

**Trabajo de Fin de Máster
Geología: Técnicas y Aplicaciones**



**Estructura varisca y alpina de la Zona Axial
pirenaica en la transversal del alto Aragón**

27-11-2019

Miguel Piedrafita Fernández

Tutores: Antonio M. Casas Sainz y Andrés Gil Imaz

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

ÍNDICE

	p.
1. Introducción	2
1.1. <i>Situación geográfica</i>	3
1.2. <i>Antecedentes</i>	3
2. Objetivos y Metodología	4
2.1. <i>Objetivos</i>	4
2.2. <i>Metodología</i>	5
3. Contexto geológico	6
3.1. <i>La Cordillera Varisca</i>	6
3.2. <i>La Cordillera Pirenaica</i>	9
3.3. <i>La Zona Axial</i>	11
3.4. <i>Estratigrafía</i>	12
3.4.1. <i>Devónico</i>	12
3.4.2. <i>Carbonífero</i>	15
3.4.3. <i>Estefaniense-Pérmico</i>	16
4. Resultados	17
4.1. <i>Estructura del sector septentrional</i>	18
4.2. <i>Estructura del sector meridional</i>	22
4.2.1. <i>Área occidental del sector meridional</i>	22
4.2.2. <i>Área centro-oriental del sector meridional</i>	27
4.3. <i>Estructura del sector central</i>	31
4.4. <i>Contacto entre el Pérmico y los materiales infrayacentes</i>	34
4.4.1. <i>Microfábrica tectónica</i>	35
5. Interpretación y discusión	39
5.1. <i>Interpretación estructural de la zona de estudio</i>	39
5.1.1. <i>Deformación compresiva varisca</i>	39
5.1.2. <i>Fase extensiva tardi- y post-varisca</i>	41
5.1.3. <i>Deformación alpina</i>	42
5.2. <i>Interpretación estructural de la Falla de Candanchú</i>	44
5.3. <i>Evolución tectónica</i>	47
6. Conclusiones	49
BIBLIOGRAFÍA	50

RESUMEN

En el extremo occidental de la Zona Axial Pirenaica, se pueden distinguir dos fases de deformación. La primera está caracterizada por: 1) pliegues acostados, de escala kilométrica, orientación N-S a NW-SE, vergentes hacia el oeste o SW, relacionados con 2) un sistema de cabalgamientos vergente hacia el oeste o SW, 3) pliegues acostados, N-S, vergentes hacia el este, y 4) foliación de plano axial asociada a ambos conjuntos de pliegues. La segunda fase de deformación consiste en pliegues de orientación WNW-ESE, con foliación de plano axial, que se superponen a las estructuras previas. La primera fase de deformación afecta únicamente a las rocas del basamento varisco, por lo que tuvo lugar durante la Orogenia Varisca, mientras que la segunda fase deforma también a las rocas pérmicas, sedimentadas tras la compresión varisca, por lo que pertenece al evento de compresión alpina. A la primera fase la sigue el evento transtensivo tardi- y post-orogénico, responsable de la formación de las cuencas pérmicas intramontañosas que se disponen discordantes sobre el basamento varisco. La Falla de Candanchú constituye el límite sur de una de estas cuencas pérmicas: la subcuenca de Sallent de Gállego, la cual sufrió un proceso de inversión positiva durante la compresión alpina, reactivándose la Falla de Candanchú como falla inversa. Debido al alto buzamiento de la falla, este proceso de inversión no fue completo y los materiales de la cuenca y de las cercanías de la Falla de Candanchú sufrieron un intenso aplastamiento (*buttressing*) que puede dar lugar, según su intensidad y la de la cizalla simple asociada, a cataclasitas y milonitas.

ABSTRACT

In the western termination of the Axial Zone of the Pyrenees, two different stages of compressive deformation can be recognized. The first one is characterized by: 1) kilometric, N-S to NW-SE trending, west to SW verging, recumbent folds, which are related to 2) a west to SW verging thrust system, 3) east verging, recumbent folds, which also show N-S trend, and 4) an axial plane cleavage associated to both groups of folds. The second stage of deformation consists of WNW-ESE trending folds, with axial plane cleavage, superposed to the previous structures. The first stage of deformation affects only the materials of the Variscan basement, and consequently developed during the Variscan Orogeny. Meanwhile the second stage also deforms the Permian rocks,

which were deposited after the Variscan compression, and therefore it is related to the Alpine compression event. The first stage of deformation was followed by the late- and post-orogenic, transtensive event, responsible of the formation of the intramontane, Permian basins, which unconformably overlie the Variscan basement. The Candanchú Fault forms the southern border of one of these Permian basins: the Sallent de Gállego sub-basin. During the Alpine compression and the formation of the Pyrenees, the Candanchú Fault was reactivated as a reverse fault. However, as a consequence of its high dip, the basin was not fully inverted and it underwent an intense flattening (buttressing) against the fault. The rocks situated near the Candanchú Fault are strongly affected by this buttressing process and by a simple shear that produced cataclasites and mylonites, depending on the intensity of the deformation.

1. Introducción

La Zona Axial pirenaica se corresponde con un fragmento del Orógeno Varisco Europeo incorporado en la parte interior de los Pirineos mediante un apilamiento antiformal de láminas de cabalgamiento vergentes hacia sur entre el Cretácico y el Mioceno, durante la Orogenia Alpina (Mattauer, 1968; Matte, 1991). Se extiende en dirección WNW-ESE desde el Cap de Creus, al este, hasta los valles de Echo y de Aspe, al oeste, donde queda bajo la cobertera mesozoica. A lo largo de la Zona Axial, las características de la deformación varisca varían de unos sectores a otros, dependiendo de la edad de los materiales que afecta. En el sector oriental, donde afloran las rocas más antiguas, la deformación tuvo lugar en condiciones metamórficas de bajo a alto grado, mientras que hacia el oeste, las estructuras se desarrollaron en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo en las rocas más modernas del basamento.

Este último es el caso de la terminación occidental de la Zona Axial, donde se centra este trabajo. Esta se caracteriza por la superposición de estructuras con diferentes orientaciones, de origen tanto varisco como alpino, en materiales con edades comprendidas entre el Devónico y el Pérmico. De este modo, registran la evolución tectónica compresiva de ambas orogenias, Varisca y Alpina, que provoca la superposición de estructuras con diferentes orientaciones. También se registra la fase extensiva que sigue a la compresión varisca, responsable de la formación de las cuencas pérmicas continentales asociadas a estructuras de carácter extensional que

posteriormente fueron reactivadas durante la Orogenia Alpina. Una de estas cuencas pérmicas aflora parcialmente en la zona de estudio. Esta es la subcuenca de Sallent de Gállego, mitad oriental de la cuenca de Aragón-Béarn (Cantarelli *et al.*, 2013).

A diferencia de las partes central y oriental, la estructura de parte occidental de la Zona Axial Pirenaica no ha sido estudiada en profundidad, existiendo hoy en día discrepancias sobre el número de fases de deformación variscas y su relación con la deformación alpina. Por tanto, este trabajo surge de la necesidad de realizar un estudio más detallado de la misma, con el objetivo de aportar nueva información que ayude a resolver la problemática concerniente al número de fases variscas. El estudio se ha basado en la realización de una cartografía de detalle de la parte alta del río Aragón y su entorno, junto con el análisis microestructural de las rocas de falla asociadas a la Falla de Candanchú, estructura que supone el límite sur de la subcuenca de Sallent de Gállego.

1.1. Situación geográfica

La zona de estudio se localiza en la provincia de Huesca (Fig. 1a). Debido a la buena calidad de los afloramientos, la zona de campo elegida para realizar este trabajo se sitúa en la parte alta del valle del río Aragón. Concretamente, desde la localidad de Canfranc-Estación hacia el norte, abarcando también los valles de la Canal de Izas y la Canal Roya, la parte alta del valle de Aspe, en la vertiente Norte del Pirineo, y la zona de la frontera del Portalet y la estación invernal de Formigal.

1.2. Antecedentes

Según Bezançon (1964) no es hasta finales del siglo XIX cuando se empiezan a publicar trabajos detallados referentes a la geología de los Pirineos como los de L. Mallada (1887) o los de Dalloni (1910). Según él mismo, las primeras observaciones acerca de la geología de la cordillera provienen del siglo XVIII.

Posteriormente, a partir de mediados del siglo XX se realiza una gran cantidad de estudios que aportan gran cantidad de datos estratigráficos, estructurales, petrológicos y paleontológicos. Destacando la escuela holandesa de Leiden (Sitter y Zwart, 1960; Zwart, 1963), la escuela francesa, que cuenta con autores como Choukroune (1976),

Séguret (1972) o Mattauer, (1968), y, por último, la escuela española (Santanach, 1972; Carreras, 1975)

A partir de la realización del perfil de sismica profunda ECORS Pirineos (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune *et al.*, 1990) se pudo identificar la corteza inferior ibérica y la discontinuidad de Mohorovicic, así como observar cómo ambas se inclinan hacia el norte subduciendo bajo la corteza inferior europea. Además, el perfil ECORS permitió la realización de cortes compensados de la cordillera como el de Muñoz (1992).

En lo que se refiere a la estructura de la Zona Axial, el número de fases variscas y la importancia de las estructuras alpinas en las rocas paleozoicas es objeto de debate (Séguret y Proust, 1968b; Zwart, 1963; Matte, 1969, 2002; Clin *et al.*, 1970; Müller y Roger, 1977; Carreras y Capella, 1994).

Los trabajos acerca de la geología de la Zona Axial en el valle del Aragón son más bien escasos. La Hoja Geológica n.º 145 a escala 1:50000, Sallent (Ríos *et al.*, 1987) se recoge la información básica de la región del valle del Aragón y en la Hoja Geológica n.º 144 de Ansó (Teixell *et al.*, 1994) la del sector situado inmediatamente al oeste. En la hoja geológica francesa de Laruns-Somport (Ternet *et al.*, 2004) con su memoria explicativa hace lo propio más al norte. En el sector situado entre el Somport y el Portalet destacan los trabajos de Müller y Roger (1977) y de Matte (2002), donde se describen las principales estructuras variscas y alpinas de la zona. En cuanto a la estructura alpina de la zona se han realizado más recientemente diversos trabajos acerca de la foliación tectónica (Izquierdo-Llavall *et al.*, 2013), y sobre las estructuras presentes en los materiales pérmicos y su contacto con el basamento infrayacente (Cantarelli *et al.*, 2013; Rodríguez-Méndez *et al.*, 2016). Por último, en la tesis doctoral de Rodríguez-Méndez (2011) se recoge la estructura, tanto alpina como varisca, de manera más detallada de los valles del Aragón y de Tena.

2. Objetivos y Metodología

2.1. Objetivos

Con la intención de comprender la evolución estructural de los orógenos varisco y pirenaico, tanto a una escala regional como local, para este trabajo se han propuesto diversos objetivos.

En primer lugar, la descripción de las estructuras de deformación observables dentro de la zona de estudio, diferenciando entre las diferentes fases de deformación para determinar las relaciones estructurales entre ellas.

En segundo lugar, la descripción e interpretación de la geometría y cinemática de la Falla de Candanchú.

También será un objetivo principal la realización de una cartografía geológica en detalle de la zona de estudio, haciendo especial hincapié en el tipo de estructuras representadas y en sus diversas orientaciones.

Por último, los resultados obtenidos, así como su interpretación, serán comparados con la bibliografía existente, con objeto de contextualizar la zona de estudio dentro de un marco general de la Zona Axial de los Pirineos.

2.2. Metodología

La metodología seguida para la realización de este estudio ha incluido trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete.

Durante el trabajo de campo se ha realizado la toma de diversos datos estructurales: orientación de planos de estratificación y foliación tectónica de manera general por toda la zona de estudio. En determinadas estructuras de interés se ha tomado una mayor cantidad y variedad de datos, siendo los de estratificación y esquistosidad acompañados de datos de dirección y buzamiento de planos de falla (con el dato de cabeceo de sus estrías) y de ejes de pliegues.

Para el trabajo de laboratorio, se han tomado un total de 6 muestras orientadas para la realización de láminas delgadas (Servicio de preparación de Rocas de la Universidad de Zaragoza), con el objetivo de caracterizar la microfábrica tectónica de las rocas cercanas a la Falla de Candanchú. Se han analizado un total de doce láminas de seis muestras diferentes (dos láminas por cada muestra). Cinco de estas muestras (CM-1, CM-2, CM-3, CM-4 y CM-5) proceden del afloramiento del Cubilar de las Menorías y la otra (PR-1) del corte de la carretera N-330a, cercano a la localidad de Candanchú. Para la nomenclatura de las láminas se ha utilizado el siglado de la muestra a la que pertenecen (por ejemplo, PR-1), seguido de una letra "A" o "B", siendo esta indicativa de que la lámina es paralela al plano de movimiento (PR-1A) o perpendicular al mismo y al de cizalla (PR-1B), respectivamente.

En el trabajo de gabinete se aúna toda la información obtenida mediante los trabajos de campo y laboratorio. La cartografía geológica se ha realizado a escala 1:15000 utilizando el programa QGIS, en su versión 3.4. Para ello, se ha partido de las cartografías de las Hojas Geológicas n.º 144 de Ansó (Teixell y García-Sansegundo, 1994a) y n.º 145 de Sallent (Ríos *et al.*, 1987), de la hoja geológica de Laruns-Somport de Ternet *et al.* (2004) y de la tesis de Rodríguez-Méndez (2011), todas ellas complementadas con imágenes satelitales y observaciones de campo. Los datos tomados en el campo se representaron en proyecciones estereográficas (proyección de Schmidt, hemisferio inferior), utilizando el programa *Stereonet* (Allmendiger *et al.*, 2013). A partir de la cartografía, de los datos tomados y las observaciones realizadas en el campo, se han realizado dos cortes geológicos, con direcciones oblicuas, uno con un trazado NNE-SSW y otro WNW-ESE. Por último, se ha redactado la memoria de acuerdo con las normas de las Directrices propias del Trabajo Fin de Máster en Geología.

3. Contexto geológico

El área estudiada en este trabajo presenta afloramientos de rocas de edad Paleozoica pertenecientes a la parte occidental de la Zona Axial de la Cordillera Pirenaica (Fig. 1).

Esta fue originada debido a la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática durante la Orogenia Alpina. Sin embargo, la estructura de gran parte de las rocas paleozoicas de la Zona Axial viene determinada en gran medida por la Orogenia Varisca previa, la cual originó la Cordillera Varisca de la cual formaban parte estas rocas, que posteriormente serían de nuevo deformadas por la Orogenia Alpina.

Por ello, a continuación se describirán las principales características de ambas cordilleras.

3.1. La Cordillera Varisca

A finales del Carbonífero, este orógeno se extendía desde los Urales por el este hasta el conjunto Apalaches-Mauritanides, al oeste (Julivert, 1983, 1996). Parte de la misma, el cinturón orogénico varisco de Europa occidental queda interrumpido por el frente del Orógeno Alpino, extendiéndose en la actualidad sólo desde Macizo de Bohemia, por el este, hasta el Macizo Ibérico, al oeste. Su formación se produjo como consecuencia

de la colisión devono-carbonífera de los continentes Laurussia, al norte, y Gondwana, al sur, (Matte y Ribeiro, 1975; Matte, 1986; Ziegler, 1986; Matte, 2001), dando lugar al

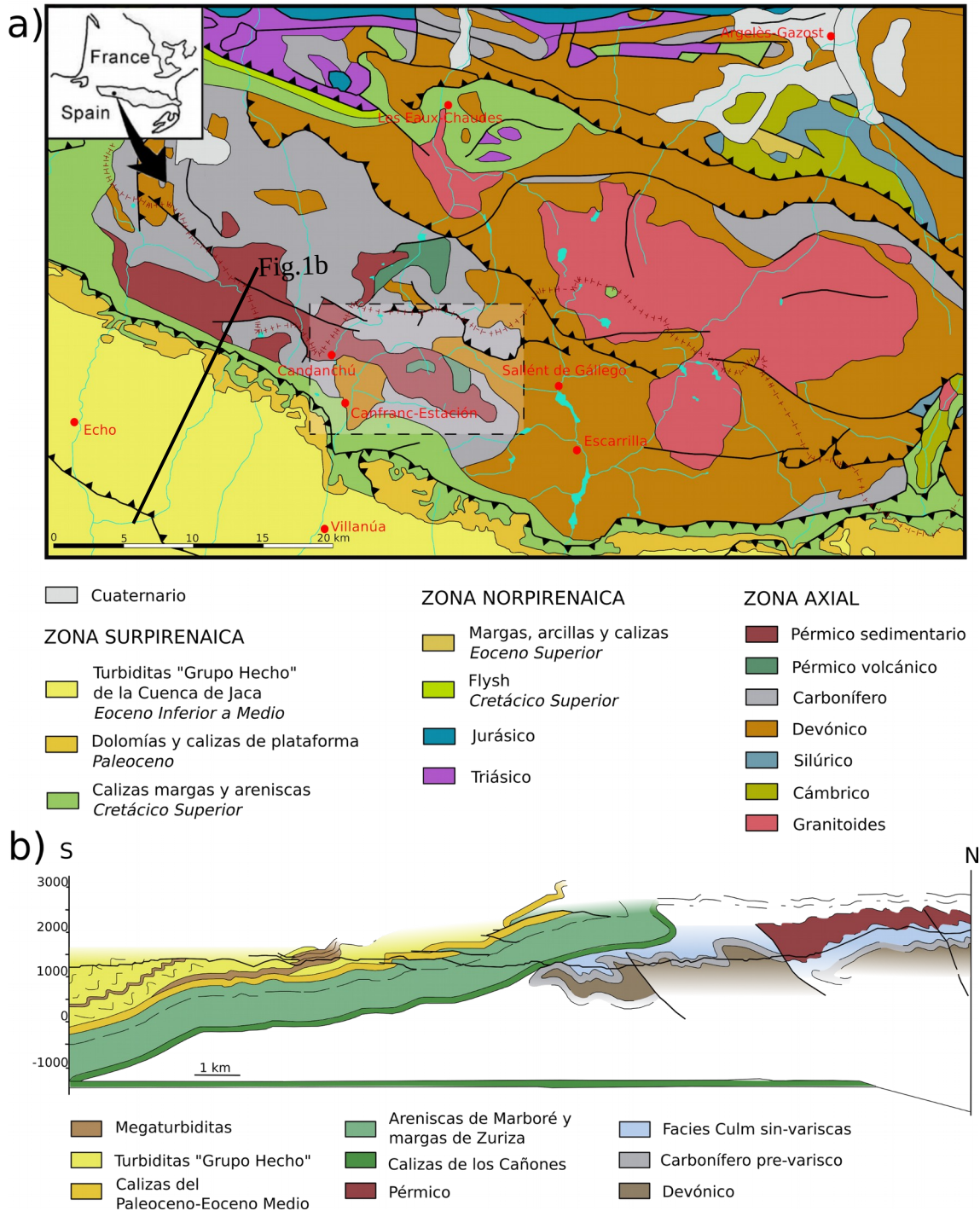


FIGURA 1. a) Mapa geológico simplificado de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica, con la zona de estudio sombreada en gris claro. Modificado a partir del Mapa geológico de los Pirineos, 1:400.000, BRGM-IGME (Barnolas et al., 2004). b) Corte geológico del valle del Aragón. Modificado de Izquierdo-Llavall et al. (2013).

supercontinente Pangea. Entre Laurussia y Gondwana, existían las pequeñas microplacas de Avalonia y Armórica, que se separaron de Gondwana a principios del Paleozoico (Matte, 2001).

