

GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA FALLA DE RÍO GRÍO



Memoria del Trabajo Fin de Máster

Autor:
Marcos Marcén Albero

Director:
Antonio Casas Sainz

Antonio M. Casas Sainz, profesor del Area de Geodinámica Interna del Departamento de Ciencias de la Tierra doy mi conformidad a la presentación del Trabajo de Fin de Master presentado por Marcos Marcén titulado

GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LA FALLA DE RÍO GRÍO

Zaragoza, 9 de Septiembre de 2014

Fdo: Antonio M. Casas Sainz

ÍNDICE

RESUMEN	4
1. INTRODUCCIÓN	5
2. METODOLOGÍA	7
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
4. RESULTADOS	15
5. INTERPRETACIÓN	46
6. DISCUSIÓN	51
7. CONCLUSIONES	54
8. BIBLIOGRAFÍA	55
ANEXOS: CARTOGRAFÍA	

Resumen:

La falla de Río Grío constituye uno de los principales accidentes que segmentan la Cordillera Ibérica. Presenta dirección NW-SE, y está caracterizado por la presencia de una zona de falla con rocas asociadas (harinas y brechas de falla), con un espesor de decenas de metros, que aflora espectacularmente en la zona comprendida entre Tobed y Codos (sobre todo en el paraje denominado Los Abuelos). En este trabajo se presenta el análisis a escala cartográfica, meso y microestructural de la zona de falla y de las unidades geológicas circundantes. A escala cartográfica se observa que la falla de Río Grío discurre próxima al cabalgamiento de Datos, la principal estructural Varisca de este sector de la Cordillera Ibérica. La cartografía detallada realizada muestra zona de falla de Río Grío está compuesta por lenticulas hectométricas, que muestran una geometría anastomosada y fuerte buzamiento hacia el sur. La estructura interna de las lenticulas muestra elementos Triásicos y Ordovícicos, con pliegues apretados, zonas brechificadas y foliación. Los sentidos de movimiento deducidos a escala meso (ejes de pliegues, estrías...) y microestructural (foliación, estructuras S/C) tienen fuerte componente inversa y direccional dextra, indicando una partición de la deformación entre las diferentes lenticulas. El conjunto de la estructura se interpreta como el resultado de la reactivación, con una cizalla predominantemente dextra asociada a la compresión Cenozoica NNE-SSW a NE-SW en zonas de debilidad probablemente formadas durante la época tardihercínica.

Abstract

The Río Grío fault is one of the main structures that cut across the Iberian Chain (NE Spain). It shows a NW-SE strike, and shows a fault zone with associated fault rocks (fault gauge, fault breccia and, probably inherited, mylonites), with thickness of tens of meters. This fault rocks shows spectacular exposures in the Los Abuelos area, located between the villages of Tobed and Codos. In this work, I present the analysis at the map scale, meso- and micro-structural scale of the fault zone and surrounding areas. At the map scale, the Río Grío fault is nearly parallel to the Datos thrust, the main Variscan structure in this sector of the Iberian Chain. A detailed map of the fault zone shows that the Río Grío fault zone consists of several hectometre-scale anastomosing lenses strongly dipping to the South. The internal structure of these lenses shows Triassic and Ordovician fragments, with tight folds, brechified zones and widespread foliation. Displacement senses inferred from meso- (fold axis, striations...) and micro-structures (foliation, S/C structures) show strong reverse, dip-slip and dextral, strike-slip components, indicating strain partitioning between the different lenses. The whole structure is interpreted as the result of the re-activation, with a dominant strike-slip shear associated with the NNE-SSW to NE-SW Cenozoic compression, in weakness areas probably formed during the Late-Variscan stage.

1 - INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento

El presente trabajo Fin de Máster se centra en el estudio morfológico y estructural de la Falla de Río, estructura relevante en la Cadena Ibérica, que condiciona la evolución tectónica del orógeno intracontinental. Su compleja actividad, con origen tardi-hercínico y actividad tanto en fases extensionales como compresivas del Ciclo Alpino, la convierten en una falla compleja de interpretar por la superposición de fases y estructuras, pero a la vez la convierten en interesante por esos mismos motivos.

El origen de la Falla de Río Grío está en relación a una estructura de orden superior, como es la Falla de Datos, cabalgamiento plegado y verticalizado de actividad fundamentalmente varisca y tardi-hercínica, que estructura la zona NE de la Rama Aragonesa. La Falla de Datos supone, según varios autores (Liñán (1983), Oliveira *et al.* (1986) y Gozalo y Liñán (1988)), el contacto entre las zonas del Macizo Ibérico de la Zona Asturoccidental-Leonesa (bloque superior) y de la Zona Cantábrica (bloque inferior).

Los antecedentes de análisis estructural de la zona de estudio, a la escala del presente Trabajo Fin de Máster, son muy limitados. En la Falla de Río Grío, Lahoz *et al.* (2009) realizan una breve descripción estructural de Los Abuelos, trazando las líneas maestras de los resultados de este trabajo presenta. A mayor escala, destacan los estudios de análisis estructural en las Unidades de Herrera (Tejero y Capote, 1987) y Badules (Vílchez, 1986; Tejero y Capote, 1987; Calvin-Ballester y Casas, 2014). En la zona de estudio, ajenos a estudios de análisis estructural, destacan los estudios sobre los yacimientos volcanoclásticos de Codos (Lago *et al.*, 2005) y mineralizaciones de baritina (Osácar, 1989; Pocoví, 1990).

La zona de estudio se ha escogido en función a: 1) La buena exposición de la Falla de Río Grío en el espectacular afloramiento de Los Abuelos, a las afueras de la localidad de Tobed (Zaragoza), con estructuras reconocibles y presencia de abundantes rocas de falla (brechas y harinas) que permiten su estudio a escala de micro-estructuras. 2) La presencia de la Falla de Datos, permitiendo interpretar la relación entre ambas estructuras principales.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos establecidos para este Trabajo Fin de Máster son:

Caracterizar estructuralmente y cartografiar la zona de estudio, interpretando en la medida de lo posible la deformación asociada a la Falla de Datos.

Caracterizar cinemática y morfológicamente la Falla de Río Grío, por medio del análisis estructural. Elaboración una cartografía geológica en detalle del afloramiento de Los Abuelos (Tobed).

Caracterizar la deformación asociada a la actividad de la Falla de Río Grío a partir del estudio de rocas de falla (brechas y harinas de falla) en láminas delgadas.

2 - METODOLOGÍA

El estudio se centra en dos métodos analíticos diferentes: 1) El análisis estructural de la Zona de Falla, haciendo especial hincapié en aquellas estructuras claramente indicativas de la cinemática. 2) Análisis de deformación y cinemática en láminas delgadas orientadas de rocas de falla.

Se realiza una cartografía geológica a escala de toda la zona de campo, utilizando bases topográficas y ortofotos a escala 1:10.000, intentando cubrir las principales zonas de estudio: Unidad de Badules, Unidad de Herrera y Zona de Falla de Río Grío. La zona de campo, por el tipo de estudio, presenta unas dimensiones reducidas de unos 7x7km.

Por otra parte, se cartografía a un nivel de detalle mucho mayor el afloramiento de Los Abuelos, mediante el uso de fotos aéreas obtenidas gracias a la utilización de un *drone*, permitiendo realizar cartografías con detalle de metro a metro si se consideraba necesario. El uso de estas imágenes permitió interpretar morfológica y estructuralmente el afloramiento de Los Abuelos. Sin atisbo de duda, herramienta vital en este trabajo.

La adquisición de información estructural en la Falla de Río Grío se realiza casi en su totalidad en el afloramiento de Los Abuelos, ante la buena exposición de la zona de falla. No obstante, existen afloramientos en paralelo al Río Grío, en su margen izquierda, desde Tobed hasta prácticamente Codos, pero las condiciones de afloramiento no hacen viable la toma de datos en la mayor parte de ellos.

El estudio en láminas delgadas se realiza a partir de 16 láminas delgadas, realizadas a partir de las muestras obtenidas en un trabajo previo del Grupo de Investigación Geotransfer sobre las aplicaciones de ASM y paleomagnetismo en rocas de falla. La utilización de este tipo de muestras presenta la gran ventaja de que la orientación de las láminas es relativamente más sencilla y precisa que en muestras de mano. Por otra parte, se ha intentado realizar secciones perpendiculares y paralelas a la dirección de la foliación tectónica, con el objetivo de discernir la contribución de diferentes movimientos (*strike slip* frente a *dip slip*) en la deformación registrada.

Conviene aclarar la clasificación seguida en el análisis microestructural de las rocas de falla. Se ha tomado como ejemplo, entre la diversidad existente, la clasificación propuesta por Passchier y Trouwn (2005), la cual se resume en la siguiente tabla:

Rocas de falla frágiles	No cohesivas	Brecha incohesiva	>30% de fragmentos angulosos en la matriz.
		Cataclasita incohesiva	<30% de fragmentos angulosos en la matriz.
		Fault gouge	Fragmentos aislados del encajante en la matriz, la cual puede mostrar foliación.
	Cohesivas	Brecha cohesiva	>30% de fragmentos angulosos en la matriz.
		Cataclasita cohesiva	<30% de fragmentos angulosos en la matriz.
	Milonitas s.l.	Cohesivas	Protomilonita
Milonita s.e.			Matriz: 50-90%.
Ultramilonita			Matriz: >90%

Tabla 1. Clasificación de rocas de falla. Fuente: Passchier y Trouw, 2005.

Por último, conviene aclarar cierta terminología usada con frecuencia en la memoria y que puede llevar a la confusión del lector. El primer término es el de cuarcita, utilizada en el sentido de cuarcita sedimentaria o areniscas cuarcíticas, y no con el término asociado a roca metamórfica. Por otra parte, a lo largo del trabajo se nombran con frecuencia unos materiales de edad pérmica, cuando en realidad no tienen una correlación bien definida y podrían ser del Triásico inferior. Ante la duda, y por simplificar, se denominan como Pérmico.

3. CONTEXTO DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 GEOGRÁFICO

La zona de estudio correspondiente con la Falla de Río Grío se localiza en la Comarca de Calatayud, en el límite con la Comarca Campo de Cariñena, ambas de la provincia de Zaragoza. La zona comprende las hojas nº 410 y 438 (La Almunia de D^a Godina y Paniza, respectivamente) del Mapa Topográfico Nacional, escala 1:50.000. El estudio se ha realizado en el entorno de las localidades de Tobed y Codos, ambas situadas en el Valle de Río Grío, el cual separa las Sierras de Vicor, al W y Algairén, al E.

3.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cadena Ibérica es un orógeno alpino intracratónico, ubicado en el sector centro-noreste de la Península Ibérica, de dirección estructural preferente NW-SE y estructurada a raíz de la inversión tectónica de las cuencas mesozoicas durante la Orogenia Alpina. Está limitada por el Sistema Central hacia el W, por las Cordilleras Béticas hacia el S y por diversas cuencas cenozoicas, tales como la del Ebro (N-NE) o Tajo y Duero (al W). Hacia el E, las estructuras alpinas de la cadena entran en unión con las Cordilleras Costero-Catalanas.

