En cuanto a estructuras de origen dúctil, además de la propia fábrica S-C’, se observan colas asimétricas recubriendo porfiroclastos (principalmente de cuarzo y esfena) y zonas abrigadas calcíticas. Estas microestructuras responden al tipo morfológico σ , ya que no atraviesan el plano de cizalla y tienen forma de cuña con bordes rectos. Estas rocas, intensamente foliadas y con evidencias de deformación dúctil, se localizan en las proximidades del contacto de la Falla de Candanchú. Estos rasgos, unidos a un contenido en matriz superior al 50% en relación al de profiroclastos permiten considerarlas como milonitas (Passchier y Trouw, 1998).

En las areniscas del Pérmico situadas justo por encima del contacto con el flysch carbonífero, se observa una intensa deformación frágil relacionada con un sistema de fallas inversas conjugadas (Fig. 15). Su microfábrica se caracteriza por la presencia de bandas discontinuas de filosilicatos con una orientación preferente paralela a la foliación principal dando lugar a una *rough cleavage*. En algunos casos se aprecia tanto una desviación de la orientación de las superficies de esquistosidad como un incremento de la densidad de los planos de esquistosidad hacia los propios planos de falla. Este hecho indica la relación cinemática entre la foliación tectónica y la deformación por cizalla dúctil. y Localmente los planos de falla están tapizados por minerales recristalizados (principalmente cuarzo y

micas). La presencia de superficies estilolíticas y procesos de cataclasis en los granos de cuarzo (Fig. 15b), indica una cierta componente de disolución por presión como mecanismo esquistogénico.