Presenta un marcado carácter bilateral, pudiéndose distinguir las zonas internas del orógeno de las cuencas de *foreland* externas carboníferas (Matte, 1991). En el Macizo Ibérico, donde se han definido seis zonas (Lotze, 1945; Matte, 1968; Julivert *et al.*, 1972; Robardet, 1976; Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1988), las zonas externas del orógeno quedan representadas en la Zona Cantábrica, pasando hacia el oeste (Zonas Asturoccidental Leonesa y Centro-Ibérica) a zonas cada vez más internas. Estas zonas presentan una tectónica de cobertera de láminas cabalgantes hacia las cuencas carboníferas, es decir, hacia el este y el continente Gondwana (Matte, 1991; Matte, 2001), que involucra rocas poco o nada metamorfizadas que se depositaron esencialmente en el antiguo margen continental de Gondwana. La Zona de Ossa-Morena corresponde con la microplaca de Armórica y se separa de la Zona Centro-Ibérica por la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba, donde se enraízan los complejos ofiolíticos de la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (Matte, 1991; Matte, 2001), definida por primera vez por Farias *et al.* (1987) al separarla del resto de la Zona Centro-Ibérica. Esta, al sur del Macizo Ibérico, se separa de la Zona Sudportuguesa (microplaca de Avalonia) por la sutura de Beja, que representa el cierre del océano Rheico (Matte, 2001).

En Europa, la Cordillera Varisca muestra un trazado sinuoso, con dos arcos principales: el Ibero-Armoricano y el Bohemio. En el caso del arco Ibero-Armoricano, se han propuesto diferentes hipótesis acerca de su génesis (Brun y Burg, 1982; Martínez-Catalán, 1990; Ribeiro *et al.*, 1995). Las diferentes zonas del Macizo Ibérico constituyen la rama sur del arco Ibero-Armoricano, siendo la Zona Cantábrica el núcleo del mismo (Fig. 2). Hacia el este, la rama norte del arco corresponde con los afloramientos de rocas paleozoicas de los Pirineos, la Cordillera Ibérica y la Cordillera Costero Catalana. Para estos afloramientos no existe todavía consenso sobre a qué parte del Orógeno Varisco (externa o interna) pertenecen.

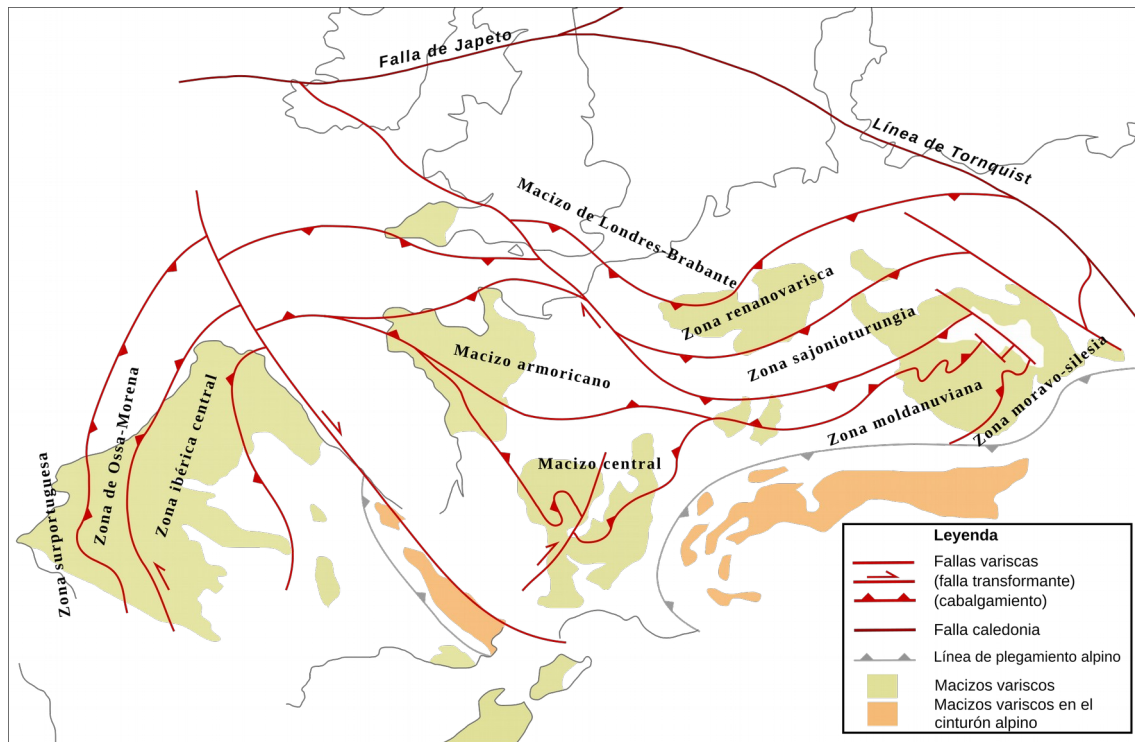


FIGURA 2. Estructura de la rama occidental de la Cordillera Varisca en Europa. Modificado de Wikipedia (en línea).

3.2. La Cordillera Pirenaica

Al final de la Orogenia Varisca, se desarrollaron grandes desgarros consecuencia de una zona de cizalla dextra que se extendía entre los Apalaches y los Urales y actuó desde el Estefaniense hasta el Pérmico (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1988). Esta zona de cizalla condicionó la formación de un régimen extensivo con un proceso de *rifting* continental en el que se comienzan a individualizar las cuencas mesozoicas (Capote y Carbó, 1983; Rat, 1988) y que tiene relación con la apertura del Atlántico Norte (Rosenbaum *et al.*, 2002) y del Neotethys (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1988; Stampfli, 1996). Esta extensión se ve acentuada a partir del Aptiense-Albiense, que es cuando, según muchos autores (Mattauer y Séguret, 1971; Olivet, 1978; Boillot, 1986; Malod y Mauffret, 1990; Van der Voo, 1993; Rosenbaum *et al.*, 2002) comienza la apertura del Golfo de Vizcaya y la rotación antihoraria de la placa Ibérica respecto a la Europea. En el Cretácico Superior, el movimiento de la placa Africana hacia el norte, como consecuencia de la apertura del océano Índico, provoca la convergencia de la placa Ibérica contra la Europea (Savostin *et al.*, 1986). Esto dio lugar al paso de un

régimen transcurrente y extensivo a uno comprensivo, provocando la Orogenia Alpina con la inversión de las cuencas mesozoicas y el levantamiento de los Pirineos.

Tradicionalmente, la cadena se ha dividido en tres zonas (Mattauer, 1968) orientadas también WNW-ESE: la Zona Norpirenaica, la Zona Axial y la Zona Surpirenaica. En la Zona Norpirenaica y en la Surpirenaica afloran materiales de edades mesozoicas y cenozoicas y en la Zona Axial rocas paleozoicas. La Zona Norpirenaica se compone de 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 (Lagabrielle y Bodinier, 2008; Jammes *et al.*, 2009). Durante la compresión alpina, la cuenca se invierte completamente, cabalgando hacia el norte sobre la Cuenca de Aquitania mediante el cabalgamiento Frontal Norpirenaico y hacia el sur mediante el cabalgamiento de Lakora (Bosch *et al.*, 2016). La Zona Norpirenaica se separa de la Zona Axial por la Falla Norpirenaica, la cual muestra un metamorfismo térmico importante que afecta a rocas prealbienses, asociado a un magmatismo cretácico de afinidad alcalina y afloramientos de lherzolitas (Azambre *et al.*, 1992; Carracedo *et al.*, 2012). La Zona Axial constituye el mayor afloramiento de rocas paleozoicas de los Pirineos, las cuales están dispuestas en un gran apilamiento antiformal de láminas de cabalgamiento alpinas vergentes hacia el sur responsable de su exhumación (Fischer, 1984; Williams, 1985; Muñoz, 1992; Vergés *et al.*, 1995; Teixell, 1998). Por último, la Zona Surpirenaica está constituida por los materiales mesozoicos y cenozoicos, estructurados en unidades cabalgantes de vergencia sur y con origen alpino, que forman la cobertera de la Zona Axial y que se encuentran entre la Falla Norpirenaica y el cabalgamiento Frontal Surpirenaico.

Los perfiles sísmicos de los proyectos ECORS (ECORS-Pyrenees Team 1988; Daignières *et al.*, 1994) permitieron una mayor comprensión de la estructura profunda de la Cordillera Pirenaica y el desarrollo de varios cortes transversales en diferentes partes de la misma. En ellos se observa la subducción parcial de la corteza ibérica bajo la europea y una cuña de doble vergencia en los niveles supra- y mesocorticales (Pedreira, 2004), además de diferencias estructurales entre las diferentes partes de la cadena. De este modo, se observa que el apilamiento antiformal de láminas de cabalgamiento del basamento de la Zona Axial es mucho mayor en los Pirineos centrales y orientales que en los occidentales, quedando en estos últimos en una

posición más baja y cubiertos por los materiales de la cobertera cretácica, con un acortamiento asociado al apilamiento mucho menor (Teixell, 1998). Así, el acortamiento calculado decrece de este a oeste, siendo de entre 125 a 147 km en las zonas más orientales (Vergés *et al.*, 1995; Muñoz, 1992, respectivamente), 103 km en el Pirineo central (Martínez-Peña y Casas-Saiz, 2003) y de sólo 75-80 km en los Pirineos occidentales (Teixell, 1998), donde se encuentra la zona de estudio.

3.3. La Zona Axial

La Zona Axial Pirenaica constituye el principal afloramiento del Paleozoico de los Pirineos. Se extiende en dirección WNW-ESE desde el Cap de Creus, al este, hasta los valles de Echo y Aspe, al oeste, cercanos a la zona de estudio y donde queda cubierta por la cobertera cretácica. Como basamento varisco de los Pirineos, el desarrollo de estructuras alpinas es limitado y las estructuras observadas son principalmente de origen varisco (García-Sansegundo, 2004; Gil-Peña, 2004).

La Zona Axial incluye metasedimentos con edades comprendidas entre el Neoproterozoico hasta el Carbonífero sinorogénico, además de afloramientos de rocas permo-triásicas, ortogneisses ordovícicos Laumonier (2004) y granitoides. Todos estos materiales se encuentran estructurados en domos y grandes antiformentes con una orientación WNW-ESE, separados por dominios de pliegues apretados (Carreras y Capella, 1994). Las rocas precámbricas, cámbricas y ordovícicas son generalmente de carácter siliciclástico y afloran en los domos nucleados por gneisses y metasedimentos neoproterozoicos (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Los dominios de pliegues, con una orientación WNW-ESE, están definidos por sinclinales que afectan a las secuencias sedimentarias del Silúrico, Devónico y Carbonífero. El Silúrico, de carácter principalmente lutítico (Ríos *et al.*, 1987), es muy homogéneo a lo largo de toda la Zona Axial y junto con el Devónico, carbonatado y lutítico, presentan metamorfismo de grado bajo o muy bajo. El Carbonífero presenta series carbonatadas en su tramo inferior, mientras que durante el Carbonífero Superior se depositaron las series sinorogénicas de carácter detrítico.

Tradicionalmente, en la Zona Axial se ha descrito una zonación estructural vertical en la que se diferencian dos dominios estructurales denominados *infraestructura* y *supraestructura* (Zwart, 1963). La *infraestructura* presenta una foliación tectónica

subhorizontal, desarrollada en condiciones de metamorfismo de grado medio a alto. Este dominio aflora principalmente en los domos de los Pirineos orientales. Por su parte, la *supraestructura* se caracteriza por la presencia de pliegues subverticales con una foliación de plano axial desarrollada en condiciones de metamorfismo de grado bajo o muy bajo. La *supraestructura* se encuentra mejor representada en la parte occidental de la Zona Axial debido a que el nivel de erosión de la Cordillera Pirenaica es menor que en la parte oriental. Se corresponde con los dominios de pliegues apretados y con algunos domos o pseudo-domos (Autran *et al.*, 1996) como los de Pallaresa, Rabassa y Orri.

La cronología relativa de las estructuras variscas continúa siendo objeto de debate (Carreras y Capella, 1994). Algunas teorías proponen un desarrollo sincrónico de las estructuras y foliaciones de la *infraestructura* y la *supraestructura* (Sitter y Zwart, 1960; Soula *et al.*, 1986), pero las opciones más apoyadas son las que proponen un origen diacrónico y una tectónica polifásica (Séguret y Proust, 1969a, b; Matte, 1969; Soula *et al.*, 1986; Carreras y Capella, 1994).

Finalmete, a finales del Carbonífero (Estefaniense) y durante el Pérmico, comienza un proceso de relajación tectónica y colapso extensional del Orógeno Varisco, seguido de un régimen tectónico extensional relacionado con la apertura de Pangea (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1988). Esto da lugar a la formación de varias cuencas intramontañosas, de unos pocos kilómetros de longitud, desarrolladas a favor de estructuras secundarias (fracturas T y R) de grandes fallas transformantes dominadas por un movimiento dextral (Soula *et al.*, 1979; Gisbert, 1981; Lago *et al.*, 2004; Cantarelli *et al.*, 2013).

3.4. Estratigrafía

En la zona de estudio afloran rocas del Devónico y del Carbonífero pertenecientes al basamento varisco de la Zona Axial. Sobre estas se disponen las series detríticas del Pérmico de manera discordante. El límite sur de la zona de estudio lo marca la discordancia sobre la que se sitúan las rocas cretácicas y paleocenas de las Sierras Interiores. Las unidades estratigráficas aparecen representadas en la (Fig. 3).

3.4.1. Devónico

Las rocas devónicas aparecen principalmente en la parte más oriental de zona de estudio, en la zona de la estación invernal de Formigal, en el valle de Tena. En la parte occidental de la zona de estudio son poco abundantes y aparecen como afloramientos aislados, siendo los más importantes los que se sitúan en el entorno del monte Tobazo, al sur de Candanchú.

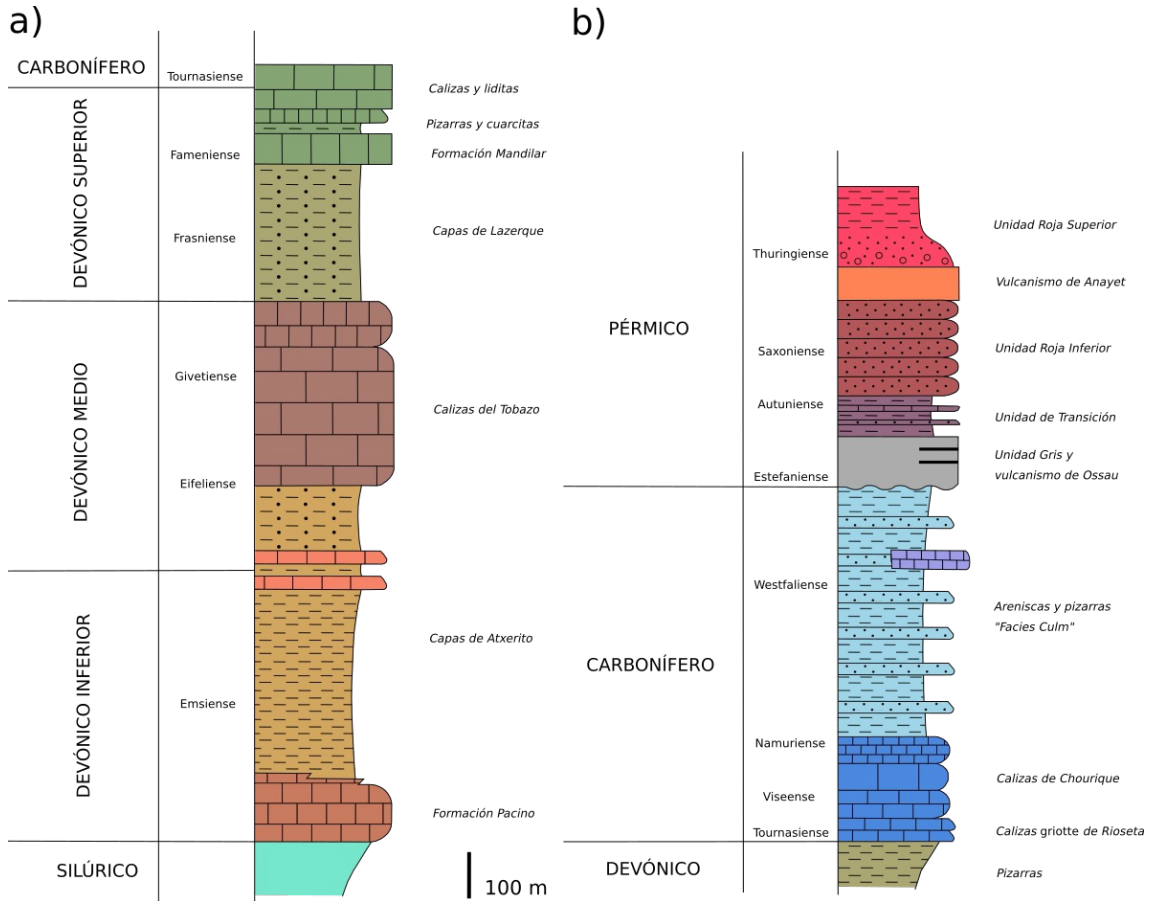


FIGURA 3. Columnas estratigráficas simplificadas de los materiales de la zona de estudio. En a) desde la parte inferior del Devónico, discordante sobre el Silúrico (que no aflora en esta área) hasta la transición concordante con el Carbonífero. En b) desde la base del Carbonífero, discordante sobre el Devónico, tal y como aparece en la casi totalidad de la zona, hasta la Unidad Roja Superior, del Pérmico. Modificado de Rodríguez-Méndez (2011).