En su sector central, la cadena queda dividida en dos ramas principales: al SW la Rama Castellana y al NE la Rama Aragonesa, estando ambas separadas de nuevo por cuencas cenozoicas (Cuenca de Almazán). La zona de estudio se ubica en el margen NE la Rama Aragonesa, constituida por un alineamiento de dos grandes anticlinorios NW-SE generados en la deformación alpina. El núcleo de ambas estructuras (de la misma forma que ocurre en la Rama Castellana) está conformado por materiales precámbricos y paleozoicos.

La relación del basamento paleozoico en la Cadena Ibérica, y en concreto de la Rama Aragonesa, con otras zonas del Macizo Ibérico está todavía por esclarecer. Lotze (1929) establece varias unidades estructurales en el Macizo Ibérico paleozoico. Para el N de la península, diferencia dos grandes unidades, la Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) y la Zona Cantábrica (ZC), ambas separadas por el Antiforme de Narcea, pero no atribuye la Cadena Ibérica a ninguna de ambas. En este sentido, Julivert *et al.* (1974) proponen que los afloramientos paleozoicos de la Cadena Ibérica se corresponden con ZAOL, dejando indeterminado el contacto con ZC bajo la cobertera mesozoica-cenozoica. La ZC conformaría el extinto Macizo del Ebro y la Falla de Datos es considerada como una

relevante falla inversa dentro de la estructura de ZAOL. Dicha propuesta será avalada posteriormente por Julivert y Martínez (1983), Carls (1984), Tejero y Capote (1987) y Álvaro (1991).

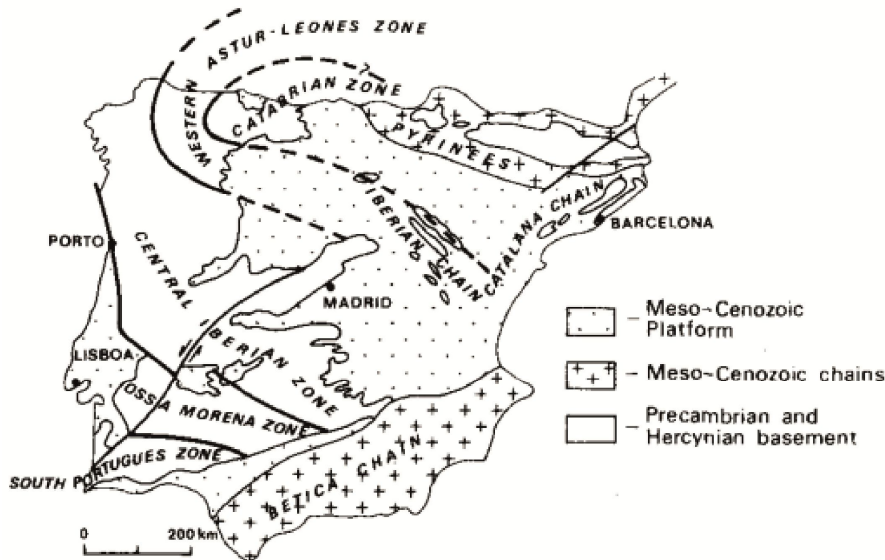


Fig. 1 Mapa esquemático de las diferentes zonas del Macizo Ibérico, según la hipótesis lanzada en Liñán, (1983). La franja NE de la Rama Aragonesa supone el contacto entre ZC y ZAOL.

En contraposición, primero Liñán (1983) y posteriormente Oliveira et al (1986) y Gozalo y Liñán (1988), proponen que el límite entre ZAOL y ZC se encuentra en el sector NE de la Cadena Ibérica, y concretamente en la Rama Aragonesa, quedando representado como las Fallas de Jarque y Datos, hacia el N y S respectivamente (Fig.1 y Fig. 2). Ambas fallas presentan direcciones NW-SE, planos de elevado ángulo y vergencias hacia el NE, y separan las dos grandes sub-unidades de la Rama Aragonesa: Unidad de Badules al W, en el bloque superior, y Unidad de Herrera al E, en el bloque inferior. De ésta forma, la Unidad de Badules se corresponde con ZAOL, mientras que la Unidad de Herrera lo hace con ZC. Las unidades de Herrera y Badules fueron descritas con anterioridad por Lotze (1929), aunque no fue hasta Carls (1983) cuando la relación entre ambas unidades y el papel del cabalgamiento de Datos quedó realmente esclarecido.

La zona de estudio, entre las Sierras de Vicor y Algairén, sin entrar en la discusión anterior, coincide con la traza de la Falla de Datos, de tal forma que la primera de ellas corresponde a la Unidad de Badules y la segunda en Unidad de Herrera.

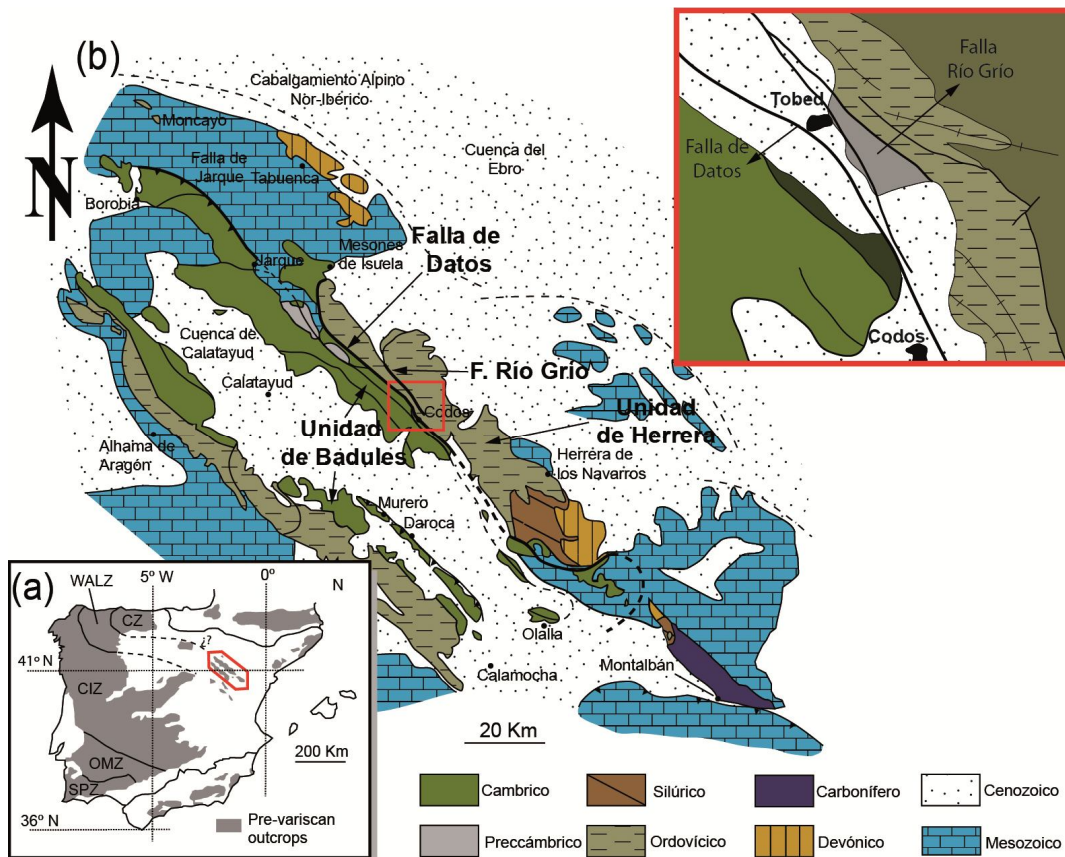


Fig. 2. Mapa geológico simplificado de la Rama Aragonesa y su encuadre en el Macizo Ibérico. En la esquina superior derecha, mapa geológico simplificado de la zona de estudio. Modificado de Calvin-Ballester y Casas (2014).

3.2.1 Evolución tectónica de la Cadena Ibérica

La Orogenia Varisca conlleva la estructuración del Macizo Ibérico, el basamento precámbrico y paleozoico de la Cadena Ibérica. En este sentido, supone la activación de la Falla de Datos como cabalgamiento, superponiendo la Unidad de Badules (Cámbrico inferior, en la zona de estudio) sobre la Unidad de Herrera (Ordovícico-Carbonífero). La Falla de Datos supone por tanto una estructura de primer orden en la evolución de la Cadena Ibérica, y posiblemente del Macizo Ibérico.

La Falla de Datos, de dirección aproximada NW-SE y con un plano de buzamiento verticalizado en su zona central (posiblemente plegado durante la orogenia Varisca y/o Alpina) y más tendido hacia sus extremos NW y SE (Fig. 2), condiciona la deformación de las unidades de Herrera y Badules. La forma de enfocar el estudio estructural en el entorno de la Falla de Datos ha dependido de la interpretación tectónica de la zona. Así, Tejero y Capote (1987), al considerar que las Unidades de Herrera y Badules pertenecen a ZAOL, analizan ambas en conjunto, sin diferenciar diferentes fases y estructuras de deformación. Por otra parte, Vilchez (1986) analiza la deformación

únicamente de la Unidad de Herrera (al SE de la zona de este trabajo), en la misma zona que Calvín y Casas (2014).

Tejero y Capote (1987) definen tres fases de deformación: 1) Generación de pliegues hectométricos NW-SE con vergencias hacia el NE y foliación de plano axial desarrollada. 2) Generación de fallas y cabalgamientos (Falla de Datos inclusive), afectando preferentemente a los flancos invertidos de los pliegues de la primera fase. 3) Generación de pliegues NW-SE a WNW-ESE distribuidos desigualmente por la zona, con crenulación de la foliación asociada.

Vílchez (1986) propone de nuevo 3 fases de deformación para la Unidad de Herrera: 1) Pliegues de dirección NE-SW, con vergencias hacia el SE y foliación de plano axial. 2) Pliegues de dirección NW-SE a NNW-SSE con foliación de plano axial desarrollada, considerando esta etapa como la más relevante en la deformación varisca. 3) Generación de cabalgamientos y retrocabalgamientos, incluyendo la Falla de Datos.

Calvín-Ballester y Casas (2014) proponen 2 fases de deformación: 1) Formación de un sistema de cabalgamientos apilados de vergencia NE, con pliegues y foliación de plano axial asociada. 2) En relación al Cabalgamiento de Datos y en sus inmediaciones, generación de pliegues de gran amplitud, con vergencias hacia el E y foliación de plano axial. La segunda fase afecta a los cabalgamientos de la primera, generando la geometría de anticlinorio (del que aflora su flanco NE) característica de la Unidad de Herrera.

A partir del final de la Orogenia Varisca (Westphaliense/Stephaniense, Carbonífero Superior), en el Macizo Ibérico se instaura un régimen de estados transpresivos tardi-hercínicos (Stephaniense – Pérmico Medio, Post-Varisca), relacionados con una compresión N-S a NW-SE, la cual genera en el Macizo Ibérico dos "familias" de fallas de desgarre principales: unas de dirección E-W a NE-SW y movimiento sinistro y otras de dirección NW a NNW y movimiento dextro (Arthaud y Matte, 1974). Vílchez (1986) considera que durante esta etapa la Falla de Datos actúa como una zona de debilidad cortical, funcionando como una zona de desgarre dextro que presenta fracturas tardihercínicas asociadas, siendo una de ellas la Falla de Río Grío.