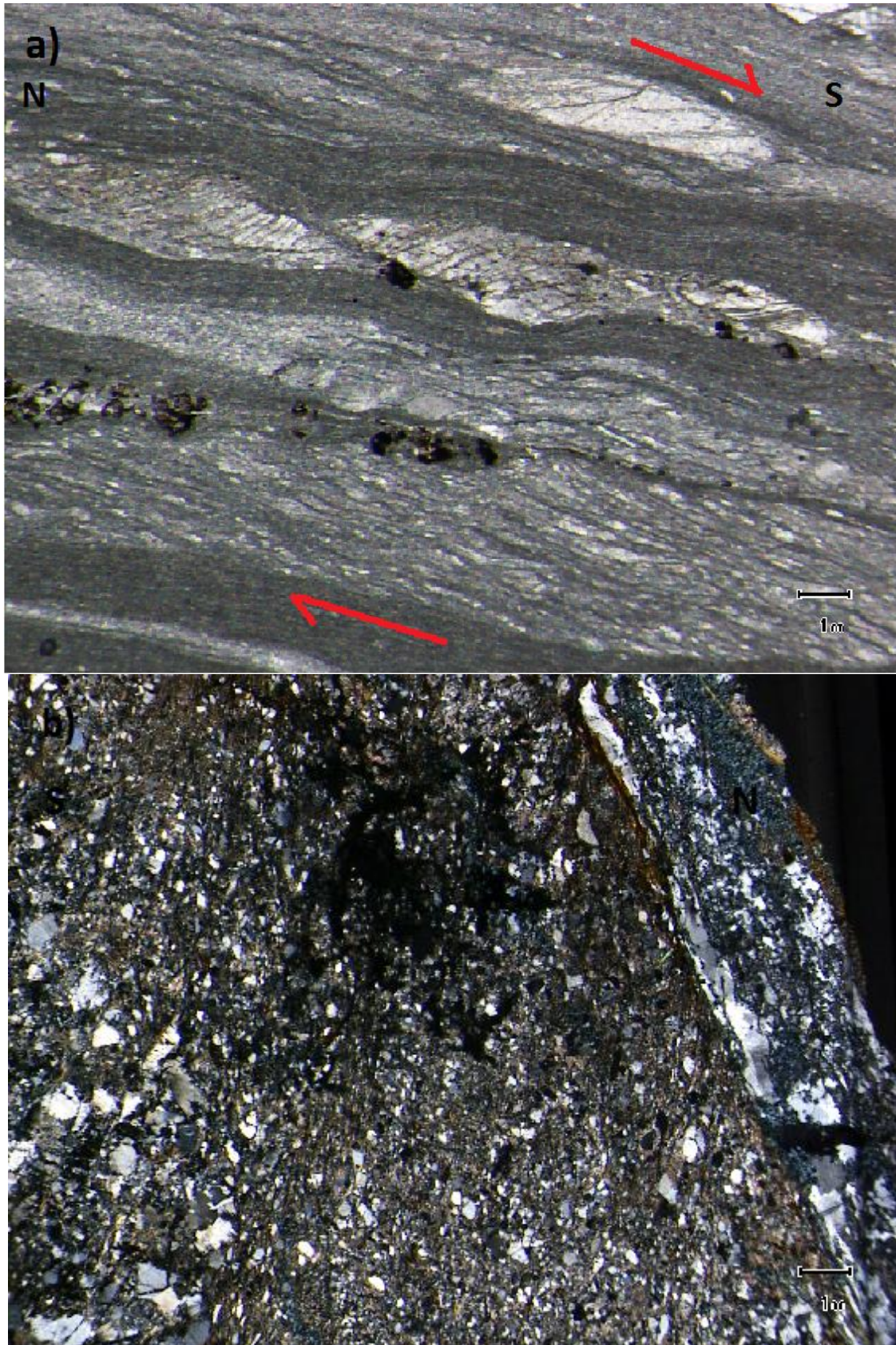


FIGURA14. Vista al microscopio de las láminas delgadas de a) las calizas del carbonífero situadas en el bloque inferior de la Falla de Candanch y b) las areniscas pérmicas del bloque superior.

5. Discusión

5.1. Estructuras N-S (compresión varisca)

En los materiales carboníferos se encuentran evidencias de dos o tres fases diferentes de deformación varisca dependiendo de si los cabalgamientos tienen vergencia oeste o norte. En el primer caso, la primera fase de deformación consiste en un sistema de cabalgamientos y pliegues asimétricos de escala métrica, y, la segunda, en pliegues acostados vergentes hacia el este que afectan, además de la serie carbonífera, a los cabalgamientos y pliegues anteriores. Esta segunda fase de deformación se divide, a su vez, en dos episodios de deformación sucesivos. Si el sistema de cabalgamientos tuviese una vergencia hacia el norte, existiría una fase de deformación intermedia entre las dos ya descritas.

En el primer episodio de deformación se forman pliegues con dirección N-S, acostados y con vergencia al este, son pliegues de flexión y aplastamiento, presentan la geometría 1B de Ramsay (1967), con algunas variaciones hacia la 1C. El mecanismo de flexión es producido por compresión paralela a las capas: plegamiento flexural por buckling, generando los pliegues isopacos de clase 1B. La geometría 1B no puede mantenerse uniformemente a lo largo de toda la serie plegada, por lo que es acortamiento se transfiere mediante niveles de despegue en las pizarras de las “Facies Culm”.

La esquistosidad subhorizontal es consecuencia de este aplastamiento y constituye la esquistosidad de plano axial de los pliegues. Esta esquistosidad es más penetrativa en las capas incompetentes (pizarras) de las “Facies Culm”, debido a que la componente de aplastamiento es mayor que en las capas competentes. Sin embargo, en las grauvacas de las “Facies Culm” y en las calizas negras esta esquistosidad es menos evidente. Las juntas estilolíticas subhorizontales encontradas en las calizas negras son, al igual que la esquistosidad de plano axial, consecuencia de un doble mecanismo de aplastamiento y presión-disolución.

Además de los pliegues secundarios o parásitos que se encuentran en el flanco invertido del anticlinal, pertenecientes a la misma fase de deformación que los pliegues principales, existen pliegues incompatibles con la fase de deformación con vergencia este. Estos son pliegues N-S de escala métrica, encontrados en el flanco inferior del sinclinal de la Fig. 7. Presentan una vergencia hacia el oeste, en vez de hacia el este. Estos pliegues se formaron en una fase de deformación anterior, posiblemente en la misma que los cabalgamientos, con vergencia oeste, y fueron posteriormente replegados durante la fase de deformación con vergencia este.