Las rocas más antiguas (Emsiense a Emsiense superior) de la zona de estudio pertenecen a la Formación Pacino (Valero, 1974), formada por potentes barras de calizas de aspecto masivo y pátina clara, con color gris oscuro en corte y a veces dolomitizadas (Ríos *et al.*, 1987). En la zona de estudio estas rocas aparecen únicamente en un afloramiento aislado en la parte más oriental.

En continuidad con la Formación Pacino y también perteneciente al Devónico Inferior, aflora en gran parte de la zona más oriental de la zona de estudio y, en menor medida, en el valle del Aragón, una formación de una alternancia de lutitas negras y capas centimétricas o milimétricas de areniscas (Teixell y García-Sansegundo, 1994a), donde son frecuentes nódulos arenosos y estructuras amigdalares y lenticulares (Ríos *et al.*, 1987). Teixell y García-Sansegundo (1994a, b) nombran a esta formación como Capas de Atxerito y le atribuyen una potencia de unos 200 m. Ríos *et al.* (1987), en cambio, les atribuyen una potencia de entre 200 y 250 m. Estas pizarras incluyen tramos de calizas versicolores dispuestas en bancos decimétricos con separaciones margosas. Ríos *et al.* (1987) datan las calizas versicolores entre el Emsiense superior y el Eifeliense.

En el Monte Tobazo afloran las “Calizas del Tobazo” (Teixell y García-Sansegundo, 1994a, b) del Devónico Medio. Según Joseph *et al.* (1980) constituían un aparato arrecifal que se extendía en dirección pirenaica en el Devónico. Estas calizas también afloran en el extremo nororiental de la zona de estudio. Teixell y García-Sansegundo (1994a) las como una unidad formada principalmente por gruesas capas (de escala métrica) de calizas grises, a menudo masivas y con abundantes corales. Presentan abundante fauna coralina en toda la serie. Aquí, el espesor máximo de la formación es de 250 m, pero la base no aflora y el techo se encuentra truncado por las rocas discordantes carboníferas. En áreas circundantes, donde la formación aparece completa, se han medido unos 350 m, en la hoja de Zuriza (Teixell y García-Sansegundo, 1994b) y 400 m, en la hoja de Sallent (Ríos *et al.*, 1987). Joseph *et al.* (1984) le atribuyeron a esta formación una edad de tránsito Eifeliense-Givetiense.

El Devónico Superior aflora sobre todo en la parte más nororiental de la zona de estudio. Se compone de, en primer lugar, la formación Capas de Lazerque (Teixell y García-Sansegundo, 1994a). Estas están constituidas por lutitas negras con algunas intercalaciones métricas de calizas con una potencia de difícil estimación, pero que en la hoja de Zuriza (Teixell y García-Sansegundo, 1994b) tienen unos 50 m. Joseph *et al.* (1980) determinaron una edad de Frasnense.

La Formación Mandilar, situada por encima de las Capas de Lazerque, comprende un tramo de unos 50 m de potencia de calizas de pátina amarilla con clastos arrecifales y

algunas pasadas de pizarra, con una edad de Fameniense (Ríos *et al.*, 1987), seguidas por una alternancia de pizarras y cuarcitas de pátina oscura (Rodríguez-Méndez, 2011).

El tránsito del Devónico al Carbonífero es gradual y está formado por un conjunto de calizas y liditas de unos 30 m de potencia de edad Fameniense a Tournaisiense superior (Galera, 1987; Ríos *et al.*, 1987; Ternet *et al.*, 2004). Estas rocas afloran solamente en la parte más nororiental de la zona de estudio, con contactos concordantes, entre la Formación Mandilar y las calizas del Carbonífero inferior descritas a continuación.

3.4.2. Carbonífero

El Carbonífero aflora ampliamente por toda la zona de estudio, siendo predominantes las rocas pertenecientes al basamento varisco. Se diferencia una unidad inferior calcárea discordante sobre los materiales devónicos y con fuertes variaciones laterales de facies y de potencia, a la que le siguen las denominadas Facies Culm.

Esta unidad inferior calcárea ha sido estudiada de manera detallada por Ríos *et al.*, (1987), Galera (1987) y Barnolas y Chiron (1996) en los valles del río Escarra, del río Aragón y de la Canal de Izas, siendo estos dos últimos pertenecientes a la zona de estudio de este trabajo. Por otro lado, en las hojas de Ansó y de Zuriza, Teixell y García-Sansegundo (1994a, b), distinguen dos unidades diferentes, las Calizas *griotte* de Rioseta a muro y las Calizas laminadas de Chourique a techo. Estas dos formaciones se pueden correlacionar con los diferentes tramos descritos por los otros autores.

En resumen, se distingue (i) un tramo inferior de calizas de pátina clara, *griotte*, con pasadas centimétricas de liditas, de entre 40 y 70 m de espesor; (ii) entre 80 y 100 m de calizas tableadas negras, tipo *mudstone*, con laminación paralela; (iii) un tramo de calizas masivas de 150 m de potencia, y (iv) un último tramo de 50 m de espesor, de calizas negras arcillosas, tableadas y con intercalaciones de pizarras calcáreas, que supone una transición gradual a las Facies Culm (Ríos *et al.*, 1987). La edad de estas calizas está comprendida entre el Tournaisiense medio y superior (Joseph *et al.*, 1984) y entre el límite Viseense-Namuriense y el Namuriense A-C (Ríos *et al.*, 1987).

Las Facies Culm afloran ampliamente en la zona de estudio, siendo los materiales más modernos del Carbonífero pre-Estefaniense. Están constituidas por litologías muy variadas, pero, en esta zona, se describen como una alternancia de pizarras y grauvacas grises, con granos de micas de gran tamaño, en bancos generalmente de uno a varios

decímetros y con un espesor máximo de 400 m según Mirouse (1966) en la parte occidental de la zona de estudio y de 900 m (Ríos et al., 1989), para la parte más oriental. Devolvé et al. (1993) las interpretaron como un flysch depositado en sistemas de abanicos de aguas profundas desde facies de talud, cañón y abanico. En la zona de Zuriza, Teixell y García-Sansegundo (1994b) reconocen grandes olistolitos, alineados en un mismo nivel estratigráfico dentro de la serie siliciclástica, de escala cartográfica, constituidos por bloques de calizas negras y laminadas, provenientes de las calizas de Chourique, y con unos 500 m de longitud por unos 80 o 100 m de ancho. Los primeros depósitos de este flysch datan del Viseense en los Pirineos orientales (Mirouse et al., 1983; Engel, 1984; Devolvé y Perret, 1989) y del Namuriense al Westfaliense A en la parte más occidental de los Pirineos (Devolvé *et al.*, 1993).

3.4.3. *Estefaniense-Pérmico*

En la cuenca de Aragón-Béarn afloran rocas con edades que van desde el Carbonífero superior (Estefaniense) y hasta el Pérmico superior, caracterizadas por secuencias sedimentarias fluviales y lacustres con depósitos piroclásticos e intrusiones calcoalcalinas (Gisbert, 1981; Valero-Garcés, 1994; Lago *et al.*, 2004). Debido a la falta de fósiles con utilidad bioestratigráfica y de dataciones absolutas en las rocas pérmicas de los Pirineos, la edad de las formaciones es imprecisa. Además, la diacronía de los depósitos dificulta la correlación entre esta y otras cuencas pérmicas e incluso entre diferentes partes dentro de una misma cuenca. En este trabajo se ha utilizado la subdivisión estratigráfica para los depósitos continentales pérmicos propuesta para el Oeste de Europa por Menning *et al.* (2003), es decir, Estefaniense, Autuniense, Saxoniense y Thuringiense.

Siguiendo la subdivisión litoestratigráfica de Gisbert (1981), se distinguen cuatro unidades litológicas, que pueden ser correlacionadas a lo largo de toda la Zona Axial, y tres episodios volcánicos intercalados. Estos episodios son, según la división de Bixel y Lucas (1983) el I, el IV y el V.

La Unidad Gris está compuesta por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Episodio I, intercaladas en lutitas y conglomerados brechificados, con una potencia total de entre 50 y 120 m (Ríos *et al.*, 1987). La base de la unidad se compone de calizas que contienen plantas de edad Estefaniense superior a Autuniense (Bixel *et al.*, 1985; Ríos

et al., 1987) que constituyen las rocas post-variscas más antiguas de la zona de estudio. El Episodio I, mejor desarrollado en el área del Midi d'Ossau, al norte, consiste en ignimbritas peraluminosas de composición riolítica a dacítica a muro, y basaltos calcoalcalinos, andesitas y dacitas hacia techo. Se han obtenido edades mediante U-Pb de 278 ± 5 Ma y 272 ± 3 Ma en las riolitas basales y las dacitas superpuestas, respectivamente (Briqueu e Innocent, 1993).

La Unidad de Transición consta de una alternancia de lutitas, areniscas y calizas oolíticas de colores grises, con una potencia máxima de 50 m hacia el este de la cuenca y que disminuye hacia el oeste (Van Der Lingen, 1960; Ríos *et al.*, 1987).

Por encima, la Unidad Roja Inferior consiste en 250 m de areniscas rojas y conglomerados ocasionales. En la parte superior de la unidad se encuentran las rocas volcánicas del episodio magmático de Anayet (Episodio IV). Este incluye coladas de lava, diques y lacolitos de composición andesítica (Ternet *et al.*, 2004). Se le ha atribuido una edad Saxoniense y Thuringiense (Lago *et al.*, 2004; Ternet *et al.*, 2004).

Por último, la Unidad Roja Superior, formada por conglomerados, areniscas y lutitas rojas, con intercalaciones de carbonatos lacustres (Valero Garcés, 1994) y con una potencia total de más de 1500 m. El último episodio magmático, el V, se emplaza dentro de la misma y se constituye por basaltos alcalinos. Además, también se emplaza en rocas del basamento, con edades de U-Pb SHRIMP de 259.2 ± 3.2 Ma (Rodríguez-Méndez *et al.*, 2014).

4. Resultados

En este trabajo se ha realizado la cartografía en detalle (Fig. 4) de un sector que comprende de manera parcial diferentes unidades estructurales de la parte occidental de la Zona Axial Pirenaica. Según las características estructurales de los materiales de la zona de estudio, esta se puede dividir en 3 sectores, 2 de ellos correspondientes al basamento varisco (sectores *septentrional* y *meridional*), debido a su complejidad estructural, en función de la orientación y vergencia de las principales estructuras reconocidas, y un tercero (*sector central*) correspondiente a materiales pérmicos, situado entre ambos.

El **sector septentrional** incluye los sedimentos devónicos y carboníferos de la parte norte del mapa (Fig. 4), con estructuras que, de manera general, tienen una vergencia

aproximada hacia el sur. En la mitad occidental de este sector aflora una potente serie de las Facies Culm, junto con algunos afloramientos de calizas carboníferas, plegada condirectrices NW-SE. La mitad oriental del sector incluye los sedimentos de edad devónica, además de afloramientos de calizas y Facies Culm del Carbonífero. Aquí la estructura es más compleja que en la parte occidental y las ya mencionadas estructuras con dirección NW-SE y vergencia sur se superponen a estructuras previas N-S (pic de Moustardé).

En el **sector meridional** se incluyen las rocas devónicas y carboníferas, siendo estas últimas las predominantes, de la parte sur, incluyendo los afloramientos del valle del Aragón, de la Canal de Izas y del entorno del Pico de Tres Hombres. Aquí las estructuras con dirección N-S son más abundantes y las estructuras con directrices NW-SE y vergencia sur menos evidentes que en el *sector septentrional*.

Entre ambos sectores y en el centro y hacia el noroeste de la zona, además de en pequeños afloramientos aislados (Monte Tobazo y la zona de los ibones de Astún), aparecen los materiales pérmicos, pertenecientes a la subcuenca de Sallent de Gállego, discordantes sobre el basamento varisco. Todos estos afloramientos se han agrupado dentro del denominado **sector central**. A diferencia de las series devónica y carbonífera, las rocas pérmicas no han sido afectadas por la Orogenia Varisca, con lo que han de tratarse por separado.

Además, debido a las diferencias desde el punto de vista de la metodología utilizada para su estudio, las características estructurales del contacto que separa las rocas del basamento varisco de la serie de materiales pérmicos se han descrito en otro apartado.

Por último, al suroeste de la zona de estudio (Fig. 4) afloran discordantes sobre el Paleozoico los materiales carbonatados de las Sierras Interiores, con edades del Cretácico Superior y Paleógeno. Estas unidades no son objeto de estudio en el presente trabajo y, por tanto, su cartografía no se ha realizado con detalle.

4.1. Estructura del sector septentrional

En este sector se incluye, en su parte más occidental, el área de la estación invernal de Astún y las cabeceras de los valles del Aragón y del Aspe, donde afloran las areniscas y las pizarras de las Facies Culm bajo el Pérmico discordante del *sector central*. Hacia

el este aparecen las calizas basales del Carbonífero que, al igual que las Facies Culm, se disponen discordantes sobre las pizarras devónicas de la Formación Capas de Atxerito. Estas afloran en el área de la frontera del Portalet y hacia el sur, incluyendo la estación invernal de Formigal. En el extremo más nororiental del sector y de la zona de estudio, aparecen de nuevo las Facies Culm junto con las calizas carboníferas, además de las Calizas del Tobazo y las Capas de Lazerque del Devónico, todo ello dispuesto sobre las Capas de Atxerito mediante un cabalgamiento de bajo ángulo con vergencia sur.

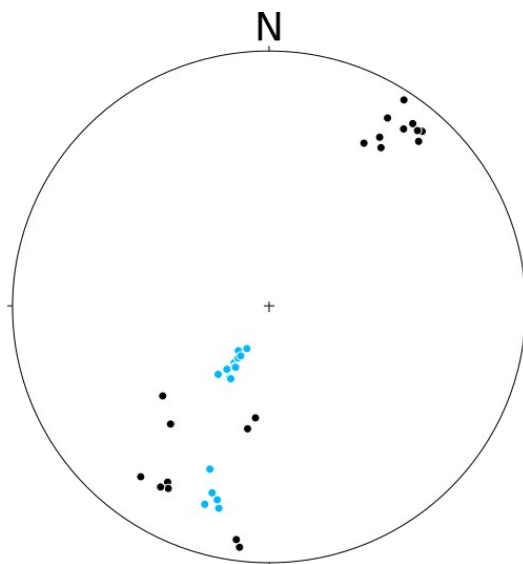


FIGURA 5. *Proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación (en negro) y foliación tectónica (en azul) de las areniscas y pizarras de las Facies Culm en el entorno de la estación invernal de Astún. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.*

Las capas de las areniscas y las pizarras de las Facies Culm de la parte occidental de este sector, desde el valle del Aspe hasta la Canal Roya, se disponen con direcciones entre N120°E y N130°E, con buzamientos altos tanto al norte como hacia el sur (Fig. 5). Esto es consecuencia de los pliegues que afectan a toda la serie en su conjunto. Estos pliegues, de amplitud decamétrica, consisten en monoclinales en rodilla cuyos planos axiales buzan hacia el norte unos 20° y tienen ejes subhorizontales con una orientación N125°E (Fig. 6a). Estos pliegues de escala decamétrica se corresponden con los pliegues menores de un pliegue mayor con amplitud kilométrica y que presenta la misma orientación. La polaridad de la serie estratigráfica es siempre hacia el sur, por lo que este pliegue de escala kilométrica es un sinclinal. Todo esto se ve representado en la mitad norte del corte NNE-SSW (Fig. 7). Estas rocas, sobre todo las pizarras, presentan aquí una foliación tectónica de dirección media N120°E, con buzamientos entre 20° y



FIGURA 6. a) Pliegues monoclinales en las Facies Culm del entorno de Astún. b) Pliegues con dirección NW-SE en la transición Devónico-Carbonífero en el entorno de la Frontera del Portalet.