Ya en el Ciclo Alpino, y reactivando las estructuras tardi-hercínicas (Cortes y Casas, 1996, cubeta azuara), se instaura un periodo extensivo desde el Pérmico Superior hasta el Cretácico Superior (Maastrichtiense), que Salas y Casas (1993) dividen en 4 grandes periodos: 1) Etapa de Rift Pérmico (Pérmico Superior-Hettagiense), 2) Etapa Post-rift del Jurásico Medio y Superior, 3) Etapa de Rift Jurásico Superior (Kimmeridgiense) - Cretácico inferior (Albiense) y 4) Etapa Post-rift Cretácico Superior. De forma general puede establecerse que durante los periodos de Rift la subsidencia activa a favor de las estructuras tardi-hercínicas controla la evolución de la cuenca,

mientras que los periodos de Post-rift se caracterizan por subsidencia térmica, sin actividad tectónica muy activa (Salas y Casas, 1993).

En la Unidad de Herrera se han observado sistemas de filones rellenos de cuarzo o baritina y la presencia de magmatismo alcalino en el sector NW de la Cadena. Los filones, presentes en la zona de estudio, son mineralizaciones de pequeño tamaño que presentan indicadores de los estados de esfuerzos en los que se generan (estructuras en relevo, rellenos de brechas o grietas sigmoidales, espejos de falla...). La disposición general de los filones es E-W y buzamientos verticales (Osácar, 1989). En la zona de Tobed-Codos, los filones presentan una dirección algo más noroesteada, en torno a 060, 90. El análisis estructural de los filones revela que se generan bajo un estado de esfuerzos triaxial, con σ_1 en posición vertical y σ_3 en N-S, similar a lo esperado para las primeras etapas extensivas del Ciclo Alpino (Pocoví *et al.* 1990). Las estrías observadas en las paredes de los filones son indicativas de *dip slip*.

En las proximidades de Tobed afloran materiales volcanoclásticos (grauwacas con fragmentos de andesitas y enclaves metasedimentarios), que representan una manifestación volcanosedimentaria coetánea al magmatismo calco-alcalino de la Cadena Ibérica, de edad Carbonífero superior – Pérmico inferior (Lago *et al.* 2009). Estos depósitos mantendrían una relación directa con intrusiones de andesitas, generadas coetáneamente a movimientos extensionales en la Falla de Datos, considerándose las grauwacas el depósito generado por la erosión de las intrusiones (Lago *et al.*, 2009).

Durante la compresión alpina (mayormente durante Eoceno Superior-Mioceno inferior), la Cadena Ibérica se comporta como una cadena con dos niveles estructurales diferentes, mostrando diferentes mecanismos de deformación en el zócalo varisco y la cobertera mesozoica y cenozoica (Álvaro *et al.*, 1979; Liesa y Casas, 1994). La deformación tiene lugar bajo una dirección de compresión principal NNE-SSW, reconocida en diferentes puntos de la Cordillera Ibérica (Liesa, 2000; Casas *et al.* 2000;), siendo consecuencia de la derivación de esfuerzos de la compresión pirenaica (Simón, 2006). Se han distinguido otros tres estados de esfuerzos más, de carácter minoritario respecto al "pirenaico", de direcciones SSE (dirección Guadarrama), ENE (Ibérica) y ESE (Bética, Liesa, 2000; Simón, 2006).

Esta dirección NNE-SSW produce la reactivación de las estructuras tardi-hercínicas NW-SE como fallas inversas y cabalgamientos con una componente dextra importante. En la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica, algunos pliegues cenozoicos NW-SE oblicuos a la dirección de la compresión pueden explicarse por la reactivación de pliegues variscos previos (Casas *et al.* 2000). No obstante, la presencia de un nivel de despegue (evaporitas y limos triásicos) condiciona igualmente la deformación de la cobertera mesozoica-cenozoica, generando estructuras de otras orientaciones (E-W y N-S).

Finalmente, durante la extensión neógena asociada al rifting del Golfo de Valencia, se produce la inversión tectónica negativa de las estructuras compresivas alpinas, generando cuencas subsidentes con forma de graben o semi-graben a lo largo de la cadena (Capote *et al.*, 2002; Rubio y Simón, 2007). Ejemplos de estas cuencas son: los grabens de Teruel o Calatayud, correlacionables a una primera fase de subsidencia durante el Mioceno-Plioceno, o los grabens de Daroca y Jiloca, correlacionables con una segunda fase durante el Plioceno superior-Holoceno.

4 - RESULTADOS

4.1 DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA

Como ya se ha comentado, la zona de estudio se corresponde con el contacto, a través de la Falla de Datos, de las Unidades de Herrera al NE y Badules al SW en la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica. Además, es la zona en la que la Falla de Río Grío, accidente geológico de relevancia en la Cadena, entra aparentemente en contacto con la Falla de Datos. Se ha realizado una cartografía geológica (Fig. 3) y un corte esquemático (Fig. 4) de la zona estudiada, en la que pueden observarse las unidades y características principales de la zona de estudio.

Falla de Datos

De dirección NW-SE, la Falla de Datos ha sido interpretada como una falla de elevado buzamiento hacia el SW (interpretado por una serie de fallas observadas en el bloque superior y que se consideran paralelas al plano principal) y vergencias hacia el E. La traza de la falla está cubierta por materiales cenozoicos, por lo que su ubicación se ha inferido a partir de los aislados afloramientos de rocas cámbricas (Formaciones Cuarcita de Bámbola y Capas de Embid) observadas en la carretera Tobed-Codos, la cual discurre paralela al Río Grío. Estos afloramientos indican que la ladera izquierda (W) del valle corresponde a la Unidad de Badules, mientras que la derecha (E), lo hace con la Unidad de Herrera, trazándose la Falla de Datos por el fondo del Valle. Hacia el N se interpreta un cambio leve en la dirección de la traza de la falla, comenzando a divergir de la Falla de Río Grío, hacia el E.

Unidad de Badules

Situada en la zona W, conformando la Sierra de Vicor, la Unidad de Badules presenta buzamientos constantes hacia el SW. En general, las condiciones de afloramiento no son buenas, pero en el Barranco de Valdeolivo, al W de Tobed las capas afloran decentemente, permitiendo un corte en la Unidad (Fig. 9). En la zona de menor altura, hacia el Río Grío, los afloramientos quedan cubiertos casi en su totalidad por los materiales cenozoicos en forma de abanicos aluviales, los cuales arrancan en el cambio de pendiente con el que comienza la Sierra de Vicor. Este cambio de pendiente se corresponde litológicamente con la Formación Cuarcitas de Bámbola, la cual presenta varias fallas y pliegues métricos asimétricos. Por encima de ella, a media altura en la Sierra, afloran las Capas de Embid, mientras que hacia la zona superior, casi coronando la Sierra, afloran las Capas del Jalón.

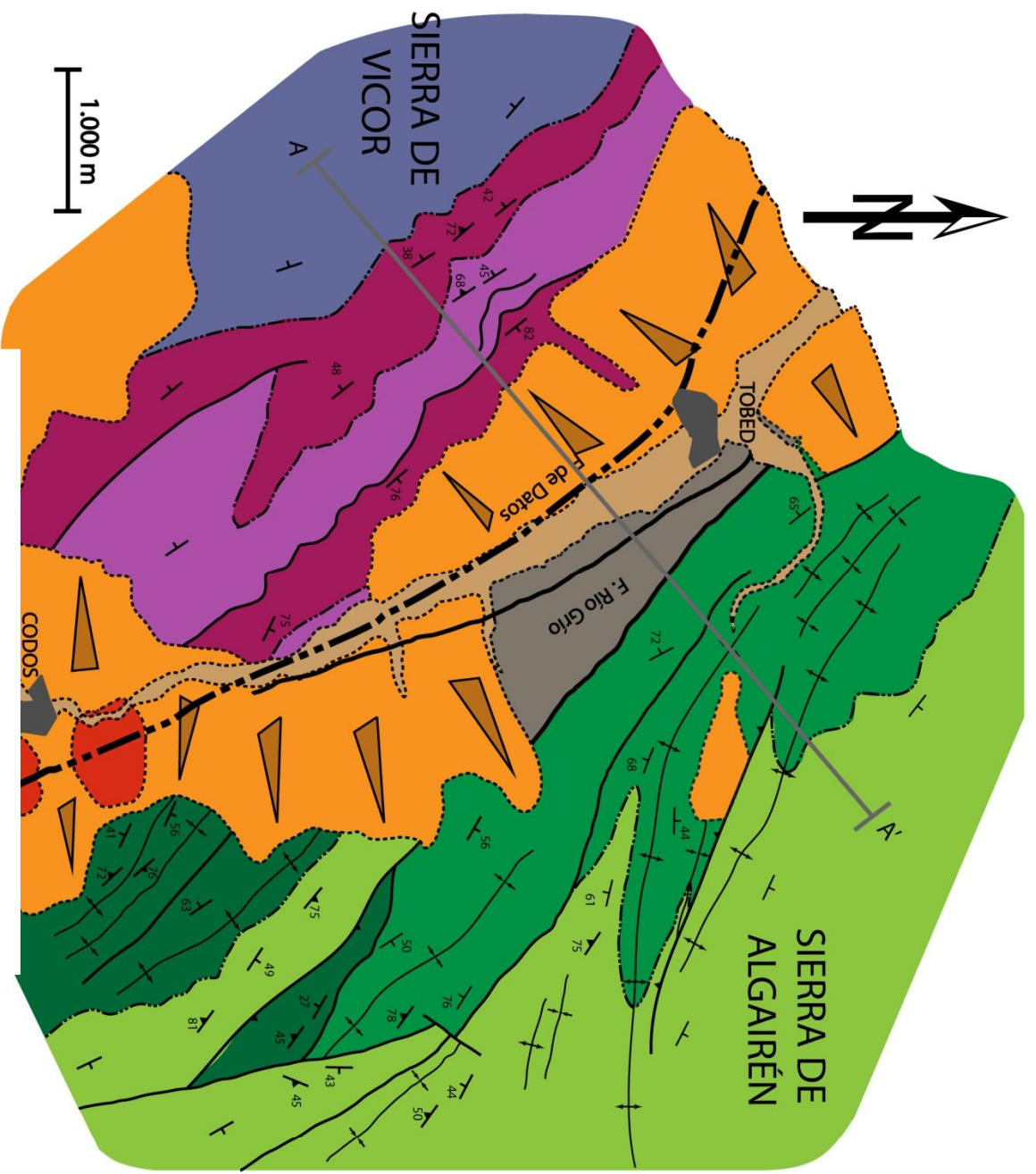


Fig. 3. Mapa geológico de la zona de estudio.