El segundo episodio de deformación se manifiesta con la formación de nuevos pliegues asociados a niveles de despegue (Fig. 9) y cabalgamientos vergentes hacia el E-SE. Estos pliegues se forman como consecuencia de los mecanismos de flexión (*buckling*) y de aplastamiento, generándose geometrías de clase 1B de Ramsay (1967) por la flexión, y de clase 1C por el aplastamiento, incluso para un mismo pliegue, como en el caso del situado en el centro de la Fig. 9. En este pliegue, se observa una geometría de clase 1B en las capas centrales, mientras que en las externas, situadas por encima, la geometría es de clase 1C, ya que se ha producido aplastamiento. Entre un conjunto de capas y otro, deben existir materiales de menor competencia que actúan como nivel de despegue. Los pliegues de esta imagen se encuentran separados unos de otros por superficies de deslizamiento con un sentido de movimiento inverso y hacia el este, formadas por capas de menor competencia que la del resto de calizas.

En relación con este episodio de deformación, se forman los pequeños cabalgamientos que se observan en la cara sur del mismo flanco invertido del anticlinal. Además, los pliegues angulares de la cara norte del valle (Fig. 10) podrían haber sido originados como consecuencia de la propagación de las capas sobre las superficies de cabalgamientos similares. Los mecanismos de plegamiento, en tal caso, serían el de *bending* y el de *kinking*.

La geometría general con pliegues en hoja de roble y la intensa deformación en las turbiditas se pueden deber a un mecanismo mixto de flexión y aplastamiento, propio de las zonas profundas de los orógenos. Pese a ello, el predominio de la clase 1B sobre la 1C de pliegues y la escasez de estructuras de deformación dúctil en el interior de las capas más competentes indican que, posiblemente, el mecanismo de flexión fuese de mayor importancia que el de aplastamiento en la formación de estos

pliegues. Esto podría ser debido a que estos pliegues no se formaron en una zona del orógeno lo suficientemente profunda para que los materiales se comportasen de manera dúctil y fuesen afectados de manera intensa por el mecanismo de aplastamiento.

Las principales estructuras de la fase de deformación con vergencia oeste previa al plegamiento generalizado serían los cabalgamientos que provocan la repetición de la serie carbonífera (Figuras 3 y 4b). De esta manera, la unidad de calizas negras aflora sucesivamente sobre el flysch de las “Facies Culm”, provocando la repetición de la serie hacia el noroeste.

5.2. Plegamiento WNW-ESE (compresión pirenaica) en los materiales Carboníferos

El plegamiento alpino no afecta por igual a toda la serie carbonífera. Así, las capas más verticales y con dirección N-S de las zonas de charnela de los pliegues acostados variscos se verán poco afectadas por el plegamiento WNW-ESE. Los flancos de estos pliegues, más horizontales, sí que se verán afectados por la Orogenia Alpina.

El pliegue antiformal situado en los flancos de los pliegues N-S, que aflora en la cara sur de la Canal de Izas, presenta una geometría de clase 1B que puede relacionarse con un mecanismo de flexión. En el flanco norte, casi vertical, el mecanismo de aplastamiento es más intenso, ya que los pliegues secundarios, también con dirección WNW-ESE, presentan geometría de clase 1C de Ramsay (1967). Estos pliegues afectan a unas capas afectadas por pliegues originados durante la Orogenia Varisca, ya que presentan una dirección N-S. El plano axial de estos pliegues se encuentra ligeramente plegado como consecuencia de la Orogenia Alpina, pero su eje se encuentra totalmente deformado, cambiando el sentido de su inmersión. Por tanto es una superposición de pliegues de tipo 1, donde los pliegues de segunda generación (alpinos) son de mayor longitud de onda que los de primera (variscos).