30° hacia el norte, la cual se corresponde con la foliación de plano axial de estos pliegues. En algunas zonas aparece una foliación más penetrativa, con unas direcciones comprendidas entre N110°E y N120°E, buzando entre 70 y 80° hacia el norte (Fig. 5), de manera similar a la foliación que afecta a toda la serie pérmica. Hacia el este, las calizas del Carbonífero aparecen por encima de las Facies Culm, encontrándose la serie, por tanto, invertida, y en contacto discordante con las Capas de Atxerito del Devónico Inferior. Sobre estas, se disponen mediante un cabalgamiento de bajo buzamiento hacia el norte, las rocas del Devónico Medio y Superior, además de las calizas y Facies Culm carboníferas. Todos estos materiales se encuentran afectados por dos plegamientos diferentes. El primero se caracteriza por pliegues con orientaciones NNE-SSW a NNW-SSE, de escala hectométrica a kilométrica, siendo el más claro ejemplo el pliegue del pico Moustardé y aquellos que afloran desde la frontera del Portalet hacia el este (Fig.

6b). El otro plegamiento presenta unas directrices WSW-ENE a SW-NE y vergencia hacia el sur, con una escala similar a la del primero, el cual se ve afectado por este segundo plegamiento, generando una superposición de pliegues de tipo 1 (Ramsay, 1967).

4.2. Estructura del sector meridional

Las rocas predominantes de este sector son las de edad carbonífera, siendo los materiales devónicos mucho menos abundantes que en el *sector septentrional*. Estos últimos, que incluyen a las Calizas del Tobazo y las Capas de Atxerito, aparecen únicamente en el entorno del río Aragón y el Monte Tobazo, al oeste del sector, dispuestos entre las calizas de la base del Carbonífero, así como en el extremo oriental del sector, donde las Capas de Atxerito se disponen bajo una discordancia que las pone en contacto con calizas carboníferas.

La estructura de este sector aparece reflejada en la parte sur del corte NNE-SSW (Fig. 7) y en la totalidad del corte WNW-ESE (Fig. 8). Desde la Canal de Izas, en el centro del sector, hasta el entorno del pico de Tres Hombres y de la estación invernal de Formigal, al este, las rocas carboníferas aparecen deformadas por estructuras con una orientación predominante N-S y con vergencia hacia el este. Sin embargo, en el valle del Aragón, en la parte baja de la Canal Roya y en el Monte Tobazo, a las estructuras N-S se les superponen otras con orientación WNW-ESE y la vergencia pasa a ser hacia el oeste o SW. Los datos de dirección y buzamiento de la estratificación de todo el sector aparecen representados mediante sus polos en las proyecciones estereográficas mostradas en la Fig. 9. Debido a estas diferencias estructurales encontradas dentro del *sector meridional*, este se ha dividido, a su vez, en dos subsectores diferentes.

4.2.1. Área occidental del sector meridional

Las principales estructuras de este subsector son pliegues de amplitud kilométrica que afectan tanto a las rocas devónicas como a las carboníferas y cuyas orientaciones se muestran variables a lo largo del mismo. Estos pliegues aparecen bien representados en los dos cortes realizados (Fig. 7 y Fig. 8).

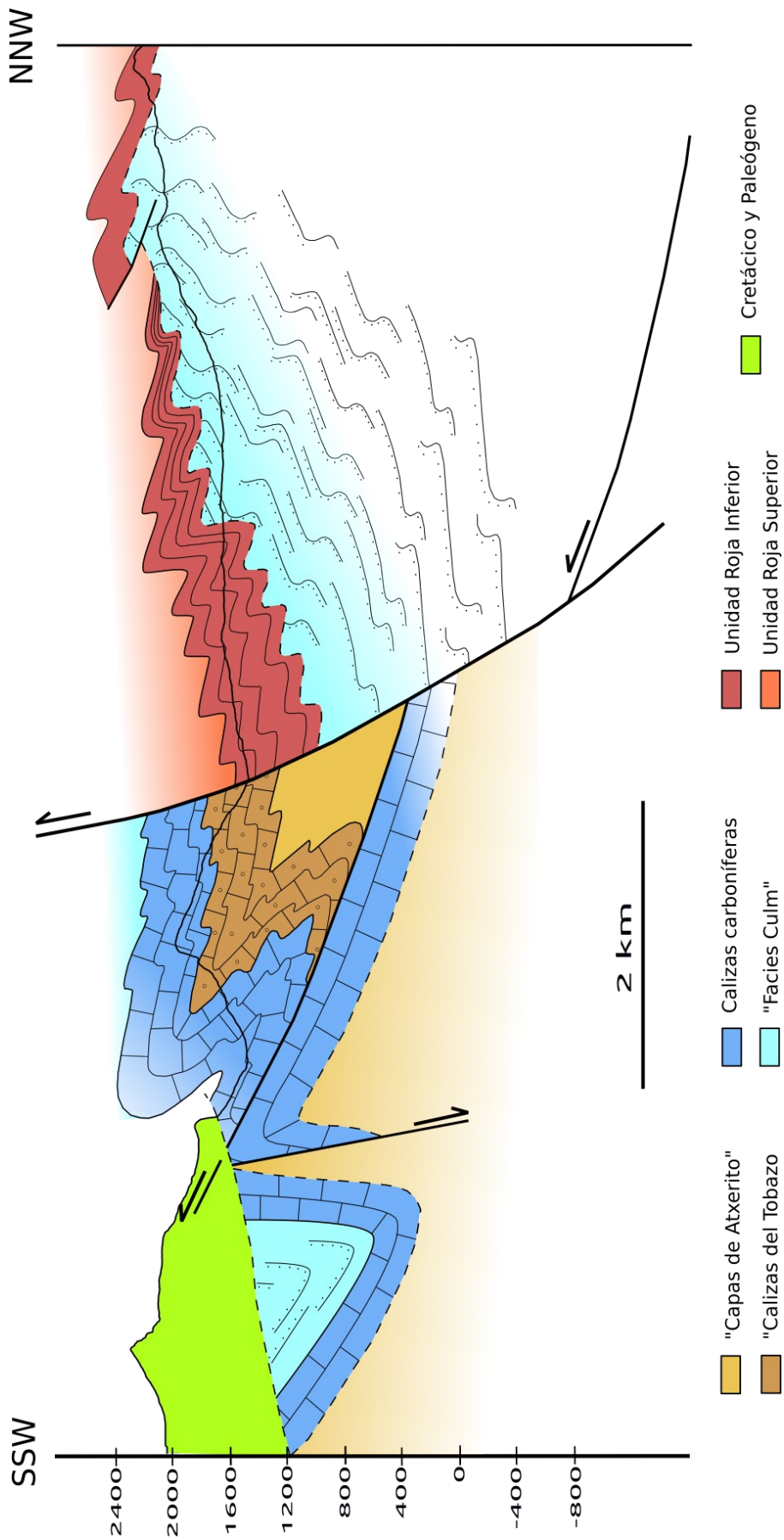


FIGURA 7. Corte geológico NNE-SSW. Ver localización en Fig. 4.

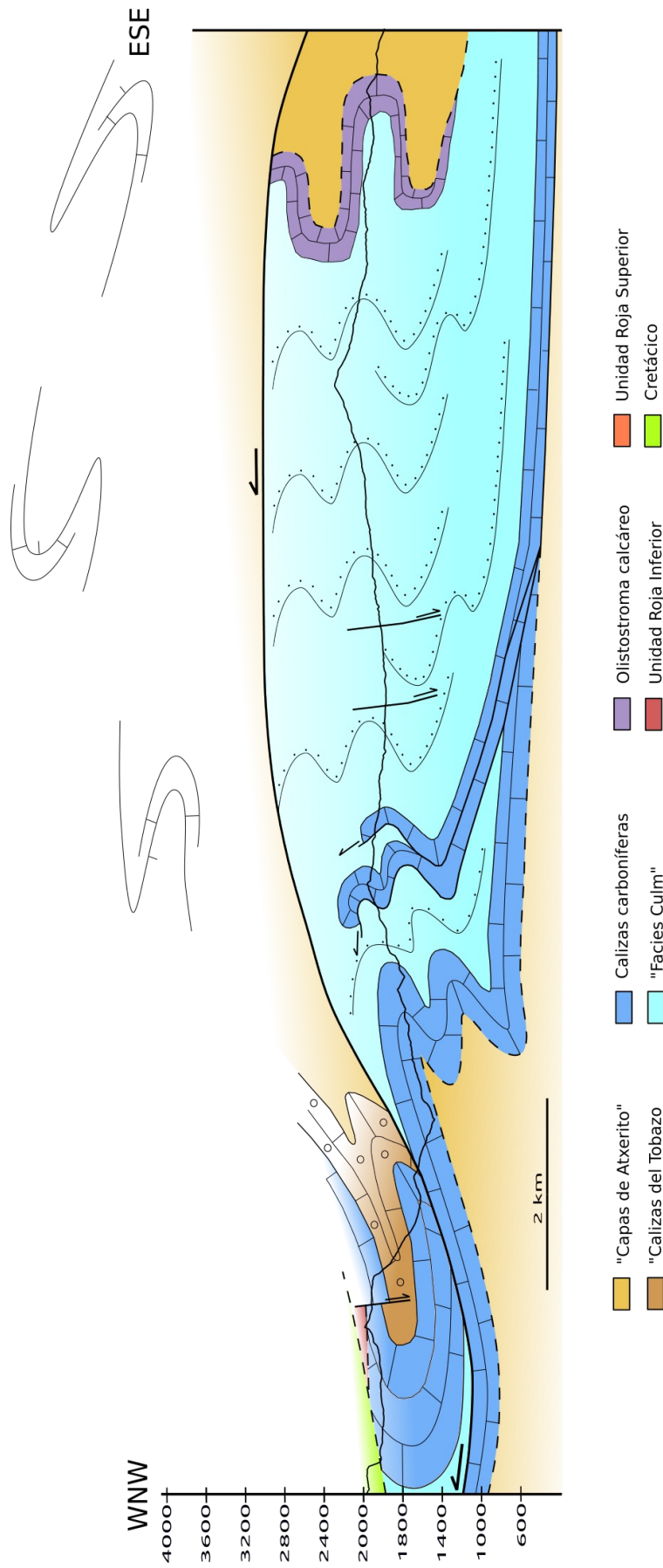


FIGURA 8. Corte geológico WNW-ESE. Ver localización en Fig. 4.

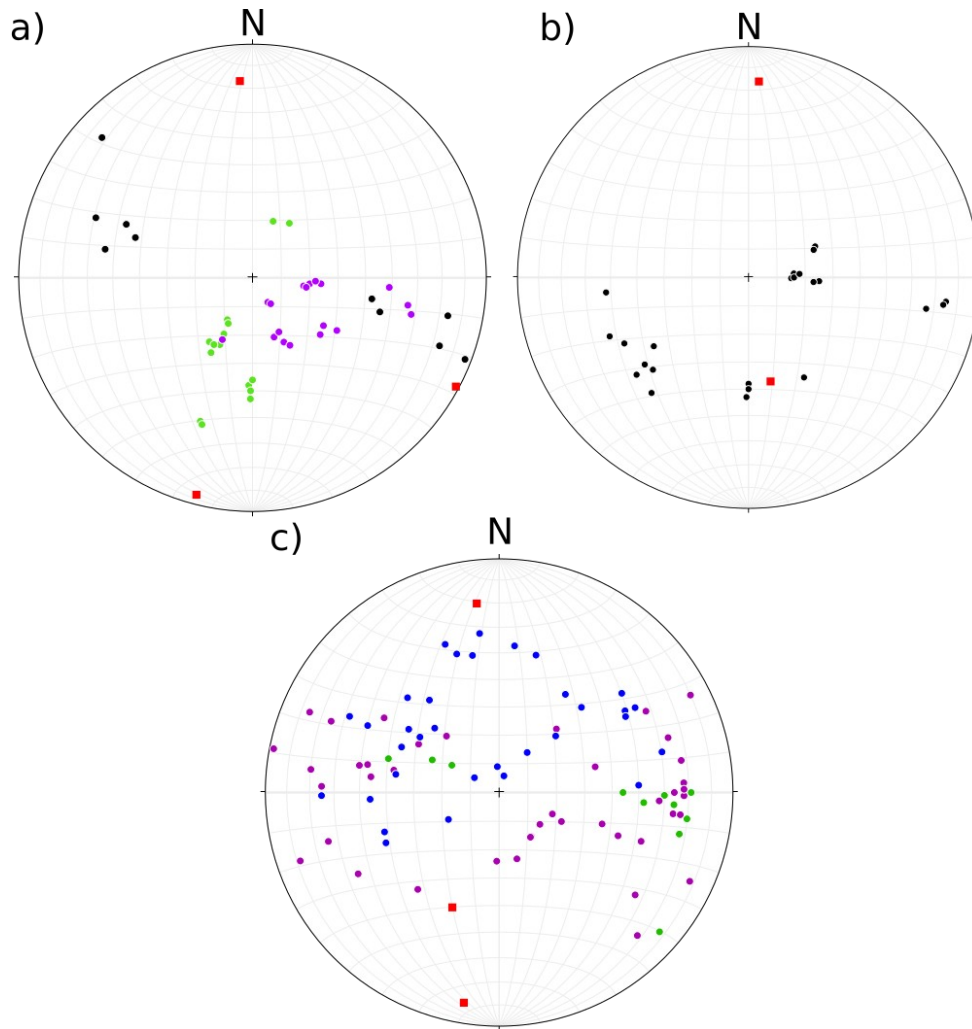


FIGURA 9. *Proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación del sector meridional. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. En a) se muestran aquellos del Monte Tobazo (en verde y lila) y los de la parte baja de la Canal Roya (en negro). En b) se representan los de las calizas devónicas en la cara sur del Monte Tobazo, deformadas por pliegues menores. Y en c) se han representado los planos de estratificación de la Canal de Izas (violeta), la zona del Cubilar de las Menorías (en azul) y del entorno del pico de Tres Hombres y el valle del Escarra (en verde). Además, también se han representado algunos ejes de pliegues mediante cuadrados rojos.*

A partir de la cartografía (Fig. 4), donde se han representado las trazas axiales de los principales pliegues, se observa, al sur, un sinclinal con dirección WNW-ESE, con las Facies Culm en el núcleo, donde se sitúa la localidad de Canfranc-Estación, y las calizas del Carbonífero inferior, seguidas por las Capas de Atxerito del Devónico, en los flancos. El flanco sur presenta buzamientos entre 30° y 40° hacia el norte, mientras que el flanco norte tiene buzamientos más altos, entre los 70° y los 80° hacia el sur. Esto

conlleva una inclinación del plano axial del sinclinal hacia el norte y, por tanto, una vergencia de la estructura hacia el sur.

Inmediatamente al norte, aflora un anticlinal que afecta a las calizas carboníferas y a las Capas de Atxerito, que se sitúan en su núcleo. En el corte WNW-ESE (Fig. 8) aparece como un anticlinal con vergencia hacia el sur, mientras que en el corte NNE-SSW (Fig. 7) aparece como un pliegue recto con dirección aproximada N-S. Esto se debe a las variaciones en la dirección de la estratificación que se dan en cada flanco. En el flanco norte presentan direcciones que van desde N090°E, en su parte sur, hasta N010°E en la parte norte, cerca del contacto con el Pérmico. Esta variación es todavía mayor en el flanco sur del anticlinal, donde los estratos de las calizas se disponen, primero, con direcciones WNW-ESE de manera paralela al sinclinal situado justo al sur, y pasan a direcciones N015°E hacia el norte (Fig. 9). Entre este anticlinal y el sinclinal ya descrito situado al sur se encuentra una falla normal en cuyo bloque superior, hundido, se sitúa el anticlinal y en el bloque inferior el sinclinal. Esta falla presenta una dirección W-E y un alto buzamiento hacia el norte.

A este anticlinal lo sigue un sinclinal que afecta también a las Calizas del Tobazo, del Devónico Medio. La zona de charnela de este sinclinal aparece cubierta en su práctica totalidad por los depósitos cuaternarios del valle de Rioseta. En la Fig. 9a, aparecen representados los datos correspondientes a la estratificación de ambos flancos del sinclinal, junto con aquellos del anticlinal situado justo al norte, con el que comparte un flanco, el cual se encuentra invertido. Este es el Anticlinal del Tobazo, el cual representa el mejor ejemplo de la superposición de pliegues que aparece en las rocas del *sector meridional*.

El Anticlinal del Tobazo (Fig. 10a) consiste en un pliegue apretado, volcado hacia el sur o hacia el SW, cuyo eje presenta una orientación N-S y una ligera inmersión hacia el norte (16, 003). El plano axial de este pliegue presenta cierto buzamiento hacia el norte o al NE. Los planos de estratificación de ambos flancos aparecen representados por sus polos en la Fig. 9. En esta figura puede observarse, en primer lugar, la presencia de gran cantidad de planos de estratificación con dirección media N120°E y buzamientos al norte entre los 15 y los 60°, así como algunos con buzamientos bajos hacia el sur. En segundo lugar, existe otra familia de planos de estratificación con direcciones N-S y NE-SW, con buzamientos hacia el oeste que van desde los 10° hasta los 60°. Todos estos

estos planos se pueden corresponder con ambos flancos del anticlinal. En cuanto a la foliación, se pueden diferenciar dos familias diferentes de planos, ambas muy poco desarrolladas, una con dirección aproximada N165°E y buzamientos cercanos a los 40° hacia el este, y otra N096°E que buza hacia el norte unos 40°. La primera familia de planos de foliación se encuentra donde la estratificación presenta direcciones N-S o NE-SW, mientras que la segunda lo hace donde los planos de estratificación se encuentran con direcciones WNW-ESE.

Tanto el Anticlinal del Tobazo como el sinclinal situado justamente al sur se encuentran en el bloque superior de un cabalgamiento, de amplitud kilométrica, con vergencia oeste, que es el responsable de que las Calizas del Tobazo devónicas aparezcan tan al oeste. Este cabalgamiento se encuentra plegado de manera que, en el valle del Aragón, su superficie se encuentra buzando, aproximadamente, hacia el noroeste (Fig. 7 y Fig. 8).