LEYENDA

- Fm. Cuarzitas de Bámbolea
 - Fm. Capas de Embid
 - Fm. Capas del Jalón
 - Fm. Balconchán
 - Fm. Borrachón
 - Fm. Dere
 - R. Volcanoclásticas
 - Z.F. Río Grío
 - Cenozoico
 - Cuaternario
-
- Falla
 - Pliegues
 - C. Concordante
 - C. Discordante
-
- 44° S_0
 - 81° S_1

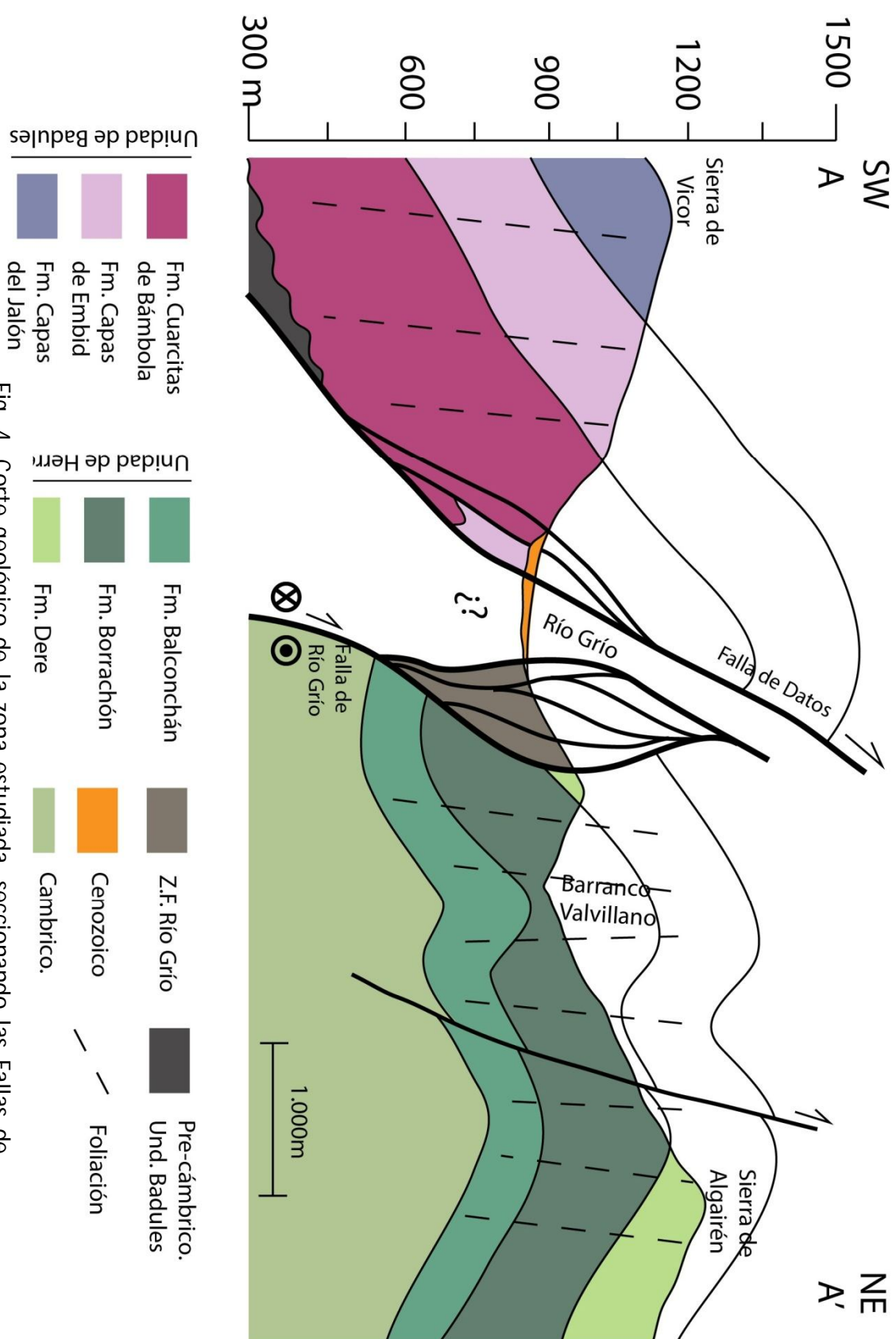


Fig. 4. Corte geológico de la zona estudiada, seccionando las Fallas de Datos y Río Grío.

Unidad de Herrera

Se sitúa en el E de la zona de estudio, conformando la Sierra de Algairén, mostrando una estructura mucho más compleja que la observada en el bloque superior. Al igual que en la Unidad de Badules, las condiciones de afloramiento no son óptimas en la mayor parte de la zona, por lo que se debe buscar el corte del Puerto de Codos-Aguarón para obtener datos estructurales. En conjunto, la Sierra de Algairén muestra una geometría de anticlinorio, del cual se ha estudiado su flanco SW. En éste, destaca la presencia de pliegues y fallas, de direcciones paralelas a las trazas de las estructuras mayores (Fallas de Datos y Río Grío). La disposición de las diferentes formaciones se ve afectada por dichas fallas, que generan repeticiones de la serie. Hacia el contacto con la Falla de Río Grío aflora la Formación Balconchán, intensamente afectada por pliegues y fallas, mientras que hacia la zona superior de la Sierra aflora la Formación Dere, quedando en alturas intermedias la Formación Borrachón. Ésta presenta abundantes filones de baritina explotados hasta hace pocas décadas. La Formación Balconchán queda cubierta por depósitos cenozoicos y hacia el N es la Formación Borrachón la que queda en contacto con la Falla de Río Grío.

Zona de falla: Río Grío

La Falla de Río Grío discurre en paralelo al curso del homónimo río y a la Falla de Datos, y presenta dos trazas o bandas de mayor deformación (Fig, 3), acompañadas de la presencia de una intensa deformación y rocas de falla. La traza situada al NE se identifica claramente por presentar expresión topográfica, generando una ruptura de pendiente en la ladera, y por presentar asociados filones explotados de baritina. Se podría interpretar como el límite NE de la zona de falla, pero lo cierto es que la transición entre esta zona y la "intacta" es gradual, y se siguen observando fracturas menores (con rocas de falla asociadas) al NE de esta traza.

Por otra parte, la otra banda genera los afloramientos en el fondo del valle alineados en una dirección NW-SE. El límite SW de la falla queda oculto por los depósitos cuaternarios de la llanura de inundación del Río Grío, por lo que la traza marcada señalada en la Fig. 3, no se corresponde con dicho límite.

La traza NE queda oculta por un depósito cenozoico y hacia el SW parece que pierde entidad y desaparece. Se ha interpretado como una zona de relevo entre ambas ramas, aunque la presencia de los abanicos impide determinar con seguridad la relación entre ellas.

Los afloramientos en la zona de falla son discontinuos y de pequeño tamaño (a excepción del afloramiento de Los Abuelos, en Tobed, y un par más de zonas, y pueden describirse como zonas de alta deformación, con fracturas, pliegues, bloques rotados y presencia de brechas y harinas de falla. Destacan por presentar colores abigarrados y frecuentemente por ser zonas acarcavadas o escarpadas. No toda la zona de falla

presenta las mismas características, ya que hay bloques de gran tamaño entre las dos trazas anteriormente descritas que no muestran estructuras asociadas a la falla.



Fig. 5. Diferentes aspectos y condiciones de afloramiento de la zona de falla. A la izquierda, afloramiento en un barranco paralelo a Los Abuelos, afloramiento de la imagen derecha.

Los materiales presentes en la zona de falla pueden clasificarse en: cuarcitas sedimentarias, alternancia de cuarcitas y pizarras, areniscas recrystalizadas y pizarras, limos y conglomerados brechoides rojizos. La mayor parte, a excepción de los limos y conglomerados de edad pérmica, se corresponden con edades ordovícicas. Estos materiales tienen una complicada asignación a las diferentes formaciones de este periodo, puesto que presentan una deformación mucho mayor y la presencia de fluidos ha modificado su color y aspecto, mostrando zonas rubefactadas y otras lavadas, con colores ocres (Fig. 6, izquierda). No obstante, se atribuyen las zonas con mayor cantidad de pizarra a la Formación Borrachón, y las más cuarcíticas a la Formación Balconchán.



Fig. 6. Zona decolorada en areniscas y pizarras oscuras asociada a la traza de una falla



Fig. 7. Pliegue de eje verticalizado en cuarcitas ordovícicas.

Estos materiales se han visto afectados, en mayor o menor medida por la deformación asociada a Río Grío. En las cuarcitas es muy frecuente que se produzca una intensa



Brechificación (Fig. 8), generando tanto brechas como harinas de falla de colores blancos, rosados o rojizos, en función de la cantidad de óxidos de hierro. La deformación en otros tipos de roca suele tener comportamientos más dúctiles, con la presencia de pliegues apretados de amplitudes menores al metro, en la mayor parte de las zonas.

FIG. 8. Aspecto de la harina de falla totalmente pulverulenta en Los Abuelos.

Glacis – Abanicos aluviales cenozoicos

En la zona central de la zona cartografiada destaca la presencia de abanicos aluviales que parten de las laderas y vierten hacia el fondo del valle. Muestran espesores variables, pero en líneas generales muestran espesores importantes de hasta más de 50m. Destaca que las zonas de arranque de estos abanicos en ambas laderas se alinean en paralelo a las estructuras mayores (NW-SE), indicando una posible relación con etapas extensionales cenozoicas tardías.

DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

MACROESTRUCTURA

Unidad de Badules

En el entorno de la zona de estudio, la unidad de Badules describe una geometría de sinclinal de dirección NW-SE, que se extiende a lo largo de varios km, con amplitud kilométrica, del que se estudia su flanco NE, que conforma la Sierra de Vicor. Las capas (S_0) presentan una dirección NW-SE (Fig. 10a), paralelas a las estructuras mayores, así como un buzamiento relativamente constante de unos 40-50° hacia al SW en polaridad normal, describiendo un monoclinal en el flanco NE del sinclinal principal (Fig. 9).

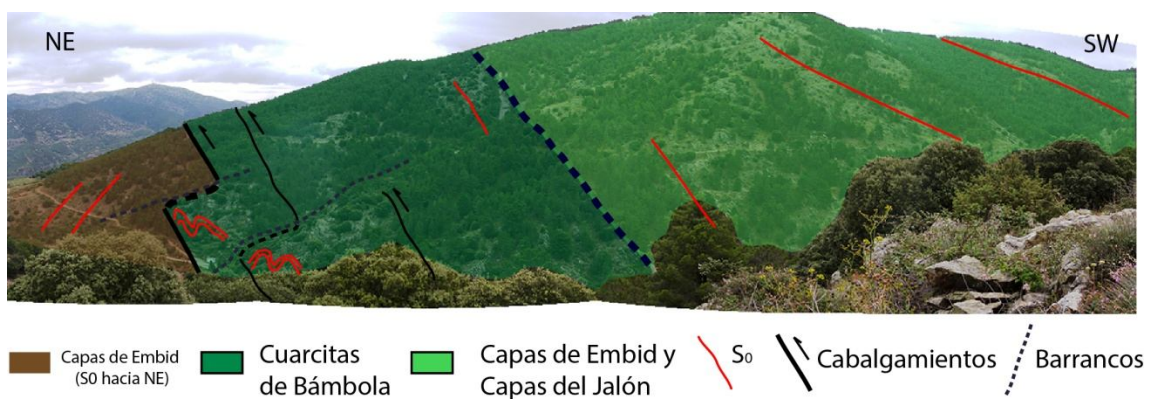


Fig. 9. Fotointerpretación del monoclinal en la Unidad de Badules en el Barranco de Valdeolivo (Tobed).