Este plegamiento WNW-ESE se superpone al plegamiento anterior N-S varisco. Como consecuencia, los planos axiales y los ejes de los pliegues acostados vergentes hacia el este son deformados. Esto se puede observar en que, para el caso del anticlinal del centro de la Canal de Izas, el eje tiene inmersión hacia el norte en la cara norte del valle, y hacia el sur en la cara sur.

Las esquistosidades medidas en las capas verticales de las zonas de charnela de los pliegues N-S, así como las juntas estilolíticas de las mismas capas, aparecen con buzamientos hacia el norte. Por ello, el buzamiento de los planos axiales, y la inmersión de los ejes, de los pliegues acostados N-S, en su origen, era hacia el norte.

Los pliegues situados en la Cascada de las Negras, tienen direcciones NW-SE, con vergencia hacia el NE, ya que están situados en el flanco invertido. Estas direcciones son ligeramente diferentes a las de las estructuras originadas por la Orogenia Alpina, por lo que estos pliegues podrían ser originarios de la Orogenia Varisca, con una dirección aproximada N-S y vergencia este, como pliegues secundarios al anticlinal principal, y haber sido, durante la deformación alpina, rotados hasta tener su orientación actual.

5.3. Cretácico

Los cambios de espesor de los materiales cretácicos de un bloque a otro de las fallas normales (Fig. 10b) indican que estas fallas son sinsedimentarias, es decir de edad Cretácico Superior. Esto implica una deformación extensional previa a la compresión alpina. Estas fallas se extienden en profundidad, afectando a las rocas carboníferas del basamento. En la Fig. 10a, el buzamiento hacia el norte de las capas inferiores se puede deber a la actividad de una falla normal situada más al norte, cuya superficie no aflora, que genera un anticlinal de roll-over mediante el mecanismo de flexión (*bending*). Las capas superiores se disponen discordantemente, sin ser afectadas por la actividad de la falla.

5.4. Falla de Candanchú

Las deformaciones encontradas, y sus orientaciones, en el contacto entre el Pérmico y el Carbonífero, indican que esta superficie, inicialmente una falla normal con bloque hundido al norte y responsable de

la formación de la cuenca pérmica de Aragon-Bearn (Cantarelli *et al.*, 2013), fue reactivada durante la Orogenia Alpina. Tanto la esquistosidad como el sistema de fallas encontrado en las “Facies Culm” indican que esta falla normal fue reactivada bajo un régimen de esfuerzos compresivo. No existen evidencias de que el movimiento inverso a lo largo de la superficie de falla fuese muy grande, ya que los materiales pérmicos siguen en el bloque superior, mientras que los carboníferos se sitúan en el inferior. En su lugar, la deformación alpina se manifiesta con una intensa deformación de las rocas cercanas a la falla y con el plegamiento de la serie pérmica sobre ella (efecto contrafuerte o *buttressing*).

En las fallas que afectan a las rocas del Pérmico situadas justo por encima del contacto con las “Facies Culm” carboníferas, las estrías de las fallas presentan un cabeceo cercano a los 90°, por lo que la dirección de movimiento es perpendicular a la dirección de las superficies de rotura, esto es, NNE-SSW, unos 023 (Fig. 15). Por otro lado, el sentido de los escalones de recrystalización indica un sentido de movimiento inverso de las fallas. Estas fallas forman un sistema de fallas conjugadas, ya que se presentan en dos familias con direcciones similares y sentidos de movimiento compatibles. Representando en proyección estereográfica ambas familias de planos de fallas, y sus respectivos polos, se puede obtener las orientaciones de los ejes de esfuerzos (Fig. 15): $\sigma_1=00, 023$; $\sigma_2=00, 293$; $\sigma_3=90, 000$. El eje σ_1 indica la dirección de la compresión que sufrieron las rocas de la Falla de Candanchú durante la reactivación de la falla por la deformación alpina. Los ejes σ_2 y σ_3 indican la presión de confinamiento horizontal y la carga litostática, respectivamente.