En último lugar, en la parte noroccidental del Monte Tobazo, la zona de charnela del anticlinal se ve afectada por varias fallas normales con direcciones NW-SE y N-S y altos buzamientos hacia NE y el este, respectivamente.

4.2.2. Área centro-oriental del **sector meridional**

A lo largo de la Canal de Izas y hasta la estación invernal de Formigal y el entorno del pico de Tres Hombres, las capas carboníferas, tanto las calizas como las areniscas y pizarras de las Facies Culm, afloran mostrando, predominantemente, una dirección N-S, con buzamientos tanto hacia el este como al oeste (Fig. 9c). Estas rocas presentan también una foliación tectónica con una dirección media de N100°E y buzamientos bajos tanto hacia el norte como hacia el sur. Esta foliación es bastante difusa, sobre todo en las calizas y en las areniscas de las Facies Culm. Sin embargo, en las rocas cercanas al contacto con el Pérmico, se observa una foliación tectónica más penetrativa, con dirección media N120°E y buzamientos altos hacia el norte, similar a la encontrada en los materiales pérmicos.



FIGURA 10. a) Vista general del Monte Tobazo desde el este, en la que se observa la inversión de la serie devono-carbonífera y los pliegues WNW-ESE menores. b) Pliegues menores N-S, de escala métrica, situados en la cara sur del Monte Tobazo, con foliación de plano axial subhorizontal asociada.

A partir de criterios de polaridad observados en el campo (icnitas en las areniscas, principalmente), se puede afirmar que las capas que tienen buzamientos hacia el este tienen polaridad normal, mientras que las que buzaban hacia el oeste se encuentran

invertidas. Esto es consecuencia del plegamiento de orientación N-S que afecta a todos estos materiales. Este se caracteriza por pliegues acostados, vergentes hacia el este, con amplitud kilométrica y cuyos ejes presentan una dirección media N-S, pudiendo aparecer con una ligera inmersión, tanto hacia el norte como hacia el sur (Fig. 10c). En relación a los mismos, existen pliegues menores que, al presentar también direcciones N-S y vergencia este, se pueden considerar compatibles con el plegamiento principal. Como consecuencia de las grandes dimensiones de estos pliegues y de las diferentes reologías de los materiales que deforman, se produce un plegamiento poliarmónico donde existen diferentes órdenes de longitudes de onda.

El mejor ejemplo de estos pliegues con orientación N-S es un anticlinal que aflora a lo largo de toda la Canal de Izas (Fig. 11a) y cuya traza axial se dispone paralela al valle en ambas paredes del mismo, llegando a ocultarse bajo materiales pérmicos, al norte, y cuaternarios, al sur, que no se ven afectados por el plegamiento N-S. La traza axial de este anticlinal vuelve a aparecer más al este, rodeando al pico de Tres Hombres (Fig. 11b). Aquí, aflora un potente tramo de calizas que, por su posición superior a las Facies Culm, se ha interpretado en este trabajo como un olistostroma calcáreo depositado en la parte superior de la unidad de las Facies Culm. En relación a este anticlinal se observan pliegues menores en ambos flancos del mismo (Fig. 11a), además de una menor longitud de onda en las Facies Culm en comparación con las calizas y, por tanto, una mayor cantidad de pliegues (Fig. 11c), como consecuencia del plegamiento poliarmónico ya comentado.

En el extremo suroeste de la Canal de Izas, en las calizas del Carbonífero inferior, las capas se disponen con direcciones WNW-ESE y buzamientos tanto al norte como al sur. Aquí se observa un pliegue en cofre, de amplitud decamétrica, cuyos ejes se disponen orientados WNW-ESE (Fig. 11d). Este pliegue presenta en su flanco norte, a su vez, pliegues menores con orientación similar.

En la cartografía puede observarse como, en el entorno del pico de Tres Hombres y al sur de este mismo, la discordancia que separa las pizarras de las Capas de Atxerito con las calizas carboníferas se desplaza cerca de un kilómetro hacia el oeste. Esto se debe a una falla normal de dirección WNW-ESE que coloca las Capas de Atxerito por encima de las calizas y las Facies Culm carboníferas.

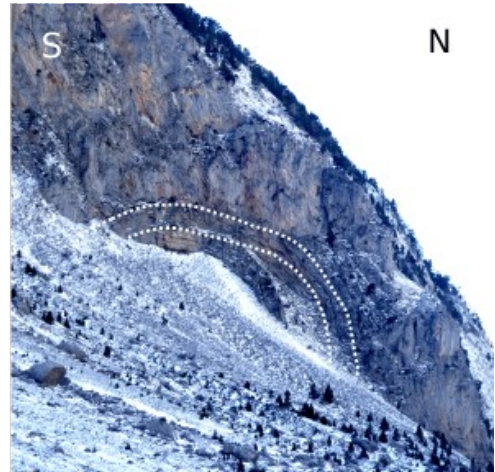
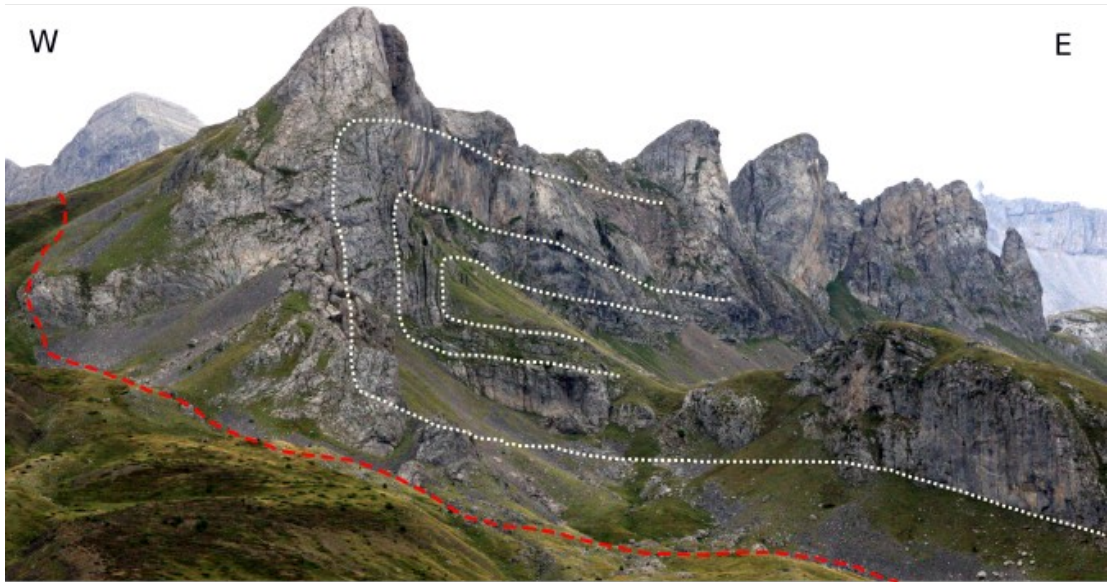
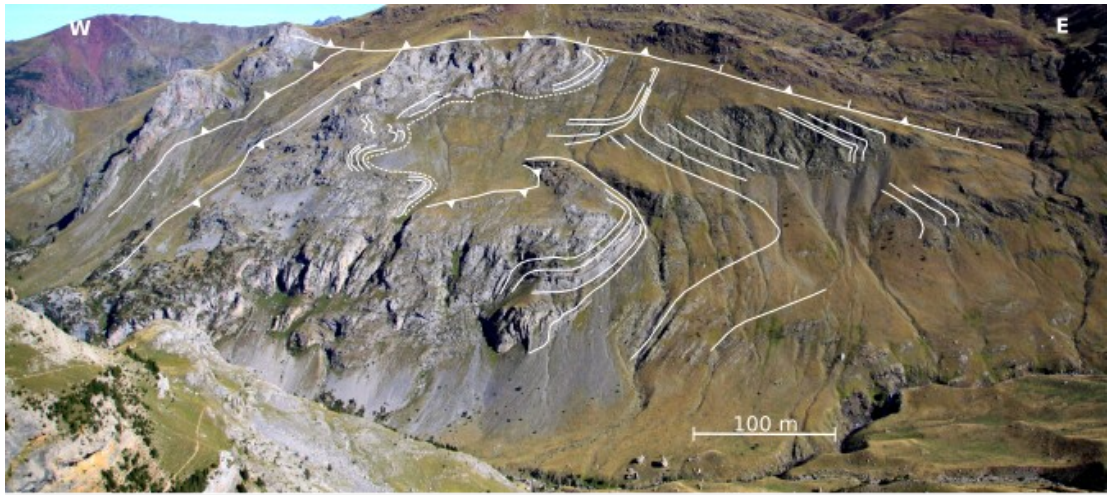


FIGURA 11. a) Pliegues y cabalgamientos con dirección N-S en la parte occidental de la Canal de Izas, deformando tanto las calizas como las Facies Culm carboníferas. b) Anticlinal deformando las calizas carboníferas discordantes sobre las Capas de Atxerito devónicas en la zona del pico de Tres Hombres y el valle del río Escarra. c) Plegamiento poliarmónico en las Facies Culm de la Canal de Izas. d) Pliegue WNW-ESE en la cara sur de la Canal de Izas deformando las calizas del Carbonífero.

En el extremo noroccidental de este subsector, en el entorno del Cubilar de las Menorías, las calizas del Carbonífero inferior se superponen sobre las Facies Culm mediante un cabalgamiento de dirección N-S y vergencia oeste (Fig. 11a). Este cabalgamiento se encuentra, a su vez, deformado por el plegamiento N-S ya comentado. Este plegamiento puede observarse también en las rocas (tanto calizas como areniscas y pizarras de las Facies Culm) del bloque inferior del cabalgamiento. Aquí también se observan evidencias de un plegamiento con orientación aproximada W-E que da lugar a variaciones en el sentido de inmersión de los pliegues N-S previos (Fig. 9c).

Por último, la parte más oriental del *sector meridional* se encuentra en contacto con las pizarras de las Capas de Atxerito del *sector septentrional*. Este contacto consiste en una falla normal, con dirección aproximada W-E y buzamiento hacia el sur, que coloca los materiales carboníferos de las Facies Culm, en el bloque superior, a la misma altura que las Capas de Atxerito del Devónico Inferior.

4.3. Estructura del *sector central*

Las potentes series vulcano-sedimentarias del Pérmico se disponen de manera discordante sobre los materiales devónicos y carboníferos pertenecientes al basamento varisco. Su estructura se ve reflejada de manera simplificada en la mitad norte del corte SSW-NNE de la Fig. 7.

En la Fig. 12 se muestran los dos esterogramas realizados a partir de los datos de direcciones de los planos de estratificación y de foliación tectónica tomados en el campo para estos materiales, tanto en la zona de Astún (Fig. 12a), al noroeste de la zona como en la zona de Anayet (Fig. 12b), en el centro de la misma. Las capas se disponen con una dirección media N110°E, orientación típicamente pirenaica, y con buzamientos tanto al norte como hacia el sur, consecuencia del plegamiento que afecta a estos materiales a lo largo de toda la zona de estudio. Estos pliegues son, en general, asimétricos, de vergencia sur, con geometrías angulares y suelen presentar un flanco normal con buzamientos bajos y otro con buzamientos altos, cercanos a la vertical y que pueden llegar a quedar invertidos. Los ejes de estos pliegues son subhorizontales y con una dirección WNW-ESE. Según sus dimensiones se pueden diferenciar pliegues principales, con longitudes de onda de varios centenares de metros, y pliegues menores

asociados a los primeros (Fig. 13a), de los que sólo algunos han sido representados en la cartografía.

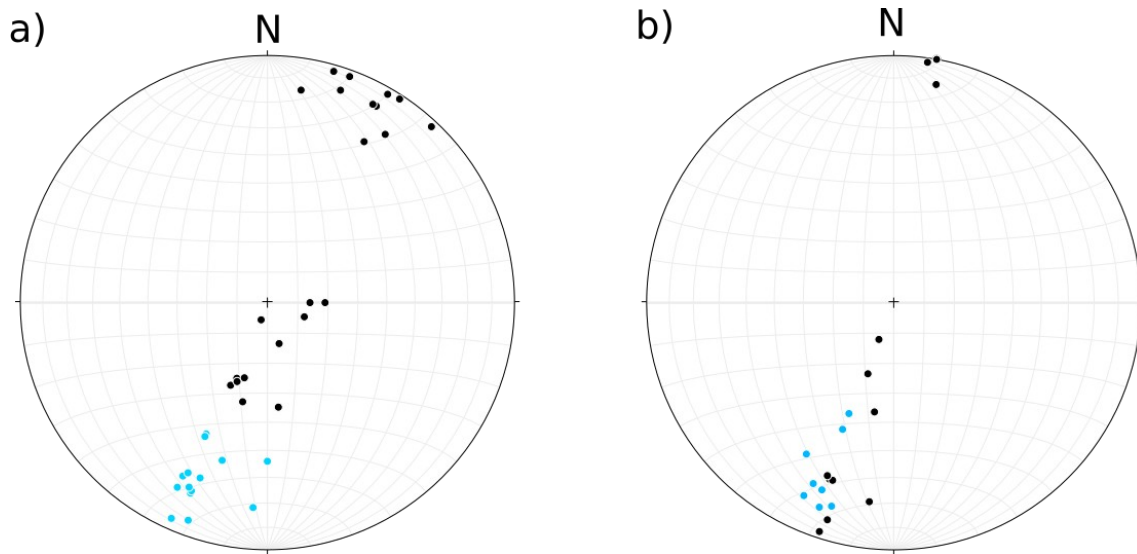


FIGURA 12. *Proyección estereográfica de los polos de los planos de estratificación (en negro) y foliación tectónica (en azul) de los materiales pérmicos en a) la zona de Astún y b) la zona situada entre la Canal de Izas y el pico Anayet. Proyección de Schmidt, hemisferio inferior.*

Todos estos pliegues llevan asociada una foliación de plano axial bien desarrollada. La dirección de esta foliación, WNW-ESE, es similar a la de la estratificación, con buzamientos hacia el norte, de manera que es paralela a los planos axiales de la mayoría de los pliegues. Se puede observar refracción de la foliación entre las capas más incompetentes (lutitas), donde presenta buzamientos altos que pueden llegar a superar los 80° , y las más competentes (areniscas y conglomerados), donde sus buzamientos suelen ser menores, entre los 40° y los 60° (Fig. 13b).

Localmente, en un flanco inverso de las rocas de la Unidad Roja Inferior situado en la Carretera de Astún, se observa un pliegue de tipo *kink-band* indicando una cizalla normal (Fig. 13c). Este pliegue presenta una orientación similar a la tendencia general de los pliegues encontrados en la serie pérmica ya descritos. Cercano a este pliegue, en un flanco normal de areniscas rojas se observa una zona de cizalla caracterizada por la foliación tectónica regional (S) y una crenulación de la laminación sedimentaria con fábrica tectónica S-C (Fig. 13d).



FIGURA 13. a) Materiales pérmicos de la Unidad Roja Superior deformados por pliegues de diferentes escalas y dispuestos sobre una discordancia que erosiona los materiales (Facies Culm) y estructuras carboníferas. b) Refracción de la foliación tectónica en las areniscas y lutitas de la URI. c) Pliegue de tipo kink-band en capas subverticales de arenisca de la URI. d) Arenisca de la URI con crenulación de la laminación sedimentaria.

Además de la falla principal que marca el límite sur de la cuenca, toda la serie pérmica aparece afectada por pequeñas fallas normales de menor tamaño y con una orientación media aproximada N-S. Estas fallas presentan altos buzamientos, tanto hacia el este como al oeste, y se observan, en relación a ellas, importantes diferencias de espesor de la serie pérmica entre ambos bloques de la falla.

4.4. Contacto entre el Pérmico y los materiales infrayacentes

Las rocas pérmicas de la zona de estudio se disponen sobre materiales devónicos y carboníferos de manera discordante en gran parte de la zona. Sin embargo, en el límite sur de los materiales pérmicos, desde la Canal de Izas hasta la zona de Candanchú existen evidencias tanto de movimiento tectónico inverso, como de metamorfismo dinámico local entre los materiales pérmicos y los correspondientes al basamento varisco infrayacente.

En la parte oriental de la Canal de Izas hacia Formigal, en la Canal Roya y en toda la zona de Astún y hacia el oeste de la misma, el contacto aparece como una discordancia angular erosiva con las rocas pérmicas dispuestas en *onlap* sobre las unidades carboníferas y devónicas. Esta discordancia erosiona los pliegues que deforman las rocas infrayacentes (Fig. 13a). La orientación de esta discordancia no se mantiene constante a lo largo de la zona de estudio, presentando buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur. Esto se debe al plegamiento que afecta a la serie pérmica suprayacente ya comentado y que, como veremos más adelante, también afecta a las rocas infrayacentes.

Desde la parte occidental de la Canal de Izas y hacia el oeste hasta quedar cubierto por materiales cuaternarios en la zona de Candanchú, al oeste del río Aragón y de la carretera N-330a, este contacto presenta evidencias de deformación tectónica y se le ha denominado como Falla de Candanchú (Cantarelli *et al.*, 2013). Los mejores afloramientos para estudiar este contacto son el del corte de la carretera, y el del Cubilar de las Menorías, al norte de la Canal de Izas, ver localización en (Fig. 4). Ambos afloramientos han sido estudiados a escala meso y microscópica.