Hacia el NE, en zonas más próximas a la Falla de Datos, aparece un sistema de láminas cabalgantes imbricadas con vergencia NE que hacen cabalgar los materiales de la Fm Cuarcita de Bámbola sobre materiales Cámbricos más recientes, cuyos planos de estratificación muestran de nuevo direcciones NE-SW, pero con elevados buzamientos hacia el NE (Fig. 9). El reconocimiento de estos materiales es complicado, ya que en su mayor parte se encuentran cubiertos por depósitos terciarios. En los escasos afloramientos se han podido reconocer unas cuarcitas bien estratificadas de color blanco y estratigráficamente por encima de ésta, una serie de areniscas, con intercalaciones de pizarras y cuarcitas, siendo éstas minoritarias, así como niveles aislados de carbonatos (mayoritariamente compuestos por calcita) altamente

recristalizada y con foliación bien desarrollada. Las posibles edades y/o correlaciones de estos materiales serán tratadas en el apartado de discusión, aunque lo más probable es que correspondan con la Formación Capas de Embid.

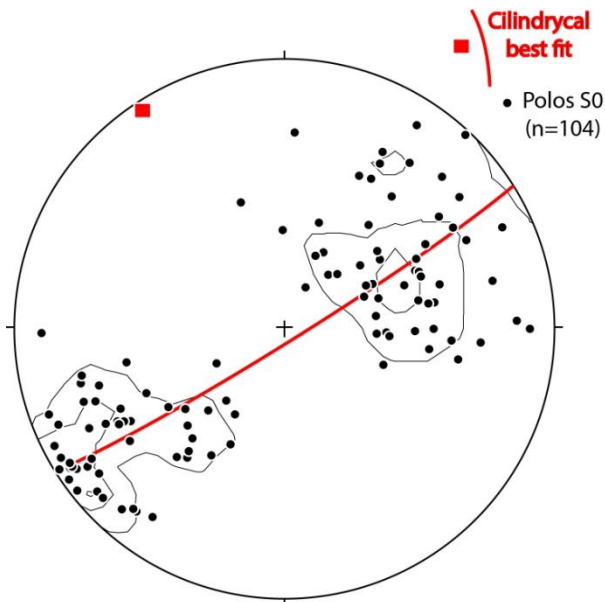


Fig. 10a. Estereograma con los polos de S_0 medidos en la Und. de Badules.

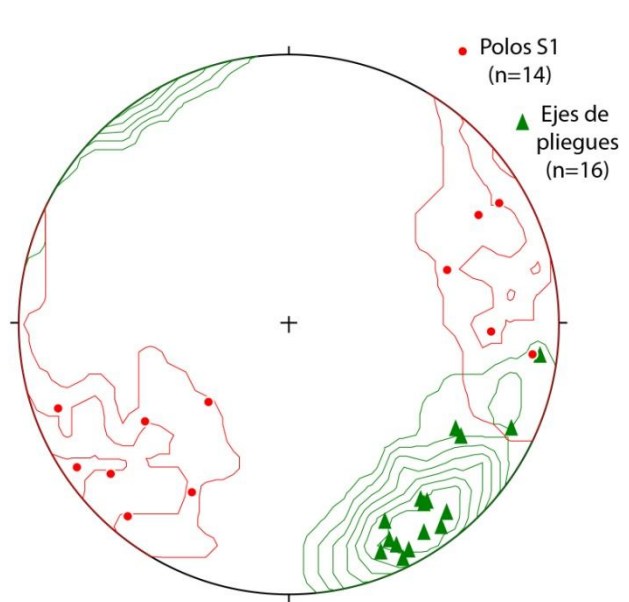


Fig. 10b. Estereograma con los ejes de los pliegues y los polos de S_1 medidos en la Und. de Badules



Fig. 11. Sinclinal en la Fm Cuarcitas de Bámbola con vergencia NE. Barranco de Valdeolivo (Tobed).

Asociados a las láminas imbricadas, pueden observarse llamativos trenes de pliegues que afectan la Fm Cuarcita de Bámbola. Estos pliegues (Fig. 10b) presentan direcciones NW-SE, ejes con inmersión hacia el SE y planos axiales con vergencias NE (Fig. 11), aunque bastante verticalizados. La amplitud de los pliegues es métrica o decamétrica, y son claramente asimétricos, con flancos que buzanan hacia el NE y que presentan mayor buzamiento ($70-80^\circ$) que los que buzanan hacia el SW ($40-50^\circ$), representando la vergencia NE. Es frecuente que alguno de los flancos con buzamiento NE llegue a invertirse (Fig. 11).

Los pliegues son coherentes con la orientación de la estratificación y la esquistosidad observada (Figs. Xa y Xb). Dada la litología dominante en estas unidades (cuarcitas y

areniscas cementadas), la esquistosidad no está bien desarrollada en la zona estudiada, de ahí la escasez de datos de S_1 obtenidos, solo observados en las pizarras (algo más abundantes en la zona alta del Barranco de Valdeolivo, así como en algún interestrato en las cuarcitas).

Unidad de Herrera

La Unidad de Herrera ocupa todo el sector NE de la zona de estudio, conformando la Sierra de Algairén, de dirección NW-SE. Los materiales en esta unidad describen un gran anticlinorio de dirección aproximada NW-SE hacia el N y WNW-ESE hacia el S, cuyo eje discurre en paralelo al Barranco de Valvillano (Fig. 3 y 4). El flanco SW del pliegue coincide con la vertiente SW de la Sierra hacia el Río Grío (y hacia la falla homónima), mientras que el flanco NE coincide con la vertiente que cae hacia Aguarón y Cariñena (vertiente NE de la Sierra).

De este anticlinorio, se realiza un corte de su flanco SW (siguiendo la carretera del Puerto de Codos), el afectado por las fallas de Río Grío y de Datos, mostrando un buzamiento general hacia el SW e inclinaciones entorno a 45° , con las capas en polaridad normal. Éstas están afectadas por pliegues de longitudes de onda de decenas o cientos de metros, que generan flancos con buzamientos hacia el N y que muy excepcionalmente llegan a colocar la serie en polaridad invertida. Hacia el S de la zona, las capas cambian progresivamente su orientación, colocándose en direcciones más norteadas (Fig. 3).

La dirección de la S_0 es totalmente coherente con estos pliegues, de dirección NW-SE y mínima inmersión hacia el NW (Fig. 12a), con planos axiales verticales o con ligera vergencia hacia el NE, menor que la observada en la Unidad de Badules. Presentan una foliación de plano axial, bien definida en las pizarras y areniscas, de dirección NW-SE y cuya lineación de intersección con la estratificación (S_0) coincide con los ejes de los pliegues de planos axiales verticales observados.

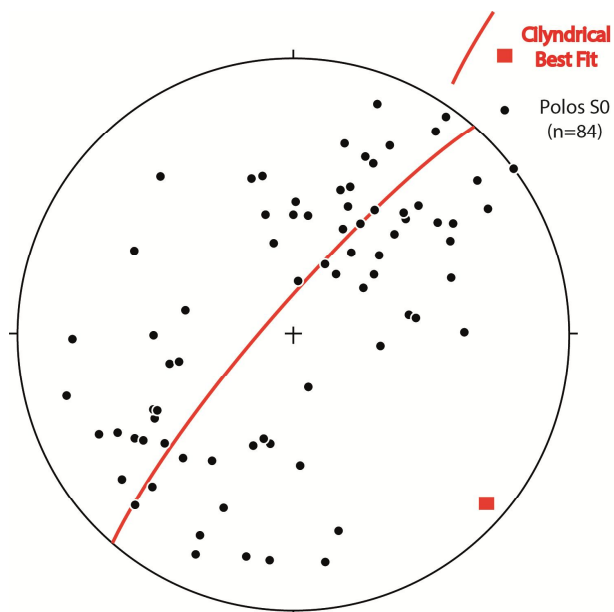


Fig. 12a. Estereograma con los polos de S_0 medidos en la Und. de Herrera.

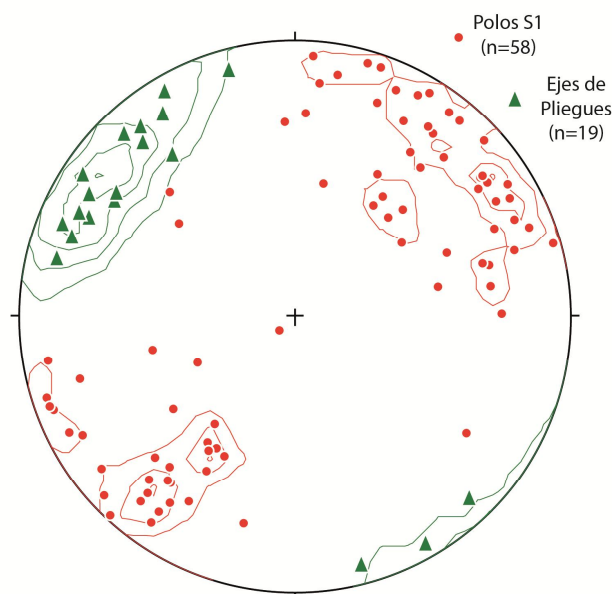


Fig. 12b. Estereograma con los ejes de los pliegues y los polos de S_1 medidos en la Und. de Herrera.

En paralelo a las estructuras mayores (y también a las Fallas de Datos y Río Grío) aparecen fallas inversas que hacen cabalgar y causan la repetición de la serie ordovícica (Fig. 3). No se observan rotaciones de eje vertical ni variaciones bruscas en el ángulo de buzamiento de las capas en los bloques que quedan individualizados por las fallas, exceptuando un bloque, en lo alto del Puerto de Codos-Aguarón, que muestra una dirección nortada respecto a las capas adyacentes. Se interpreta como una estructura de acomodación al giro, anteriormente comentado, que realizan las capas hacia el S.

Zona de Falla: Río Grío

Ante la complejidad de la estructura dentro de la zona de falla, los datos deben ser analizados en detalle, por lo que en este apartado de Macroestructura se va a realizar una comparativa, a grandes rasgos, entre las unidades de Badules y Herrera por un lado y todos los datos obtenidos a lo largo de la zona de falla por otro.

La franja en la que aflora la zona de falla correspondiente a la Falla de Río Grío muestra una dirección NW-SE, en paralelo a la traza SW de mayor deformación comentada en el apartado anterior. No es un afloramiento continuo sino que aparece a lo largo de pequeños afloramientos (muchos de los cuales apenas aportan información relevante) entre los que destaca, por la buena exposición y su espectacularidad, el afloramiento

de Los Abuelos (a las afueras de Tobed). Es en esta ubicación donde se han obtenido la mayor parte de los datos estructurales de la zona de falla.

Dentro de la zona de falla, la estratificación (S_0) sigue mostrando, en líneas generales, una dirección NW-SE (Fig.13a y Fig. 21). La principal diferencia respecto a las otras zonas es que las capas presentan un buzamiento más elevado, al menos las capas con buzamientos hacia el SW. Por el contrario, las capas con buzamiento hacia el NE no parecen mostrar grandes variaciones respecto a las unidades de Herrera y/o Badules.