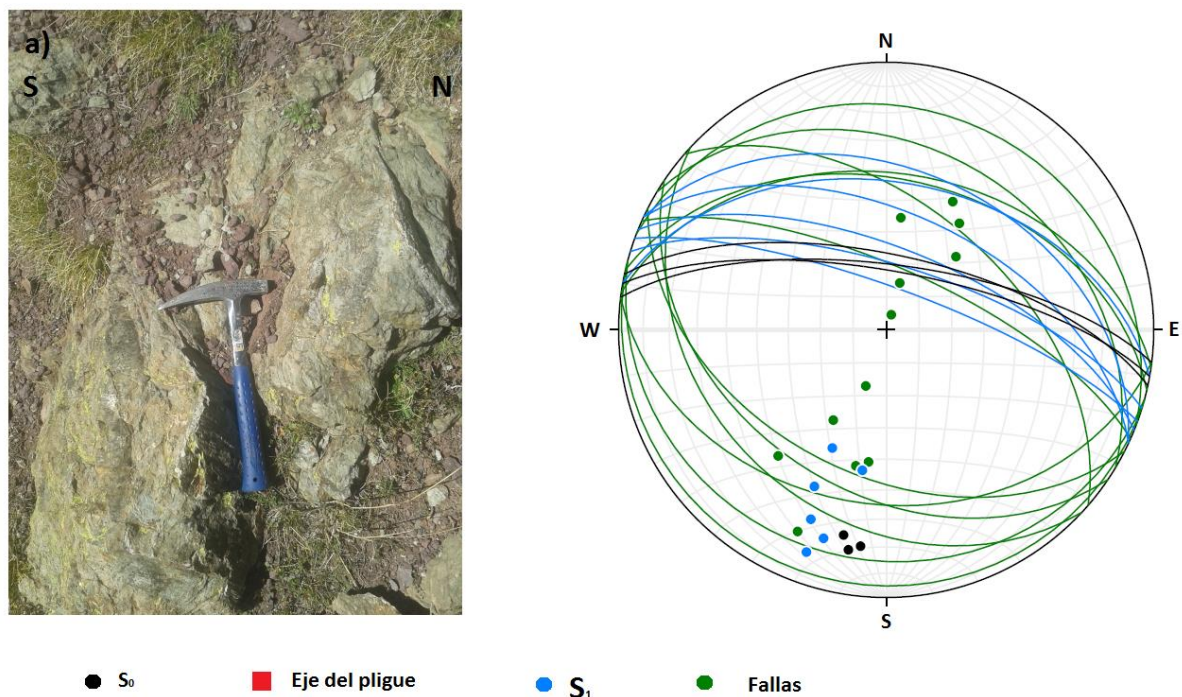


FIGURA15. Sistema de fallas conjugadas inversas en el bloque superior de la Falla de Candanchú.

La lámina delgada realizada para estas rocas se orienta perpendicularmente a la dirección de movimiento y a los planos de las fallas. En ella se observa que la esquistosidad se vuelve más penetrativa conforme se acerca a las pequeñas fallas inversas sintéticas respecto al cabalgamiento principal, además de cambiar su orientación, haciéndose paralela a los mismos. Esto indica que tanto la esquistosidad como las fallas inversas son coetáneas. La roca se deformó en condiciones de presión y temperatura lo suficientemente altas como para que las micas estén deformadas de manera dúctil, pero, por lo general, la deformación presente en la roca es producida por mecanismos frágiles. Las superficies de los cabalgamientos están recrystalizadas por cuarzo y cristales de clorita, lo que indica un metamorfismo de grado bajo, en anquizona o a lo sumo facies de esquistos verdes (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2013 y Cantarelli *et al.*, 2013).

En la lámina delgada de las calizas negras carboníferas situadas justo por debajo del contacto con el Pérmico, se observa una deformación por cizalla dúctil muy intensa. La fábrica S-C' o crenulación extensional indica un sentido de movimiento sintético con el movimiento inverso de la Falla de

Candanchú (dextral en la Fig. 14). Debido a la intensa deformación dúctil y al porcentaje de matriz, estas rocas pueden clasificarse como milonitas.