En el corte de la carretera N-330a, en las inmediaciones de Candanchú, las lutitas, areniscas y conglomerados pérmicos de la Unidad Roja Inferior se superponen a las calizas arrecifales del Tobazo del Devónico Medio. Las primeras se disponen con

dirección N110°E, mientras que las segundas lo hacen con una dirección N010°E. El plano de falla tiene una dirección ligeramente variable entre los N090°E y los N100°E, con una estriación en las calizas subparalela a la máxima pendiente y con una ligera inclinación hacia el este. En las rocas pérmicas se observa una foliación tectónica paralela a la que afecta a toda la serie pérmica, con una dirección media N110°E y buzamientos entre los 50° y los 80° hacia el norte. Esta misma foliación aparece en las calizas coralinas devónicas del bloque inferior, pero no afecta a estas mismas rocas en afloramientos alejados del contacto. Además, se observa una recristalización en las calizas inmediatamente debajo de la superficie de falla, que forma un nivel de varios milímetros de grosor de carbonatos recristalizados donde se observa la estriación ya mencionada.

Por lo que respecta al afloramiento del Cubilar de las Menorías, se observa una intensa deformación en las rocas próximas al contacto entre la Unidad Roja Inferior del Pérmico de bloque superior y las calizas y areniscas (Facies Culm) carboníferas de bloque inferior. En primer lugar, se observa una foliación tectónica muy penetrativa, tanto en las lutitas y areniscas pérmicas como en las calizas carboníferas. Esta tiene una dirección media aproximada N110°E y buzamientos hacia el norte entre los 50 y los 70°. En las calizas, allí donde la deformación es más intensa, puede observarse una estriación tectónica muy marcada paralela a la máxima pendiente de la foliación. Entre las calizas se observan intercalaciones de cuerpos irregulares de extensión métrica de areniscas rojas del Pérmico. En estas intercalaciones y alrededor de las mismas la foliación se muestra menos penetrativa que en las áreas circundantes. Aquí también se observa, en el caso de las calizas, una intensa recristalización del material carbonatado. Sin embargo, el grosor de la zona afectada por esta recristalización es considerablemente mayor en este afloramiento, en comparación con el de la carretera N-330a, llegando a cerca del metro de anchura.

4.4.1. Microfábrica tectónica

Con el objetivo de caracterizar la microfábrica tectónica de las rocas, se han realizado varias láminas delgadas a partir de 6 muestras en el campo.

En el afloramiento de la carretera N-330a (Fig. 4) se tomó una muestra en un nivel de areniscas de color gris oscuro (PR-1) situadas en el bloque superior de la Falla de

Candanchú y, por tanto, de edad Pérmica. Al igual que el resto de rocas pérmicas y de las cercanas a la falla, presentan una intensa foliación tectónica (102, 73N). Estas rocas (Fig. 14a) están compuestas por clastos de cuarzo y filosilicatos (moscovita). Dependiendo de las proporciones de estos minerales, los clastos poseerán un comportamiento reológico más dúctil, si dominan los filosilicatos, o más frágil, si domina el cuarzo. Además, también se encuentran algunos clastos con abundante pirita.

En la lámina PR-1A, se pueden observar diversas microestructuras. El principal rasgo microestructural es una microfábrica S-C formada por una familia de planos de foliación principal (S), constituida por filosilicatos con una marcada orientación preferente, y otra familia de planos (C), más difusos y que tienden a corta a aquella foliación principal (S) y son paralelos a los planos de cizalla. Esta microfábrica lleva asociada la presencia de agregados de filosilicatos deformados con morfología sigmoidal de tipo "fish" compatibles con un sentido de cizalla sinistro (Fig. 14a), lo cual, según la posición de la muestra en el campo, indica un movimiento inverso. Los cantos de cuarzo, más resistentes a la deformación dúctil, suelen aparecer rotados pasivamente.

Del afloramiento del Cubilar de las Menorías (Fig. 4), se tomaron cinco muestras, cuatro de ellas en las calizas carboníferas (CM-2, CM-3, CM-4 y CM-5) y otra más (CM-1) de uno de los cuerpos de areniscas rojas intercalados en las calizas carboníferas. Esta última es una arenisca de grano fino compuesta principalmente por cuarzo y algunos granos de moscovita en una matriz filosilicatada, además de carbonatos concentrados en ciertas zonas como cemento esparítico rodeado de micrita y minerales opacos que se corresponden principalmente con óxidos de hierro. La microfábrica de esta roca se observa bien en la lámina CM-1A (Figs. 14b, c). Los granos de cuarzo aparecen dispersos con gran variedad de tamaños por la matriz con bordes angulosos debidos a una fracturación de los mismos. En muchos de sus bordes, así como alrededor de las zonas dominadas por carbonatos, hay evidencias de procesos de presión-disolución. La presencia de una microfábrica tipo S-C (Fig. 14c), compuesta por dos familias diferentes de planos de foliación, en amplias zonas de la matriz de la roca, indica la intervención de un mecanismo de cizalla simple con un sentido sinistro.

Las otras cuatro muestras analizadas (CM-2, CM-3, CM-4 y CM-5) tienen una composición mineralógica más simple: el principal componente es un cemento

carbonatado, principalmente micrítico, y bioclastos carbonatados intensamente recristalizados; además son frecuentes los rellenos esparíticos asociados a grietas de extensión. La matriz presenta también un alto contenido de materia orgánica y de minerales opacos (óxidos de hierro) en la matriz, además de en algunos cristales de carbonatos dispuestos en determinados niveles que forman un bandeo en las muestras CM-3, CM-4 y CM-5.

En la lámina CM-2A (Fig. 14d) se observa la foliación tectónica principal (S) en una matriz micrítica, así como grietas de extensión rellenas de esparita y juntas estilolíticas. Existen al menos tres orientaciones diferentes de las grietas de extensión. La orientación de las juntas estilolíticas es variable, pero siempre aparecen cortando a las tres familias de grietas de extensión.

Las rocas CM-3 y CM-4 son similares no sólo mineralógicamente, sino también desde un punto de vista microestructural. Como puede observarse en las láminas CM-3A y CM-4A (Figs. 14e, f, respectivamente), ambas rocas presentan dos familias de planos de foliación diferentes: una paralela a la foliación principal S ya descrita en las otras láminas, que aquí aparece con una ligera ondulación, y otra más discreta que forma un ángulo de entre 15 y 20° con la primera, definiendo una fábrica de tipo S-C', compatible con una cizalla simple sinistra. El bajo ángulo que existe entre ambas familias de planos junto con la presencia de procesos de *boudinage* en los cristales de esparita, sugiere la intervención de un mecanismo de aplastamiento intenso. En la lámina CM-3A (Fig. 14e) también se observan micropliegues muy asimétricos afectados localmente por alguna junta estilolítica.

En la lámina CM-3B (Fig. 14g), la presencia de foliación tectónica S y micropliegues que deforman las grietas esparíticas, sugieren la intervención de un mecanismo con cierta componente de cizalla simple sinistra, lo cual indica que esta lámina no es completamente perpendicular a los planos de cizalla y de movimiento. El sentido sinistro de la cizalla puede determinarse no sólo a partir de los micropliegues formados en la esparita si no también, de la geometría sigmoidal de algunos cristales de carbonato y de la geometría de micropliegues que afectan a algunas juntas estilolíticas (Fig. 14h).

En la última muestra (CM-5), la mineralogía es similar a la de las anteriores, pero con una elevada cantidad de pequeños clastos de cuarzo. En la lámina CM-5A (Fig. 14i) aparece de nuevo la foliación principal S observada en el resto de láminas. Las grietas

de extensión esparíticas aparecen plegadas y alrededor de los clastos de cuarzo hay sombras de presión, algunas de ellas con colas asimétricas. Todos los elementos de fábrica son indicadores del sentido sinistro de la cizalla. Por último, en la lámina CM-5B (Fig. 14j) se observan, además de los planos de foliación principal S, grietas de extensión y juntas estilolíticas de manera similar a lo ya comentado para la muestra CM-2 (Fig. 14c). Así, aquí también coexisten tres orientaciones para las grietas de extensión y juntas estilolíticas tardías que las cortan.

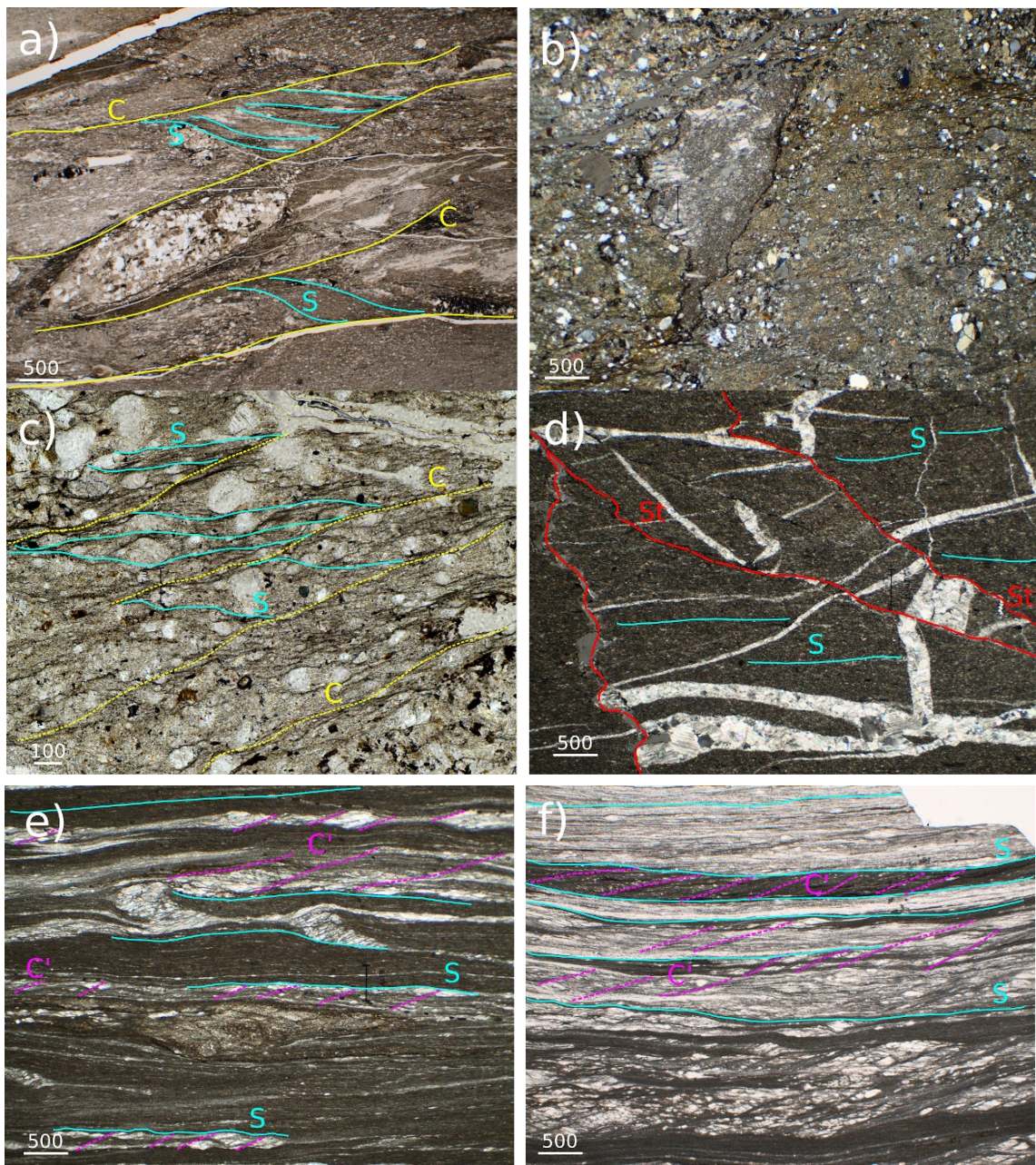


FIGURA 14. Fotografías al microscopio de las láminas a) PR-1A b y c) CM-1A, d) CM-2A, e) CM-3A y f) CM-4A. En todas ellas, el sentido de la cizalla es sinistro.

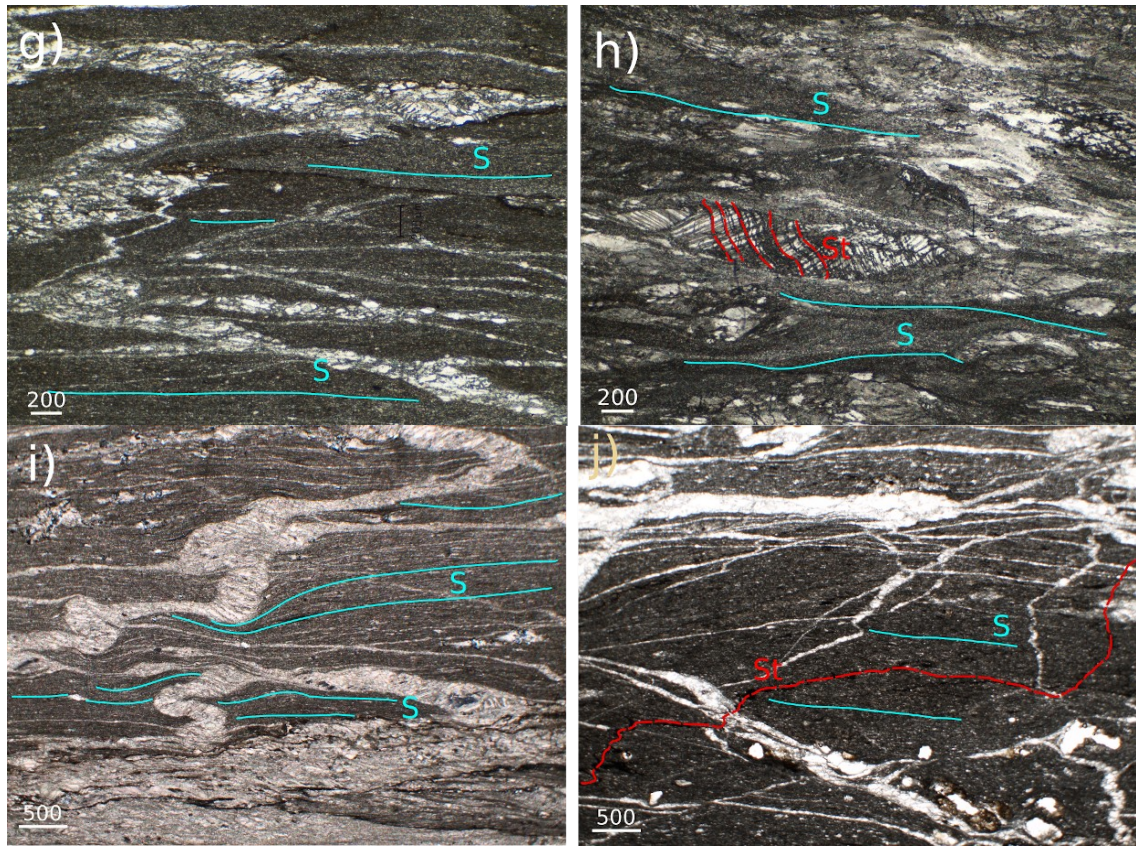


FIGURA 14 (continuación). Fotografías al microscopio de las láminas g y h) CM-3B, i) CM-5A y j) CM-5B. En todas ellas, el sentido de la cizalla es sinistral.

5. Interpretación y discusión

5.1. Interpretación estructural de la zona de estudio

A partir de las características estructurales, a distintas escalas, expuestas en este trabajo, en la zona de estudio se han podido identificar distintas fases de deformación. Las rocas de las series devónica y carbonífera están afectadas tanto por la deformación varisca como por la alpina, mientras que las rocas pérmicas del *sector central* se encuentran deformadas, únicamente, por las estructuras tardi- y post- variscas y la compresión alpina.

5.1.1. Deformación compresiva varisca

Las rocas de edad devónica y carbonífera de la zona de estudio aparecen afectadas por una foliación tectónica (S_1) poco desarrollada, cuya dirección predominante se encuentra en torno a N100°E. Esta foliación, esencialmente subhorizontal y con ligeros

buzamientos tanto hacia el norte como hacia el sur, es la principal en las rocas de los sectores *septentrional* y *meridional* y está asociada a pliegues de dirección predominante N-S, que varía hacia NW-SE. Estos pliegues (P_1) pueden aparecer acostados y presentar vergencia hacia el este (Anticlinal de Izas), hacia el oeste o SW (Anticlinal del Tobazo) o ser rectos. Los cabalgamientos encontrados en la parte más occidental de la Canal de Izas, así como el del Tobazo, presentan vergencia hacia el oeste o SW y están relacionados con los pliegues de misma vergencia. Estos cabalgamientos se encuentran deformados por los pliegues de vergencia este. De este modo, la deformación comenzaría con una vergencia hacia el oeste y pasaría, gradualmente y como consecuencia de alguna dificultad en la propagación de la deformación hacia el antepaís, es decir, hacia el oeste, o del propio engrosamiento cortical resultante de la orogenia, a tener una vergencia al este, generándose los pliegues de la Canal de Izas, en el *sector meridional*, y deformando las estructuras ya generadas, siendo el ejemplo más claro el de los cabalgamientos de la parte noroccidental de la Canal de Izas. Ya que la orientación de estos pliegues con retrovergenza hacia al este sigue siendo N-S, al igual que la de los pliegues con vergencia oeste, cabe suponer que ambos conjuntos de estructuras se generaron bajo un régimen de deformación similar, es decir, un acortamiento E-W. Así, todas estas estructuras pertenecerían a la misma fase de deformación compresiva D_1 .