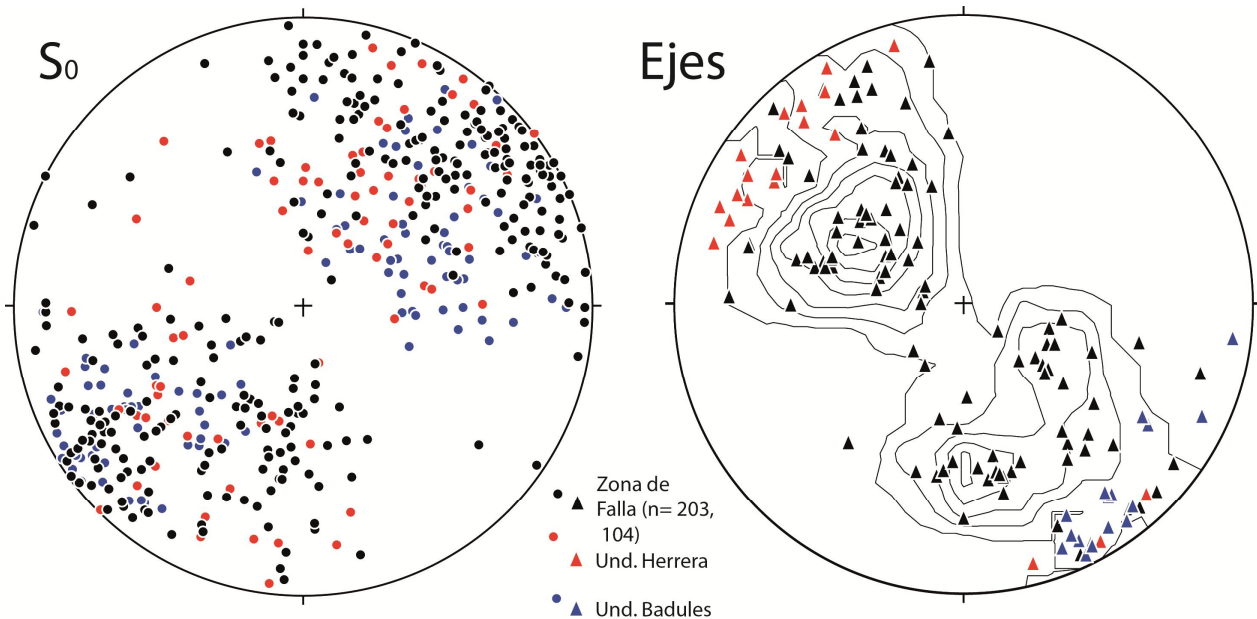


Fig. 13a. Estereograma con los polos de S_0 de las tres zonas. Capas verticalizadas en la Zona de Falla.

Fig. 13b. Estereograma con los ejes de los pliegues de las 3 zonas, con los ejes verticalizados en la Zona de Falla.

Por otra parte, los ejes de los pliegues observados en la zona de falla también tienden a mostrar direcciones NW-SE y los ejes en posiciones más verticalizadas respecto a lo observado en las otras dos unidades, con inclinaciones entorno a $45-70^\circ$ e inmersiones hacia el NW (Fig. 13b y Fig. X mapa con S_0 y pliegues). Las poblaciones de inmersiones de unos 45° hacia el S y de $60-70^\circ$ hacia el ESE reconocible en la Fig. 13b, se corresponde con un área reducida en Los Abuelos, y que serán tratadas en detalle en el capítulo de mesoestructuras.

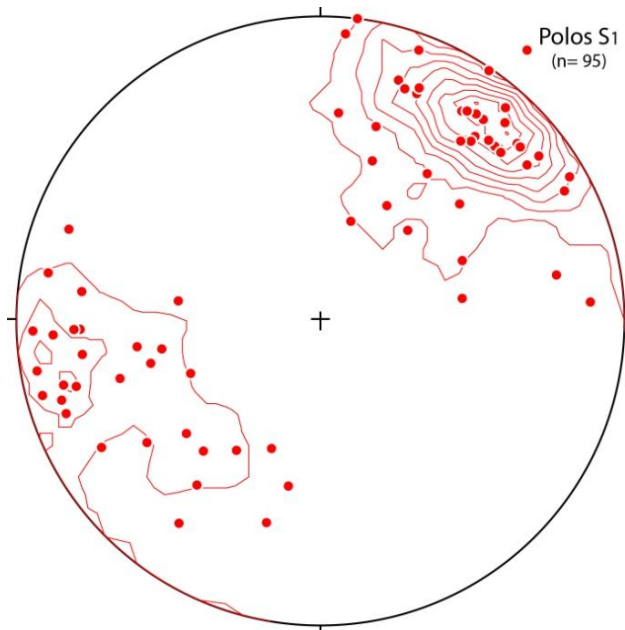


Fig. 14. Estereograma con los polos de S_1 en la zona de falla.

Por último, la foliación (S_1) observada en la zona de falla no puede analizarse como un elemento propio u originado en la actividad de la falla de Río Grío, sino que se trata de una estructura heredada y por tanto deformada como un elemento pasivo durante la actividad de la falla. En la zona de mayor deformación la esquistosidad ha quedado totalmente enmascarada por la deformación posterior, siendo imposible su reconocimiento. En las zonas en las que se reconoce con claridad, muestra una dirección sub-paralela a la S_0 , por lo que sigue marcando una tendencia general NW-SE (Fig. 14).

MESOESTRUCTURA

Teniendo en cuenta el objetivo del trabajo, la pequeña área de estudio y, en mayor medida, que las unidades de Herrera y Badules apenas presentan afloramientos en la zona apropiados para su estudio a esta escala, el análisis mesoestructural se centra fundamentalmente en la zona de falla. Como ya se ha comentado, el afloramiento de ésta zona es muy discontinuo y suele estar cubierto por materiales terciarios, de tal forma que no existe un control bien definido de la estructura de la zona de falla. Sin embargo, el afloramiento de Los Abuelos (Tobed) supone una excelente zona de estudio de la deformación. El resto de afloramientos, pese a ser mucho más modestos, muestran similitudes con el estilo de deformación observada en Los Abuelos, por lo que éste se asume como representativo (a escala de toda la zona de falla) de la deformación asociada a la Falla de Río Grío.

Los Abuelos

La estructura general del afloramiento queda descrita en la cartografía geológica (ANEXOS). El límite NE del afloramiento lo constituye una falla vertical, que genera brechas y harinas de falla en el contacto con el Ordovício (Formaciones Balconchán y Borrachón) aparentemente intacto, mientras que el límite SW del afloramiento lo constituyen los depósitos cuaternarios fluviales del Río Grío, por lo que no es el límite real de la zona de falla. Si analizamos en conjunto el afloramiento, se pueden diferenciar claramente dos zonas, en función del grado de deformación que registran (Fig. 15). La zona en la que se ha registrado mayor deformación constituye una banda alargada de dirección NW-SE, en el tercio inferior (al S y W) del afloramiento de Los Abuelos, y está caracterizada por la presencia de láminas cabalgantes prácticamente verticales y por la existencia muy abundante de harina de falla (*fault gouges*). Litológicamente está constituida por: harinas y brechas de falla en cuarcitas, alternancias de cuarcitas con pizarras, areniscas recristalizadas y pizarras amarillas (Ordovícico) y limos y conglomerados brechoides (Pérmico).

La otra zona (en verde oscuro en ANEXOS), ubicada hacia el NE de la banda de mayor deformación, representa, en sentido general, una disminución progresiva de la deformación hacia el NE, con la harina de falla restringida a los propios planos de falla. Esta segunda zona está formada por una alternancia de cuarcitas y pizarras.



Fig. 15. Panorámica del contacto entre la zona de mayor deformación (harinas blancas en zona central, brechas ocreas en zona superior izquierda) y la zona de menor deformación (cuarcitas rojizas en zona superior derecha). El contacto entre ambas zonas es la línea continua, mientras que las discontinuas marcan los contactos entre diferentes formaciones en la zona de mayor deformación.

El contacto (NW-SE) entre ambas zonas no es homogéneo, sino que varía en el espacio, siendo en su zona NW un contacto mecánico que genera un espesor importante de harinas de falla (Fig. 15) y un contacto transicional en su zona SE.

Entrando en detalle, la zona que presenta una deformación mucho menor se caracteriza por presentar capas en dirección NW-SE a NNW-SSE (Fig. 16), con buzamientos elevados de entre 65 y 90° hacia el SW-W, en polaridad normal, describiendo una estructura en monoclin. La deformación en esta zona se traduce en la presencia de numerosas fallas de desgarre (sin observarse estrías, probablemente debido a factores litológicos), de dirección NW-SE con planos verticalizados, que producen la rotación anti-horaria (Fig. 16) de bloques de tamaño métrico a decamétrico, colocando las capas en dirección E-W y buzamientos hacia el S. Teniendo en cuenta las direcciones observadas en la Unidad de Herrera (Fig. 12a), considero más lógica la interpretación de que la posición original de las capas sea la NNW-SSE y que hayan rotado hasta colocarse E-W, y no la contraria.

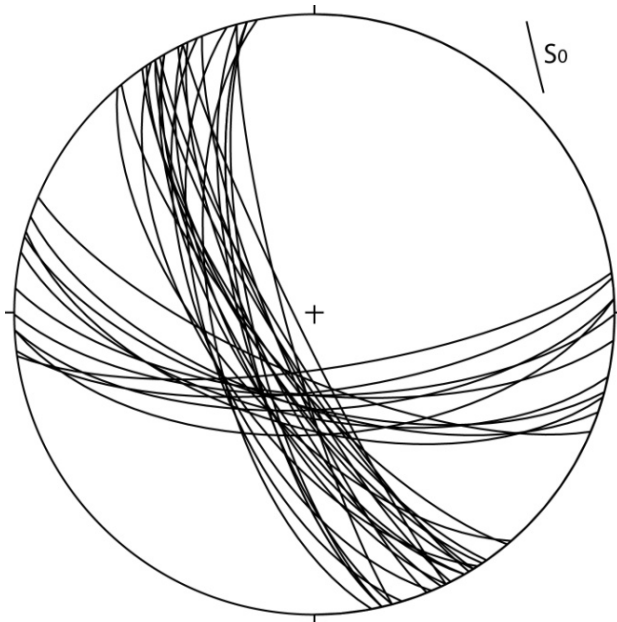


Fig. 16. Proyección estereográfica de S_0 en dirección NW-SE, con la presencia de bloques rotados de dirección E-W.

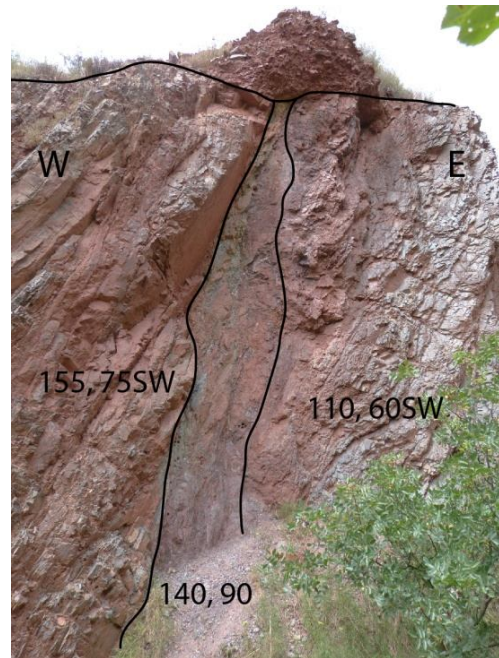


Fig. 17. Imagen de uno de los planos de falla, con brecha asociada, que rotan bloques anti-horariamente. Sobreimpresas, la dirección aproximada de S_0 en ambos bloques y en el interior de la brecha.