En ambas rocas se observa una intensa deformación consecuencia del aplastamiento generado en las cercanías de la Falla de Candanchú, durante la Orogenia Alpina. Las condiciones de presión y temperatura alcanzadas fueron lo suficientemente elevadas como para que las calizas se deformasen intensamente según mecanismos dúctiles hasta desarrollar una milonita, pero no tanto como para que las areniscas pérmicas lo hiciesen, aunque en la esquistosidad de estas se observan indicios de deformación dúctil.

Los pliegues encontrados en los materiales pérmicos son consecuencia del mismo régimen de esfuerzos compresivos, ocasionado durante la Orogenia Alpina. La reactivación de la Falla de Candanchú no supuso un desplazamiento importante, como ya se ha comentado. Sin embargo, como se puede deducir a partir de los rasgos de la microfábrica, la deformación y, por tanto, la magnitud de los esfuerzos sí que fueron importantes. De esta manera, los sedimentos pérmicos situados en el bloque superior de la falla, primero se pliegan como consecuencia de un mecanismo de flexión (*buckling*) y, posteriormente, en lugar de desplazarse por encima de la superficie de la falla hacia arriba (como ocurriría en el modelo clásico de inversión tectónica, Cooper *et al.*, 1989), son aplastados contra la misma (*buttrressing*).

5.5. Evolución tectónica

A finales del Carbonífero, durante el Estefaniense, la deformación varisca comienza a afectar a los materiales de la zona de estudio pertenecientes al basamento pre-varisco, depositados en el margen pasivo del orógeno. En una primera fase de deformación, se forman los pliegues con dirección N-S y vergencia oeste encontrados en el flanco vertical del sinclinal de la Fig. 7. A esta fase de deformación puede pertenecer el sistema de cabalgamientos responsable del apilamiento de calizas y turbiditas que provoca la repetición de la serie en la zona de estudio hacia el noroeste. Los pliegues kilométricos situados al norte de la zona de estudio, entre los puertos del Somport y el Portalet y descritos por Matte (2002) con dirección N-S y vergencia oeste, podrían pertenecer también a esta fase de deformación. En tal caso, debido a la formación de pliegues parásitos a estos con una disposición geométrica en hoja de roble en relación a la macroestructura de referencia, los materiales deformados ya se encontrarían en zonas profundas del orógeno donde la deformación se debe al doble mecanismo de flexión y aplastamiento. De estos pliegues, el del Tobazo, situado justo al noroeste de la zona de estudio, no es cinemáticamente compatible con las estructuras descritas en este trabajo, por lo que en futuros trabajos se deberían estudiar ambas localizaciones con el objetivo de relacionar ambas estructuras de una manera coherente.

En una fase de deformación posterior, se formarían las estructuras con vergencia hacia el este en dos episodios sucesivos de deformación. En un primer episodio se forman los pliegues principales que controlan estructura general de los materiales carboníferos de la zona de estudio, así como los pliegues parásitos que les confieren la morfología en hoja de roble. El segundo episodio de deformación afecta principalmente a los flancos de los pliegues, generando pliegues y cabalgamientos con vergencia este de menor tamaño.

En el caso de que el sistema de cabalgamientos que provoca la repetición de la serie hacia el noroeste tuviese una vergencia hacia el norte o noroeste, en vez de hacia el oeste, existiría una fase de deformación intermedia entre las ya mencionadas responsable de la formación de dicho sistema de cabalgamientos. En el caso de que sí tuviese vergencia hacia el oeste, podría pertenecer a la misma primera fase de deformación que los pliegues con dirección N-S y vergencia oeste. En todo caso, los pliegues con vergencia este son anteriores ya que afectan también a este sistema de cabalgamientos.

Tras finalizar la compresión varisca, comienza una nueva etapa transtensiva durante el periodo Estefhaniense-Pérmico. Durante esta etapa se forman las cuencas continentales en las que se depositan los sedimentos pérmicos del norte de la zona de estudio. La Falla de Candanchú, actuando como falla normal, constituye el límite sur de una de estas cuencas, la cuenca de Aragón-Béarn.