En este trabajo no se han encontrado evidencias de la segunda fase de deformación varisca descrita por Valero (1974), Müller y Roger (1977), Ríos *et al.* (1987) y Ternet *et al.* (2004). Según estos autores, después de una primera fase de deformación caracterizada por los pliegues de escala kilométrica y dirección N-S, bien representados en la zona de estudio del presente trabajo, actuó una segunda fase, o fase principal, a la que se asociarían pliegues con orientación WNW-ESE, vergencia sur, isoclinales, de amplitud decamétrica a hectométrica, que deformarían los flancos de los anticlinorios y sinclinorios previos (Müller y Roger, 1977). Por el contrario, según Rodríguez-Méndez (2011), esta segunda generación de pliegues afecta a diques básicos intruídos en las calizas devónicas. Estos diques fueron datados por esta autora, obteniendo una edad Pérmico Superior ($259,2 \pm 3.2$ Ma) (U-Pb SHRIMP sobre Zr). De este modo, según esta autora y tal y como ya propusieron anteriormente Teixell y García-Sansegundo (1994a, b) y Matte (2002), existiría una única fase de deformación varisca D_1 , caracterizada por

pliegues kilométricos, acostados, con dirección N-S y foliación de plano axial (S_1) poco o nada desarrollada. A esta deformación varisca (en la que habría que incluir los pliegues N-S con las dos vergencias encontrados en este trabajo) se le superpone la segunda fase de estructuras de origen alpino y caracterizada por pliegues de orientación WNW-ESE, vergentes al sur y con esquistosidad de flujo asociada bien desarrollada.

Recientemente, en un estudio estructural y magnético de la intrusión granítica de Eaux-Chaudes, al norte de la zona de estudio, Izquierdo-Llavall *et al.* (2012), además de la primera generación de estructuras variscas, distinguen una segunda fase de deformación. Esta se caracteriza por pliegues de dirección E-W, subverticales y vergentes al sur, con foliación de plano axial asociada, la cual, en las proximidades del granito de Eaux-Chaudes, cambia suavemente su orientación, adaptándose a la geometría de la intrusión. Esto último es indicativo de que esta segunda fase de deformación es de origen varisco, previa al emplazamiento de la intrusión de Eaux-Chaudes en los últimos estadios de la Orogenia Varisca. Según esta autora, esta foliación tectónica con dirección E-W es la predominante en la zona de Eaux-Chaudes. Esto no se corresponde con lo ya comentado en el presente trabajo, donde la foliación tectónica con dirección WNW-ESE y altos buzamientos hacia el norte es de claro origen alpino, apareciendo únicamente en las rocas posteriores a la Orogenia Varisca y en determinados afloramientos de rocas pertenecientes al basamento varisco. Esto puede tener implicaciones en un gradiente N-S de la estructura varisca o bien en el hecho de que los cabalgamientos originados durante la compresión alpina (cabalgamientos con desplazamiento plurikilométrico de Eaux-Chaudes y Gavarnie, por ejemplo) han puesto en contacto dominios que inicialmente estaban más alejados.

5.1.2 Fase extensiva tardi- y post-varisca

A lo largo de toda la zona de estudio se han reconocido estructuras de carácter extensional consecuencia del proceso de *rifting* que tuvo lugar a finales del Carbonífero (Estefaniense) y durante el Pérmico, el cual dió lugar a la formación de las cuencas pérmicas intramontañosas, como la de Aragón-Béarn. La parte más oriental de esta cuenca, denominada como subcuenca de Sallent de Gállego (Cantarelli *et al.*, 2013) o como de Anayet (Rodríguez-Mendez *et al.*, 2016), aflora en la zona de estudio, constituyendo el aquí denominado *sector central*.

En este trabajo y de acuerdo con Rodríguez-Méndez *et al.* (2016), se han reconocido tres sistemas de fallas diferentes: uno con dirección WNW-ESE, otro N050°E y un tercero N-S. Entre las fallas con dirección WNW-ESE y altos buzamientos hacia el norte o hacia el sur se encuentran (i) la que separa los sectores *septentrional* y *meridional*, poniendo en contacto el Devónico del primero con el Carbonífero del segundo, en la parte más oriental de la zona de estudio, y (ii) la Falla de Candanchú, la cual constituye el límite de la subcuenca de Sallent de Gállego por el sur y ha sido reactivada como falla inversa durante la compresión alpina. Estas fallas han sido interpretadas como fallas de desgarre profundas cuya actividad ocasionó un régimen de *pull-apart* y la subsidencia que permitiría el depósito de los primeros depósitos de la subcuenca de Sallent de Gállego. Además, este sistema de fallas permitió el ascenso del magma, ocasionando el alineamiento WNW-ESE de las rocas volcánicas (Rodríguez-Mendez *et al.*, 2016).

Las fallas con dirección N050°E presentan un movimiento normal, con buzamiento hacia el NW y se conectan con las de dirección WNW-ESE, compartimentando la cuenca de *pull-apart*. De esta manera, estas fallas condicionan la sedimentación de la cuenca, de modo que sus materiales más antiguos aparecen únicamente en su parte más oriental, tal y como aparece representado en la cartografía (Fig. 4). Estas fallas han sido interpretadas como fracturas pre-Estefanienses reactivadas durante la extensión tardi- a post-varisca del varisco pirenaico (Rodríguez-Mendez *et al.*, 2016).

Por último, las fallas normales con dirección aproximada N-S y buzamientos subverticales tanto al este como al oeste, cortan al resto de estructuras, al menos, a la Falla de Candanchú, ocasionando que, hacia el centro de la Canal de Izas, dicha falla deje de poner en contacto el Pérmico con el Carbonífero, quedando desplazada hacia el sur, entre las rocas de las Facies Culm. Esto, además de que se pueden encontrar más al sur deformando los materiales cretácicos y eocenos de las Sierras Interiores, lleva a suponer que este sistema de fallas normales con dirección N-S está relacionado con las últimas etapas de la Orogenia Alpina (Rodríguez-Mendez *et al.*, 2016) y no con la formación de las cuencas pérmicas.

5.1.3. Deformación alpina

Todas las rocas de la zona de estudio (exceptuando los depósitos cuaternarios) son más antiguas que la compresión alpina y, por tanto se encuentran deformadas por la misma. Esta compresión generó, en primer lugar, una intensa foliación tectónica S_2 con dirección WNW-ESE y altos buzamientos hacia el norte. Esta foliación afecta principalmente a las rocas de edad pérmica del *sector central*, pero también, en diversas localizaciones, a las rocas devono-carboníferas de los sectores *septentrional* y *meridional*.

En las rocas del basamento varisco, la foliación S_2 afecta principalmente a las rocas próximas a la Falla de Candanchú, allí donde esta las dispone en contacto con el Pérmico. Además, también se puede observar en las calizas devónicas y carboníferas del Monte Tobazo y en diversos afloramientos de las Facies Culm, como en la zona de Astún y hacia la Canal Roya. En el caso del Tobazo, la foliación S_2 se encuentra asociada a los pliegues menores P_2 con orientación WNW-ESE, que deforman el anticlinal principal P_1 de origen varisco. Este pliegue presenta un plano axial subparalelo a la S_2 , lo cual se interpreta, como ya hicieron Teixell y García-Sansegundo (1994a), como la reorientación y reaplastamiento del propio Anticlinal del Tobazo durante la D_2 , de manera que la nueva foliación tectónica S_2 se superimpuso a él, cortando la S_1 , con dirección N-S. Además, la D_2 también genera pliegues menores P_2 que se superponen de manera oblicua al plegamiento P_1 . Por sus características geométricas, esta superposición se puede clasificar como de tipo 2 de Ramsay (1967). La S_2 aparece también en las rocas de las Facies Culm del entorno de la estación invernal de Astún. Aquí las rocas aparecen formando un sinclinal P_1 de amplitud kilométrica, con orientación N125°E, tumbado y con vergencia SW. Debido a que la dirección de las capas de este pliegue, es cercana a la orientación predominante WNW-ESE de las estructuras alpinas, durante la compresión alpina D_2 , la foliación S_2 se pudo superimponer con mayor facilidad que allí donde las rocas del basamento presentan direcciones N-S.

Además, la deformación alpina D_2 se manifiesta en las rocas del basamento varisco en forma de pliegues con dirección WNW-ESE. Tal es el caso del antiforme en cofre que aparece en las calizas carboníferas del extremo suroeste de la Canal de Izas, deformando el flanco inverso del Anticlinal de Izas, de origen varisco (P_1). En la zona del Cubilar de las Menorías, al noroeste de la Canal de Izas, el plegamiento P_2 provoca

cambios de norte a sur en la inmersión de los ejes de los pliegues P_1 variscos, con dirección N-S, generando una superposición de pliegues de tipo 2 de Ramsay (1967). Este tipo de superposición de pliegues también se puede observar en el valle del Aragón, donde a los pliegues variscos P_1 ejes N-S, como el Anticlinal del Tobazo, se les superponen pliegues P_2 alpinos con dirección WNW-ESE, lo que genera los cambios de orientación de los ejes de los primeros. La formación de pliegues P_2 con dirección WNW-ESE, en las rocas del basamento varisco, se ve fuertemente condicionada por la estructura varisca previa. Así, las zonas de charnela de los pliegues P_1 , donde la estratificación se muestra subvertical y con dirección N-S, no se generan pliegues alpinos P_2 , mientras que los flancos de los pliegues P_1 , subhorizontales, son fácilmente deformables por la compresión alpina D_2 y permiten la generación de nuevos pliegues, como el encontrado en las calizas carboníferas del flanco inverso del Anticlinal de Izas.

En definitiva, en lo que respecta a la estructura del basamento varisco y teniendo en cuenta lo ya comentado, en las rocas del Devónico y del Carbonífero se pueden distinguir dos fases de deformación diferentes. La primera D_1 , de origen varisco, se corresponde con la generación de cabalgamientos con vergencia hacia el oeste y pliegues N-S con foliación de plano axial poco desarrollada ya descrita. Debido a que no se han encontrado evidencias de una fase de deformación varisca posterior, la segunda fase de deformación D_2 , sería originada por la compresión alpina, estando de acuerdo con lo propuesto en los trabajos anteriores de Teixell y García-Sansegundo (1994a, b), Matte (2002) y Rodríguez-Méndez (2011).

La deformación alpina es más evidente y se encuentra mejor desarrollada en los materiales pérmicos del *sector central* o de la subcuenca de Sallent de Gállego, ya que estos, al ser posteriores a la deformación varisca D_1 , se encontraban subhorizontales y prácticamente sin deformar al comenzar la compresión alpina D_2 . La foliación tectónica S_2 puede apreciarse a lo largo de todo el *sector central*, estando asociada a pliegues P_2 , con dirección WNW-ESE.

5.2. Interpretación estructural de la Falla de Candanchú

La Falla de Candanchú se dispone aproximadamente con una dirección WNW-ESE, siguiendo la dirección de las principales estructuras alpinas de la Cordillera Pirenaica, con un buzamiento hacia el norte variable entre 50° y 80° . Como ya se ha comentado,

esta falla supone el límite sur de la subcuenca de Sallent de Gállego, parte oriental de la cuenca pérmica de Aragón-Béarn. En la zona de estudio, la Falla de Candanchú pone en contacto las rocas pérmicas del *sector central* con los materiales devónicos y carboníferos del *sector meridional*. Las rocas cercanas a esta falla presentan evidencias de un mecanismo de aplastamiento intenso, de manera que la foliación S₂ es más penetrativa para las rocas pérmicas y aparece en las rocas del basamento varisco. A partir del estudio de la microfábrica tectónica de diferentes muestras de la zona de falla, se ha determinado que, además del intenso aplastamiento, existen evidencias de cizalla simple con movimiento inverso, donde son comunes las fábricas S-C y S-C', estructuras de peces de mica (*mica fish*), cristales cizallados, *boudinage* y sombras de presión con colas asimétricas. A pesar de que el sentido de movimiento es inverso, el bloque superior de la falla está formado por materiales pérmicos más recientes que los del bloque inferior, de edad devónica y carbonífera. Esto indica que durante la compresión alpina D₂ no se llegó a producir la inversión total de la cuenca pérmica sobre la Falla de Candanchú (como ocurriría en el modelo clásico de inversión tectónica de Cooper *et al.* (1989), sino que esta falla bloquearía los desplazamientos hacia el sur mediante un efecto de contrafuerte o *buttressing*. Esto dio lugar a una acusada localización de la deformación junto a la superficie de la falla, una intensa deformación interna y una zona de cizalla con un espesor inusual en comparación con otros cabalgamientos alpinos.

La alta concentración de fracturas en las calizas devónicas y carboníferas del bloque inferior próximas a la superficie de la Falla de Candanchú fue interpretada por Rodríguez-Méndez (2011), para el afloramiento de la carretera N-330a, como un estadio de deformación previo a la formación de una falla de atajo (*shortcut fault*) en el bloque inferior (Gillcrist *et al.*, 1987; Coward, 1994). Esta interpretación también es coherente con lo observado en el afloramiento del Cubilar de las Menorías, donde la generación de una de estas fallas de atajo daría lugar al depósito de areniscas pérmicas intercaladas entre las calizas carboníferas del bloque inferior y a la generación la alta concentración de grietas de extensión observada.

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo y de lo aquí comentado, se puede establecer un esquema de localización estructural de las diferentes muestras estudiadas con respecto a la superficie de la Falla de Candanchú, en función del diferente grado de deformación observado en cada una y teniendo en cuenta la composición mineralógica

de las mismas (Fig. 15). En primer lugar, la muestra CM-1 consiste en una arenisca de origen pérmico que, por las evidencias de microfábrica encontradas de fracturación frágil y de flujo cataclástico, se puede incluir dentro del grupo de las cataclasitas. Este flujo cataclástico es consecuencia de la cizalla simple que afecta a la roca y que, como se deduce a partir de la geometría de la microfábrica S-C y de las sombras de presión, presenta un sentido de movimiento inverso. Esta roca se encontraba situada en una de las intercalaciones de areniscas pérmicas entre las calizas carboníferas de bloque inferior. En las calizas próximas a esta intercalación de areniscas (muestra CM-2), se observan evidencias de la fracturación frágil ya comentada, consecuencia de la formación de una falla de atajo o (*shortcut fault*) en el bloque inferior de la falla. Estas rocas también se vieron afectadas, posteriormente, por la compresión alpina, formándose las juntas estilolíticas que cortan las grietas de extensión previas. Las muestras CM-3 y CM-4 son las que presentan el mayor grado de deformación, tanto por aplastamiento como por cizalla simple. Ambos mecanismos de deformación dan lugar, conjuntamente, a una microfábrica S-C' o de crenulación extensional en la que ambas familias de planos forman un ángulo de entre 15° y 20°. Esta microfábrica S-C' y el resto de microestructuras encontradas en estas rocas son indicativas, de nuevo, del sentido de movimiento inverso de la cizalla. El alto grado de deformación observado en ambas muestras se puede interpretar como indicativo de que estas rocas eran las más próximas a la superficie de falla y que, por tanto, se vieron más afectadas por el aplastamiento y la cizalla que el resto de las rocas analizadas. La muestra CM-5 fue recogida a partir de unas calizas situadas entre la intercalación de areniscas pérmicas (muestra CM-1) y la localización de las muestras CM-3 y CM-4, más próximas al plano de la falla principal. De esta manera, presenta un grado de deformación intermedio entre estas y la muestra CM-2. Por un lado, en esta muestra también pueden observarse las mismas familias de grietas de extensión, pero, en este caso, aparecen formando micropliegues, debido a que la intensidad de la cizalla dúctil es mayor que en la muestra CM-2. Al igual que ocurre en el resto de muestras, los marcadores del sentido de cizalla encontrados en la CM-5 indican un movimiento inverso. Debido a la intensa deformación, asociada a la intervención de un mecanismo combinado de aplastamiento y cizalla dúctil, que afecta a las muestras CM-3, CM-4 y CM-5, estas rocas pueden clasificarse, desde un punto de vista estructural, como milonitas. Finalmente, la muestra PR-1, recogida en el

afloramiento de la carretera N-330a, se corresponde con una arenisca del Pérmico, de la Unidad Roja Inferior, situada en el bloque superior de la Falla de Candanchú. En este afloramiento la zona de falla presenta un menor espesor que en el del Cubilar de las Menorías, pero también presenta evidencias de una intensa cizalla simple y de movimiento inverso.

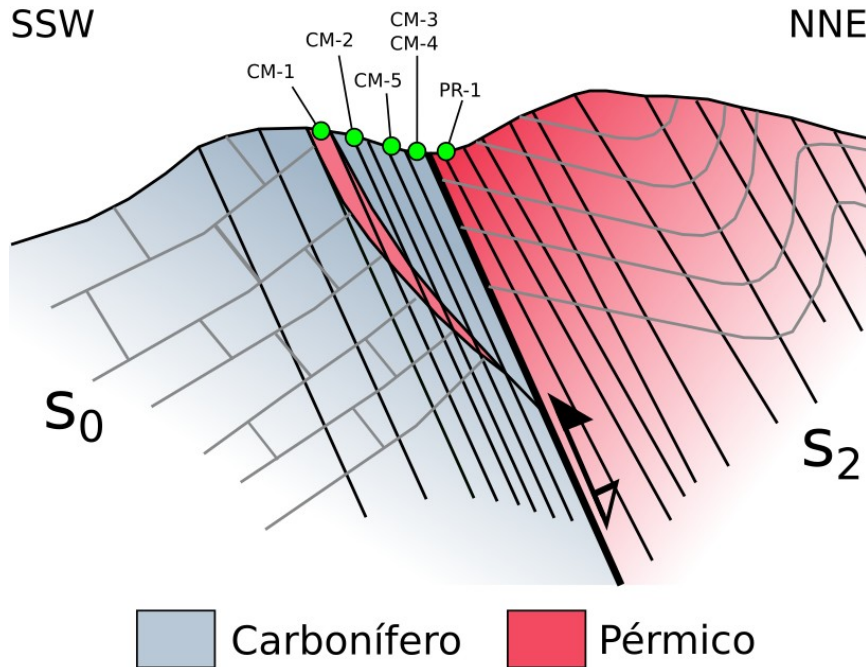


FIGURA 15. Esquema de la Falla de Candanchú en el que se ha situado la localización de cada muestra.