Asociadas a los planos de falla es frecuente la presencia de brechas, en unidades que no superan el medio metro de espesor, excepto en los planos principales. En el mayor de ellos, cartografiado (ANEXOS) como una estructura de gran recorrido y dirección 110°N que tiende a hacerse paralela al límite NE, la brecha de falla alcanza un espesor de varios metros. En la matriz de estas brechas se conservan bloques relativamente intactos, que tienden a mostrar direcciones paralelas a las fallas y buzamientos totalmente verticales (Fig. 17).

Si la deformación tiende a decrecer hacia el NE, la máxima deformación se ha observado en la zona NW del contacto (Fig. 15), en las inmediaciones de los depósitos pliocenos-pleistocenos discordantes que coronan la zona, dando lugar a una superficie irregular inclinada hacia el valle. En esta zona, las capas se disponen prácticamente verticales, y describen un gran pliegue de eje casi vertical cuyo plano axial tiene una dirección aproximada 140°N y su flanco SW

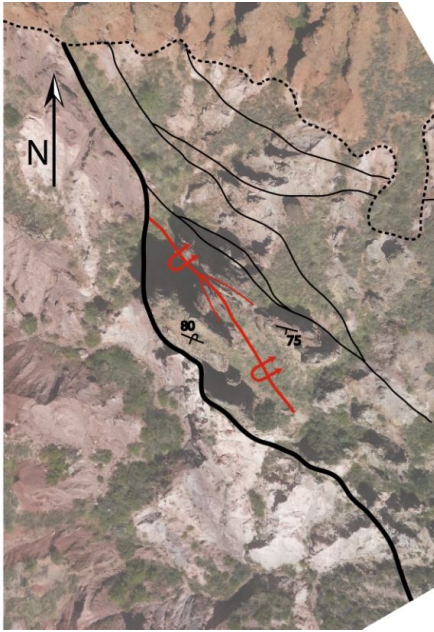


Fig. 18. Fotografía interpretada con la presencia del pliegue de eje prácticamente vertical y un sistema de fallas direccionales hacia el N.

llega estar invertido (Fig. 18). Destaca la magnitud del pliegue, mucho mayor que los presentes en el resto de la zona de falla. En paralelo a esta estructura se han desarrollado una densa red de fallas de desgarre, que parecen acomodar hacia el N la deformación asociada al pliegue.

En una visión global, esta unidad de menor deformación se ha interpretado como la zona de unión, con características estructurales intermedias, entre la roca "intacta" ordovícica de la Unidad de Herrera y la zona de mayor deformación asociada a la Falla de Río Grío.

La banda que muestra la mayor deformación presenta una dirección aproximada NW-SE y se caracteriza por la presencia de fallas de planos con fuertes inclinaciones, localmente verticales, que afectan a materiales Ordovícicos (incluyendo brechas y harinas de falla) y Pérmicos. Los planos de falla, con una dirección promedio 140°N , delimitan cuerpos alargados, en forma de láminas, que superan con facilidad los cientos de metros de longitud aflorante y de escaso espesor, estando el máximo en torno a unos 20m (ver cartografía en ANEXOS) y siendo lo más común unos 4 o 5m. Estas láminas tienden a acuñarse lateralmente.

Las fallas cabalgan y apilan las láminas, aunque la vergencia de las estructuras no es homogénea en el afloramiento. En líneas generales, la vergencia es hacia el NE, pero varios de estos planos casi verticales muestran vergencias hacia el SW e incluso en un mismo plano pueden mostrar ambas vergencias, a causa de la geometría alabeada del plano de la falla. En este sentido, menciono especial merecen dos de las tres láminas de limos y conglomerados pérmicos. Están pinzadas por dos cabalgamientos, de vergencias opuestas, que superponen a



Fig. 19. En el centro, de color granate, el Pérmico, siendo cabalgado por el SW y por el NE por láminas de Ordovícicos.

éstos materiales pérmicos bloques de cuarcita brechoide (por el SW) y cuarcitas y pizarras con abundantes brechas y harinas de falla (por el NE) (Fig. 19). Por otra parte, hay unidades que presentan dobles vergencias. El caso más evidente es una potente unidad, constituida por una alternancia de areniscas recristalizadas y pizarras, fuertemente replegada y ubicada en la zona central del afloramiento (ver ANEXOS, en color ocre). Esta unidad cabalga sobre unas cuarcitas brechoides hacia el NE y sobre unas cuarcitas rotadas hacia el SW.

La mayor parte de las láminas están delimitadas por este tipo de fallas (dirección NW-SE y planos verticalizados). No obstante, hacia la zona central del afloramiento existe una banda de cizalla dextral frágil (Fig. 21, zona de estereograma 6), afectando a materiales ordovícicos, y que mantiene una dirección E-W, con planos verticales.

Estratificación

La estratificación varía según la unidad, aunque en líneas generales presenta una dirección NW-SE, y buzamientos elevados (60-90°) hacia el SW (Fig. 21). La estratificación tiende a ser subparalela a las estructuras principales en casi todas las láminas. En algunas zonas la deformación es tan intensa que resulta complicado identificar los planos de estratificación, siendo especialmente en las brechas y harinas de falla.

Desmarcándose de la dirección general, existen bloques rotados, de dirección E-W en varias de las unidades, de forma muy similar a lo explicado anteriormente en la zona de menor deformación. El ejemplo más claro de bloque rotado se sitúa a la salida del barranco principal (cuarcitas sin brechificar) (Fig. 21, estereograma 4), con dirección 090°N y buzamientos de unos 30° hacia el N.



Fig. 20. Bloque cuarcíticos fusiformes englobados en matriz brechoide-harinosa, con la S_0 vertical y paralela al eje horizontal del bloque.

No obstante, no es la única zona en donde se muestran estas variaciones en la S_0 . En la franja de cuarcitas y pizarras brechificadas (Fig. 21, estereograma 10), en las zonas donde la deformación no ha llegado a generar harina de falla, hay bloques fusiformes (Fig. 20) dentro de la matriz brechoide orientados con su eje en dirección NW-SE y vertical, con la S_0 en dos familias claramente diferenciadas: una NW-SE y buzamientos subverticales, y otra E-W, con buzamientos hacia el S, de forma similar a lo observado en la Fig. 16. Los cuerpos fusiformes con la S_0 en dirección E-W muestran la misma orientación que aquellos con la S_0 en dirección NW-SE.

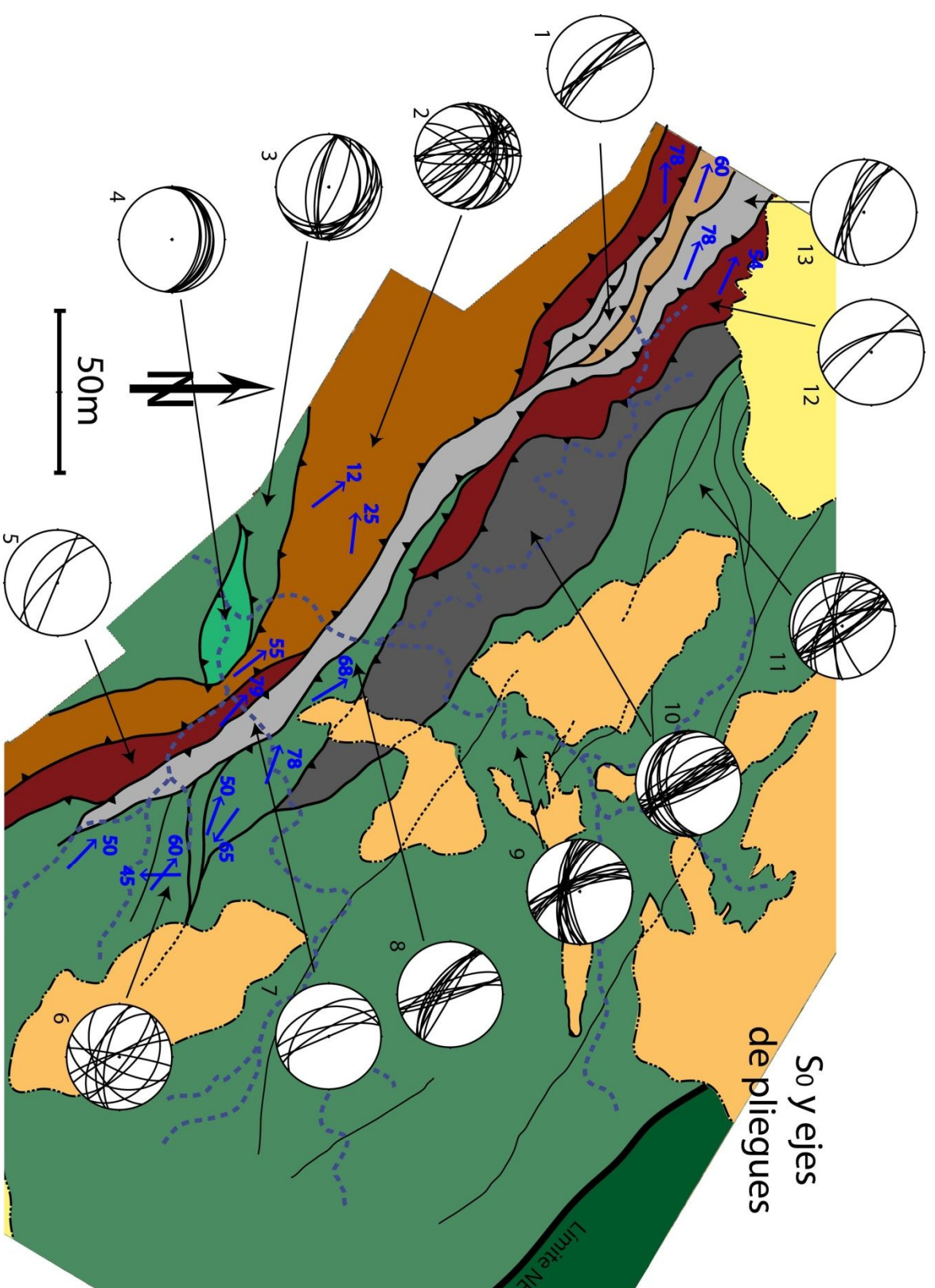


Fig. 21. Mapa geológico con las proyecciones estereográficas de la estratificación por unidades y la dirección e inmersión de los ejes de los pliegues medidos en el afloramiento de Los Abuelos.

Pliegues

a)



b)



c)



Fig. 22. Imágenes de pliegues ejemplificando los diferentes estilos de deformación, siempre en relación a la litología. a) Pérmico, pliegue de plano axial sub-vertical; b) pizarras ordovícicas, pliegue de plano axial sub-vertical; c) cuarcitas y pizarras ordovícicas, pliegue con plano axial inclinado.

clasificar los pliegues.

En cuanto a los pliegues, de la misma forma que las fallas principales y la S0, presentan una dirección general NW-SE, con inmersiones de unos 45-80° hacia el NW (Fig. 21). Los planos axiales tienden ser verticales, y la amplitud de los pliegues depende en gran medida de la litología. No están presentes en todas las unidades. Son las cuarcitas las que menos estructuras de este tipo han registrado (por el contrario son las más afectadas por la brechificación), mientras que en los materiales finos pérmicos o las areniscas y pizarras ordovícicas los pliegues son muy frecuentes.