Previamente a la compresión pirenaica, la cuenca cretácica es afectada por deformación transtensiva, formándose fallas de desgarre y normales. Estas fallas normales presentan cambios de espesor de un bloque a otro y anticlinales de roll-over que indican que estas estructuras son sinsedimentarias. Estas estructuras afectan también a los materiales del basamento varisco.

Finalmente, durante la Orogenia Alpina y la formación de los Pirineos, se forman nuevas estructuras compresivas con dirección WNW-ESE que afectan a todos los materiales de la zona de estudio, aunque de diferentes maneras. En el caso de los materiales carboníferos, previamente plegados con direcciones N-S, presentarán mayor resistencia al plegamiento alpino que los materiales pérmicos y cretácicos, cuyas capas se disponen prácticamente de manera horizontal. De esta forma, en la zona de estudio las estructuras alpinas se encuentran en los flancos horizontalizados de los pliegues acostados con dirección N-S (p.e. el antiforme de la Fig. 5), en el Cretácico y su discordancia con el basamento varisco, la cual aumenta su buzamiento hacia al sur cuanto más al norte, llegando a formar un sinclinal al oeste de la zona de estudio y, sobretodo, en los materiales pérmicos y en su contacto con el Carbonífero. La Falla de Candanchú es reactivada y los materiales cercanos a ella sufren una intensa deformación. Esta deformación es tanto dúctil como frágil, dominando un tipo de mecanismo u otro dependiendo, en gran medida de la litología afectada. Los materiales pérmicos del bloque superior son plegados con direcciones WNW-ESE como consecuencia de su aplastamiento contra la propia superficie de la falla (*buttressing*).

6. Conclusions

The structural data presented in this work led to the following conclusions:

- 1) the presence of important cartographic-scale structures verging to the east in the western termination of the Axial Zone of the Pyrenees, indicates the existence of a whole Variscan stage of deformation partly following the deformational sequence already described by Matte (2002) with structures verging to the west, and the main stage of deformation described in the Central Pyrenees (Zwart, 1979; Ríos *et al.*, 1979; García-Sansegundo, 1996) with E-W structures;
- 2) this stage of deformation comprises at least two different and successive episodes of deformation, both involving east-verging structures;
- 3) the normal and strike-slip faults located in the Cretaceous sediments and thickness variations between the hanging-wall and the foot-wall indicate that during the Late Cretaceous there was transtensive, synsedimentary deformation, which also affected the Variscan basement below;
- 4) the Alpine deformation of the Variscan basement units is controlled by the lithology of these units and by the previous Variscan structure;
- 5) the rocks situated near the Candanchú Fault show an important degree of deformation, both ductile and fragile, as a consequence of its reactivation during the Alpine compression by a mechanism of flattening against the fault surface (*buttressing*).

Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., Fisher, D. (2013). Structural geology algorithms: vectors & tensors. *Cambridge University Press*, Cambridge.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of American Bulletin*, 88: 1305-1320.
- Azambre, B., Rossy, M., y Albarède, F. (1992): Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean rift zone (France and Spain). *European Journal of Mineralogy*, 813-834.
- Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M., Monié, P., (2016): Timing of Eocene-Miocene thrust activity in the Western Axial Zone and Chaînons Béarnais