5.3. Evolución tectónica

La evolución tectónica de la región estudiada conlleva una serie de procesos, que comienzan con la sedimentación de los materiales de edad Devónica y Carbonífera. Los últimos depósitos del Carbonífero y del basamento varisco se corresponden con la alternancia de areniscas y lutitas en Facies Culm, las cuales han sido interpretadas como un flysch depositado en sistemas de abanicos de aguas profundas desde facies de talud, cañón y abanico (Devolvé et al., 1996). 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. Del mismo modo, la base de estos materiales tiene una mayor edad hacia el norte que hacia el sur, variando desde el Namuriense en el entorno del Midi d'Ossau, al norte de la zona de estudio, hasta el Westfaliense A, en la zona del Anayet (Devolvé et al., 1993) y, por tanto en la zona de estudio. 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). Por encima de estos materiales no existe registro hasta el Estefaniense-Pérmico, que aparece discordante. Así, en el lapso de tiempo comprendido entre el comienzo de la sedimentación de las rocas en Facies Culm y el Estefaniense-Pérmico se produce la deformación de los materiales devono-carboníferos. Esta deformación se manifiesta en la zona de estudio por una primera fase de deformación D_1 caracterizada por pliegues P_1 N-S, acostados, con vergencia oeste o SW, con foliación de plano axial S_1 poco desarrollada y asociados a un sistema de cabalgamientos con vergencia oeste. Ejemplos de estos pliegues son el Anticlinal del Tobazo y el sinclinal que afecta a las Facies Culm en la zona de Astún. En las etapas finales de esta fase de deformación D_1 , se generan nuevos pliegues N-S, acostados y con foliación S_1 asociada, pero con vergencia hacia el este, consecuencia de alguna dificultad en la propagación de la deformación hacia el oeste, es decir, hacia la cuenca de antepaís del orógeno. El mejor ejemplo de estos pliegues con vergencia hacia el este es el Anticlinal de Izas, el cual deforma los cabalgamientos con vergencia oeste previos.

En las etapas finales de la Orogenia Varisca, al final del Estefaniense, comienza un proceso transtensivo que daría lugar a la generación de cuencas intramontañosas de *pull-apart*, que posteriormente se vería afectadas por la tectónica extensional relacionada con la ruptura de Pangea y la apertura del Neotethys (Arthaud y Matte, 1977; Ziegler, 1988; Stampfli, 1996). Estas cuencas tienen una sedimentación fundamentalmente detrítica y un magmatismo básico (Lago et al., 2004). Una de estas cuencas pérmicas es la de Aragón-Béarn, cuya parte oriental, la subcuenca de Sallent de Gállego, aflora a lo largo de toda la zona de estudio en el denominado *sector central*. La Falla de Candanchú, la cual limita dicha subcuenca por el sur y presenta una dirección WNW-ESE y un buzamiento alto hacia el norte, consistiría en la falla de borde del sistema de *pull-apart* que generó la cuenca, teniendo un movimiento normal con una importante componente direccional. Además también se generaron fallas normales, aproximadamente perpendiculares, típicas de las cuencas con estructura *pull-apart*.

Por último, desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno Inferior, se produce la compresión alpina que dio lugar a la formación de la Cordillera Pirenaica y a la exhumación del basamento varisco en la Zona Axial. Durante esta fase de deformación D_2 se forman pliegues P_2 con dirección WNW-ESE y vergencia hacia el sur, que se superponen a las estructuras variscas previas (D_1) y deforman la serie pérmica. Estos pliegues suelen llevar asociada una foliación de plano axial S_2 . La cuenca de Aragón-Béarn y, más concretamente, la subcuenca de Sallent de Gállego, sufre un proceso de inversión positiva. Este proceso se ve limitado por el alto buzamiento de la Falla de Candanchú, contra la cual se produce el aplastamiento de los materiales pérmicos (*buttressing*). Este aplastamiento es el responsable, a su vez, de la intensa deformación observada en las cercanías de la Falla de Candanchú, tanto en materiales pérmicos, situados en el bloque superior, como en las rocas devono-carboníferas, de bloque inferior.

6. Conclusiones

En lo referente a la deformación varisca, en la zona de estudio, se ha reconocido una única fase de compresión D_1 , caracterizada por cabalgamientos con vergencia oeste y pliegues (P_1) N-S a NW-SE, con foliación (S_1) de plano axial poco desarrollada. Los pliegues pueden presentar vergencia hacia el oeste, estando asociados a los cabalgamientos, o una retrovergenza hacia el este. Esta retrovergenza se puede deber a la dificultad para la propagación de la deformación hacia el oeste, o al propio engrosamiento cortical resultante de la orogenia.

La deformación con directrices WNW-ESE (D_2), que afecta a las rocas del basamento varisco y que se superpone a las estructuras previas (D_1), se ha considerado de origen alpino, debido a que no se han encontrado evidencias de su origen varisco y a que su foliación tectónica principal (S_2) es más intensa en rocas cercanas a la Falla de Candanchú, reactivada como cabalgamiento durante la compresión alpina, y es similar a la foliación tectónica encontrada en los materiales pérmicos del *sector central*, la cual solamente puede haber sido formada durante la compresión alpina. Esta deformación, en el basamento varisco, está fuertemente controlada por la estructura varisca previa.

La subcuenca de origen pérmico de Sallent de Gallégo sufrió un proceso de inversión positiva, durante la compresión alpina, a favor de la Falla de Candanchú, la cual supone

el límite meridional de la cuenca. Durante este proceso, aunque no se completó la inversión total de la cuenca, las rocas cercanas a la Falla de Candanchú se vieron afectadas por cizalla ductil con sentido del movimiento inverso y por un intenso aplastamiento contra la falla (efecto contrafuerte o *buttressing*). Según la litología de las rocas y el grado de deformación observado en las rocas de la zona de falla, éstas se han podido clasificar, desde un punto de vista estructural, como cataclasitas o como milonitas.

BIBLIOGRAFÍA

- Arenas, R., Farias, P. y Gallastegui, G. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras Os Montes. En: II Congreso Geológico de España, Granada, 2: 75-84.
- 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.
- Autran, A., Carreras, J., Durand-Delga, M. y Laumonier, B. (1996): Conclusions. En: Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. Vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien (A. Barnolas y J. C. Chiron, eds.). BRGM-ITGE, Orleans, 679-693.
- Azambre, B., Rossy, M., y Albarede, F. (1992): Petrology of the alkaline magmatism from the Cretaceous North-Pyrenean rift zone (France and Spain). European Journal of Mineralogy, 813-834.
- Barnolas, A. y Chiron, J. C. (1996): Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. Vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien, Édition BRGM-ITGE, Orleans, 729 p.
- Bezançon, J. P. (1964): Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale des massifs granitiques de Cauterets et des Eaux-Chaudes, Pyrénées centrales. Tesis Doctoral.

- Bixel, F. y Lucas, C. (1983): Magmatisme, tectonique et sédimentation dans le fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, 24: 329-342.
- Bixel, F., Muller, J. y Roger, P. (1985): Carte géologique du Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du rio Gállego, 1:25.000, Institut de Géodinamique, Université de Bordeaux, 54 p.
- Boillot, G. (1986): Comparison between the Galicia and Aquitania margins. *Tectonophysics*, 129: 243-255.
- Bosch, G.V., Teixell, A., Jolivet, M., Labaume, P., Stockli, D., Domènech, M. y 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.
- Briqueu, L., e Innocent, C. (1993): Datation U/Pb sur zircon et géochimie isotopique Sr et Nd du volcanisme permien des Pyrénées occidentales (Ossau et Anayet). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 316 (5): 623-628.
- Brun, J.P. y Burg, J.P. (1982): Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc-A corner effect during continental collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 61 (2): 319-332.
- 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. *Italian Journal of Geosciences*, 132(3), 443-462.
- Capote, R. y Carbó, A. (1983): La evolución tectónica de los dominios de la plataforma e intermedios. En: *Geología de España* (Jubilar JM Rios, editor), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 37-47.
- Carracedo-Sánchez, M., Sarrionandia, F., y Juteau, T. (2012): El vulcanismo submarine de Edad Cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica. *Revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 16: 260-267.
- Carreras, J. (1975): Las deformaciones tardi-hercínicas en el litoral septentrional de la península de Cabo Creus (Prov. Gerona, España): la génesis de las bandas miloníticas, *Acta Geológica Hispánica*, 10, 109-115.

- Carreras, J. y Capella, I. (1994): Tectonic Levels in the Paleozoic Basement of the Pyrenees – a Review and a New Interpretation. *Journal of Structural Geology*, 16: 1509-1524.
- Choukroune, P. (1976): Strain Patterns in the Pyrenean Chain, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 283, 271-280.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., ECORS-Pyrenees Team, (1990): Main results of the ECORS-Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173: 411-423.
- Cooper, M. A., Williams, G. D., De Graciansky, P. C., Murphy, R. W., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. P., Turner, J. P. y Ziegler, P. A. (1989): Inversion tectonics—a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 335-347.
- Coward, M. (1994): Inversion Tectonics. En: *Continental Deformation* (Hancock, P. L., editor). Pergamon Press, Oxford, 289-304.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M. y ECORS Team (1994): The Arzacq – Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. En: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (A. Mascle, editor), Springer, 199-208.
- Dalloni, M. (1910): Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19: 444.
- Devolvé, J.J. y 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'Académie des Sciences*, 289: 711-714.
- Devolvé, J. J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M. F. y Aguirre, P. (1993): Caracterisation d'un bassin d'avant pays dans le Carbonifère des Pyrénées: facies, chronologie de la tectonique synsédimentaire, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 316: 959-966.
- Devolvé, J. J., Babin, C., Gandl, J., Kullmann, J., Laveine, J. P., y Legrand-Blain, M. (1996): Carbonifère à faciès Culm. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, 1, 303-338.
- ECORS Pyrenees Team (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331, 508-511.

- 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.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez-Catalan, J.R., Pablo Macía, J.G. y Rodríguez Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias do Porto*, 1: 411-413.
- Fischer, M.W. (1984): Thrusts tectonics in the north of the Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 6: 721-726.
- Galera, J. M. (1987): Estudio del devoniano del Pirineo Central español. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 276 p.
- García-Sansegundo, J. (2004): Estructura varisca en los Pirineos, En: *Geología de España* (J. Vera, editor). SGE IGME, Madrid, 254-258.
- Gil-Peña, I. (2004): Estructura alpina de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, editor). SGE IGME, Madrid, 241.
- Gil-Peña, I. y Barnolas, A. (2004): El domo del Orri (Pirineo Central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina. *Geotemas*, 6(3): 267-270.
- Gillcrist, R., Coward, M. y Mungnier, J. L. (1987): Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps, *Geodinamica Acta*, 1, 5-34.
- Gisbert, J. (1981): Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): Diagénesis y Sedimentología. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 314 p.
- Izquierdo-Llavall, E., Román Berdiel, T., Casas Sainz, A., Oliva Urcía, B., Gil-Peña, I., Soto, R. y Jabaloy, A. (2012): Magnetic and structural study of the Eaux Chaudes intrusión: understanding the variscan deformation in the western Axial Zone (Pyrenees). *J. Earth. Sci. (Geol Rundsch)*, 101: 1817-1834.
- 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. y 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.
- Joseph, J., Brice, D. y Mouravieff, N. (1980): Données Paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrales et occidentales: implications paléogéographiques. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 116: 16-41.
- Joseph, J., Mirouse, R. y Perret, M. F. (1984): Calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne). *Acta Geológica Hispánica*, 19: 149-166.
- Julivert, M. (1983): Los tiempos precámbricos y paleozoicos. El ciclo Hercínico. Generalidades. En: *Geología de España* (Jubilar JM Rios, editor), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 59-71.
- Julivert (1996): Place de la chaîne hercynienne des Pyrénées dans le cadre Varisque. En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Barnolas, A. y Chiron, J.C, eds.). BRGM-ITGE, 586 -587.
- Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Lagabrielle, Y. 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. y 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.
- Laumonier, B. (2004): Serie pre-Caradoc de la Zona Axial. En: *Geología de España* (J. Vera, editor). SGE IGME, Madrid, 241-244.
- Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Variszidenn in der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78-92.
- Malod, J.A. y Mauffret, A. (1990): Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184: 261-278.

- Martínez-Catalán, J. R. (1990): A noncylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 3-4: 253-272.
- Martínez Peña, M.B. y Casas Sainz, A.M. (2003): Cretaceous-Tertiary tectonic inversion at the Cotiella Nappe (southern Pyrenees, Spain). *Geologische Rundschau*, 92: 99-113.
- Mattauer, M. (1968): Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 10(1), 3-11.
- Mattauer, M. y Séguret, M. (1971): Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne. J. Debyser, X. Le Pichon, and L. Montardet. Technip, Paris: 1-24.
- Matte, Ph. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Revue de Géologie Alpine*, 44: 1-128.
- Matte, Ph. (1969): Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 268: 1841-1844.
- Matte, Ph. (1986): La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permocarbone. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 9-24.
- Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196(3-4), 309-337.
- Matte, Ph. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Matte, Ph. (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.
- Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1975): Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibero-armoricain. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 280: 2825-2828.
- Menning, M., Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I., Davydov, V. I., Devuyst, F. X., Forke, H. C., Grunt, T. A., Hance, L., Heckel, P. H., Izokh, N. G., Jin, Y. G., Jones, P. J., Kotlyar, G. V., Kozur, H. W., Nemyrocska, T. I., Schneider, J. W., Wang, X. D.,

- Weddige, K., Weyer, D. y Work, D. M. (2006): Global time scale and regional stratigraphic reference scales of central and west Europe, east Europe, Tethys, south China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240 (1-2): 318-372.
- Mirouse, R. (1966): Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Bulletin de la Carte Géologique de la France*, 257: 209-218.
- 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
- Müller, J. y Roger, P. (1977): L'Évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, *Géologie Alpine*, 53, 149-191.
- 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.
- Olivet, J.L. (1978): Nouveau modèle d' evolution de l' Atlantique nord et central. Tesis Doctoral, Université de Paris, 234 p.
- Pedreira, D. (2004): Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 343 p.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 560 p.
- Rat, P. (1988): The Basque Cantabrian basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1 (3-4): 327-348.
- Ribeiro, A., Dias, R. y Silva, J.B. (1995): Genesis of The Ibero-Armorican Arc. *Geodinamica Acta*, 8, 4: 173-184.
- 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.

- Rodríguez-Méndez, L. (2011): Análisis de la estructura varisca y alpina en la transversal Sallent-Biescas (Pirineos centrales, Huesca). Tesis doctoral, Universidad del País Vasco. 186 p.
- Rodríguez-Méndez, L., Cuevas, J., Esteban, J. J., Tubía, J. M., Segeev, S., Larionov, A. (2014): Age of the magmatism related to the inverted Stephanian–Permian basin of the Sallent area (Pyrenees). En: *Deformation Structures and Processes within the Continental Crust* (Llana-Fúnez, S., Marcos, A., Bastida, F. eds.), Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 394, 101–111.
- Rodríguez-Méndez, L., Cuevas, J., y Tubía, J. M. (2016): Post-Variscan basin evolution in the central Pyrenees: insights from the Stephanian–Permian Anayet Basin. *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3-4), 333-341.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Dubox, C. (2002): Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359: 117-129.
- Robardet, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sud ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province du Séville (Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 283, Serie D: 999-1002.
- Santanach, P. (1972): Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdeña y el río Ter (resumen), *Acta Geológica Hispánica*, 2, 44-49.
- Sanz López, J. (2002): Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. En: *Palaeozoic conodonts from northern Spain. VIII 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.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain L. P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of the Thetys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Séguret, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité, Montpellier, 155 p.
- Séguret, M. y Proust, F. (1968a): Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif

- de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 266: 317-320.
- Séguret, M. y Proust, F. (1968b): Tectonique hercynienne des Pyrénées Centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 266: 984-987.
- Sitter, L. U. y Zwart (1960): Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain. En: 21 st. International Congress Copenhagen. 18: 248-256.
- 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.
- Soula, J. C., Debat, P., Deramond, J. y Pouget, P. (1986): A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 29-51.
- Stampfli, G.M. (1996): Intra-Alpine terrane: a Palaeo-tethyan remnant in the Alpine. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89: 13-42.
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1994a): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 144 (Ansó) y memoria. IGME, Madrid.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1994b): Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 118 (Zuriza) y memoria. IGME, Madrid.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulas, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C. y Rossi, P. (2004): Notice explicative, Carte géologique France (1/50.000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans: BRGM, 192 p. Carte géologique par Ternet Y., Barrère P., Canérot J., Majesté-Menjoulas C. (2004).
- Valero, J. (1974): Géologie structurale du Paleozoique de la région de Panticosa Province de Huesca (Espagne). Tesis Doctoral, Université de Bordeaux, 78 p.
- Valero-Garcés, B. L. (1994): Carbonate lacustrine episodes in the continental Permian Aragón-Béarn Basin (western Pyrenees). En: *Global Geological Record of Lake Basins* (Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, eds.). University Press, Cambridge, 107-121.
- Van Der Lingen, G. J. (1960): Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province. *Estudios Geológicos*, 16: 205-242.

- Van der Voo, R. (1993): Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus ocean. Cambridge University Press, 411 p.
- Verges, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloething, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre , syn , and post collisional crustal scale cross sections, Marine and Petroleum Geology, 12: 903-915.
- Wikipedia, versión en inglés (en línea): Hercynian structures Europe-en.svg. Wikipedia, the Free Encyclopedia (última modificación, noviembre 2008). Disponible en <https://en.wikipedia.org/wiki/File:Hercynian_structures_Europe-en.svg>
- Willians, G.D. (1985): Thrust tectonics in the south central Pyrenees. Journal of Structural Geology, 7, 1: 11-17.
- Ziegler, P.A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303-328.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Mem., 43: 1-198.
- Zwart, H. J. (1963): The structural evolution of the paleozoic of the Pyrenees, Geologische Rundschau, 53: 170-205.