- (west-central Pyrenees revealed by multi-method thermochronology. *C.R. Geoscience*, 348, 3: 246-256.
- Carracedo-Sánchez, M., Sarrionandia, F., y Juteau, T. (2012): El vulcanismo submarine de Edad Cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Rev Soc Esp Mineral*, 16: 260-267.
- Cantarelli, V., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C. y Casas-Sainz A. (2013): Thermal history of the Aragón-Béarn basin (Late Paleozoic, western Pyrenees, Spain); insights into basin tectonic evolution. *Ital. J. Geosci*, 132, 3: 443-462.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., ECORS-Pyrenees Team, (1990): Main results of the ECORS-Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173: 411-423.
- Delvolvé, J.J. (1981): Arguments en faveur de l'âge namurien du Culm des Pyrénées centrales françaises. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 293: 219-222.
- Delvolvé, J.J. and Perret, M.F. (1989): Déplacement progressif de l'orogénèse varisque dans le Sud de la France et des Pyrénées espagnoles au Carbonifère. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 289: 711-714.
- Delvolvé, J.J. (coord.) et al. (1996): Carbonifère à faciès Culm. En: Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (A. Barnolas, J.C. Chiron y B. Guérangué, Eds.). *Édition BRGM-ITGE*, vol. 1, 303-338.
- Dewey, J.F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7:1123-1139.
- Engel, W. (1984): Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the Variscan Belt (Montagne Noire, Mouthoumet Massif, Pyrénées). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 135: 279-272.
- 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: 1315-1325.
- Gil A., Lago M., Galé C., Pocoví A. y Arranz E. (2002): Magnetic fabric in folded sills and lava flows. A case study in the Permian basalts of the Anayet Massif (Pyrenean Axial Zone, Spain). *Tectonophysics*, 350: 1-15.
- Gisbert, J. (1981): *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): Diagénesis y Sedimentología*. PhD. Thesis, University of Zaragoza, 314 pp.
- Izquierdo-Llavall, E., Aldega, L., Cantarelli, V., Corrado, S., Gil-Peña, I., Invernizzi, C. y Casas A. M. (2013): On the origin of cleavage in the Central Pyrenees: Structural and paleo-thermal study. *Tectonophysics*, 608: 303-318.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009. Tectono-sedimentary evolution related to the extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics* 28, TC4012, <http://dx.doi.org/10.1029/2008TC002406>.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E. (2009): Tectono-sedimentary evolution related to the extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28: 1-24.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E. (2009): Tectono-sedimentary evolution related to the extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: the example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28: TC4012.
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J.L., (2008): Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20: 11-21.
- Lago, M., Arranz, E., Pocoví, A., Galé, C., Gil, A. (2004): Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. *Geological Society of London Special Publications*, 223: 439-464.
- Matte, P. (2002): Les plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau-col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales). *C. R. Geoscience*, 334: 773-779.
- Mirouse, R., Barrouquère, G., Bessière, G., Delvolvé, J.J. y Perret, M.F. (1983): Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques; implications paléogéographiques. *Geologische Rundschau*, 72: 253-281.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (McClay, K.R.). Chapman and Hall, London, 235-246.

- Ríos, L.M., Beltrán, F. J., Lanaja, J.M. y Marín, F.J. (1979): Contribución a la geología de la Zona Axial Pirenaica, valles del Cinca y Ésera, provincia de Huesca. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 271-179.
- Ríos, L.M., Galera, J.M., Baretino, D., y Lanaja, J.M. (1989): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 145 (Sallent) y memoria*. IGME, Madrid. 63 p.
- Sanz López, J. (2002): Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. En: Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight International Conodont Symposium held in Europe (S. García-López y F. Bastida, Eds.). *Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Cuadernos del Museo Geominero*, 1, Madrid, 367-389.
- Schellart, W. P. (2002): Alpine deformation at the western termination of the Axial Zone, Southern Pyrenees. *Journal at the virtual explorer*, 8: 35-55.
- Soula, J.C., Lucas C. y Bessiere G. (1979): Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older Variscan structures: field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58: 245-256.
- Stampfli, G.M. (1996): Intra-Alpine terrane: a Palaeo-tethyan remnant in the Alpine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89: 13-42.
- Teixell, A. (1992). Corte estructural a través de la terminación occidental de la Zona Axial (Pirineo central). En: *III Congr. Geol. España*, Simposios 2: 205-214.
- Teixell, A. (1996): The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London*, 153: 301-310.
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Mem.*, 43: 1-198.
- Ziegler, P.A. y Stampfli G.M. (2001): Late Paleozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. *Natura Bresciana*, 25: 17-34.
- Zwart, H. J., (1979): The geology of the central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen*, 50: 1-74.