La amplitud de los pliegues varía desde unos pocos centímetros en la zona más deformada del Pérmico (en la zona de la Ermita de San Valentín; Fig. 22a) hasta amplitudes de unos pocos metros, en las alternancias ordovícicas (cuarcitas y pizarras; Fig. 22c). En cuanto a la clasificación de los pliegues, los generados en las capas más competentes suelen corresponderse con los tipos 1B y 1C, con mayor o menor espesor y frecuencia de interestratos de pizarras respectivamente, mientras que en los materiales menos competentes, las zonas de charnelas suelen presentar engrosamientos, correspondiéndose con pliegues de tipo 3 (Ramsay, 1967). En algunas zonas (Fig. 22a) resulta complicado

Hay dos zonas en donde los pliegues difieren tanto en dirección como en inmersión de lo considerado como general (dirección NW-SE, inmersión elevada hacia NW): en la unidad que cabalga presentando una doble vergencia (Fig. 21, estereograma 2) y en la zona de cizalla (Fig. 21, estereograma 6).

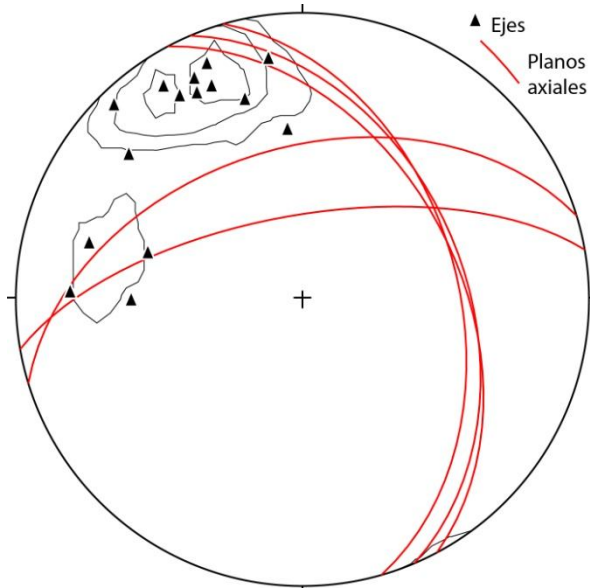


Fig. 23. Proyección estereográfica de los ejes y planos axiales en la unidad de doble vergencia.

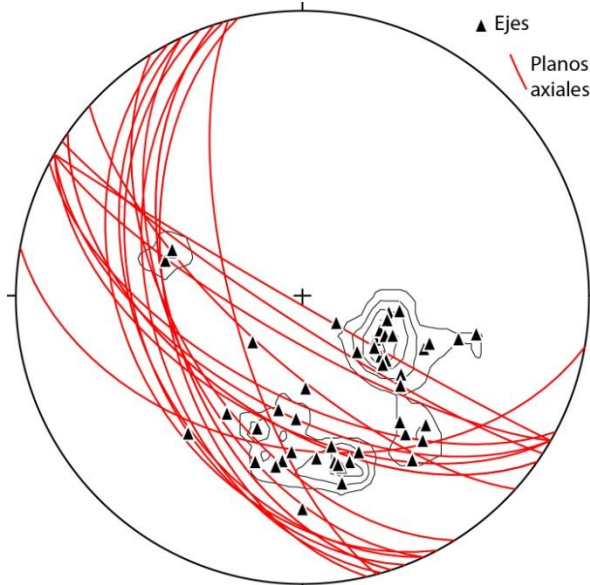


Fig. 24. Proyección estereográfica de los ejes y planos axiales asociados a la cizalla dextral.

La unidad que cabalga con doble vergencia (hacia el NE y hacia el SW) muestra, en principio, dos familias de pliegues (Fig. 23): una de ellas presenta direcciones E-W e inmersiones de unos 20-30°W, mientras que la segunda tiene direcciones NW-SE y ejes casi horizontales, con débil inmersión hacia el NW. Los planos axiales de la primera familia presentan buzamientos de unos 45° hacia el N, mientras que los de la segunda familia buzan con inclinación similar, pero hacia el NE. Ambas familias serían coherentes con la doble vergencia NE y SW de la unidad.

La otra zona en la que existen pliegues "anómalos" es la banda de cizalla ubicada en la zona central del afloramiento (Fig. 24). De nuevo existen dos familias de pliegues, y ninguna de las dos se corresponde, en principio, con los pliegues más comunes en el afloramiento. La primera familia se caracteriza por ejes de dirección WNW-ESE, con inmersiones elevadas de 60-70° hacia el E. La segunda presenta ejes de dirección N-S e inmersiones de unos 45° hacia el S. Los planos axiales de la

primera familia muestran vergencias hacia el NE (planos NW-SE, y bastante verticalizados), mientras que los de la segunda familia vergen hacia el W (planos NNW-SSE).

Fallas

Son elementos muy comunes en todo el afloramiento de Los Abuelos, y en algunas zonas son prácticamente las únicas estructuras observables en campo, como por ejemplo en las brechas de falla cuarcíticas o en la zona NE, de menor deformación dúctil. Sin embargo, la compleja historia de deformación de la zona hace muy complicada su interpretación, ya que los planos presentan direcciones muy dispersas (Fig. 25), y raramente es posible identificar el sentido de movimiento. Además, la mayor parte de los planos no presentan estrías, y los que lo hacen vuelven a mostrar una variabilidad muy elevada.

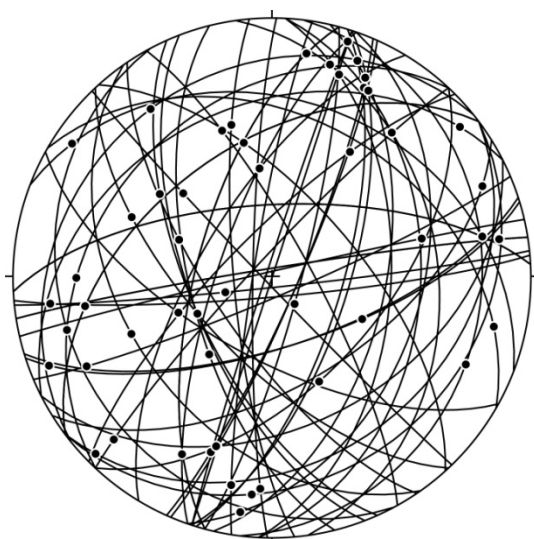


Fig. 25. Proyección estereográfica del conjunto de fallas con estrías medidas en Los Abuelos.

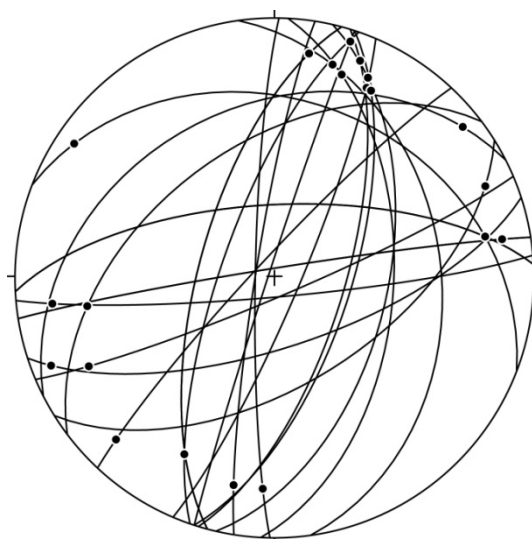


Fig. 26. Proyección estereográfica de las fallas con estrías de inmersión menor a 30° .

Aquellas fallas que muestran una información completa (estría y sentido de movimiento, la minoría de las representadas en Fig. 25) reflejan a grandes rasgos dos tipos de movimientos: fallas inversas y fallas de desgarre. Si se representan, la dispersión impide obtener cualquier interpretación, así que se procede a un filtrado, separando aquellas fallas cuya estría muestre inmersiones menores de 30° (límite escogido arbitrariamente). El filtrado permite diferenciar una familia de fallas, bien identificada en campo como fallas dextrales, de dirección NNE-SSW y buzamientos verticalizados tanto al E como al W, con estrías de inmersión 20° N (Fig. 26). Existe otra familia representando fallas de desgarre, bastante más dispersa, de dirección NE-SW y buzamientos de unos 55° tanto al NW como al SE aunque no se ha reconocido su sentido de movimiento.

El resto de fallas, las que cuentan con estrías de inmersión superior a 30° , presentan una dispersión demasiado elevada como para poder diferenciar familias. Aunque la mayor parte de estas fallas carecen de sentido de movimiento, se han reconocido

algunas fallas inversas, sin identificarse fallas normales, lo cual no implica necesariamente su ausencia.

Foliación

La foliación en los materiales ordovícicos en la zona de falla se considera como una estructura heredada y deformada como un elemento pasivo por la actividad de la falla de Río Grío, y teniendo en cuenta que tiende a quedar obliterada por la deformación asociada a la Falla de Río Grío, no se ha interpretado como estructura indicativa de la cinemática. No obstante, se ha observado una foliación (pizarrosidad, Fig. 22a) en materiales pérmicos. Presenta planos verticalizados, en dirección NW-SE, siendo coherente con la orientación de los pliegues observados en dichos materiales (Fig. 27). Los pliegues presentan características muy similares a los identificados previamente como mayoritarios.

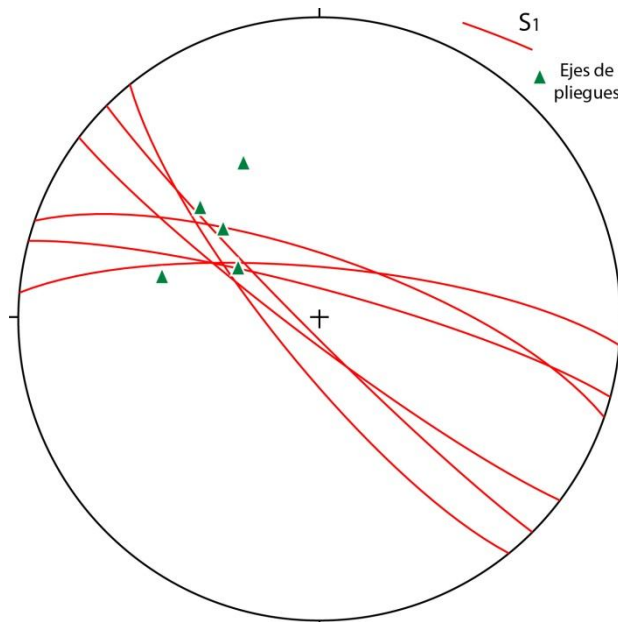


Fig. 27. Proyección estereográfica de la foliación observada en el Pérmico, así como de los pliegues que presenta.

Otras estructuras

Se han observado en campo y a diferentes escalas varias estructuras indicativas del sentido de movimiento de la cizalla a las que se asocian, siendo tanto estructuras dúctiles (S-C y pliegues de arrastre) como estructuras frágiles (fracturas en dominó). Pese a que están presentes en prácticamente todas las zonas, destacan por su abundancia y buena exposición en la zona afectada por la banda de cizalla dextral (o

en sus proximidades) de dirección E-W anteriormente citados. La banda de cizalla se corresponde con el estereograma 6 de la Fig. 21.

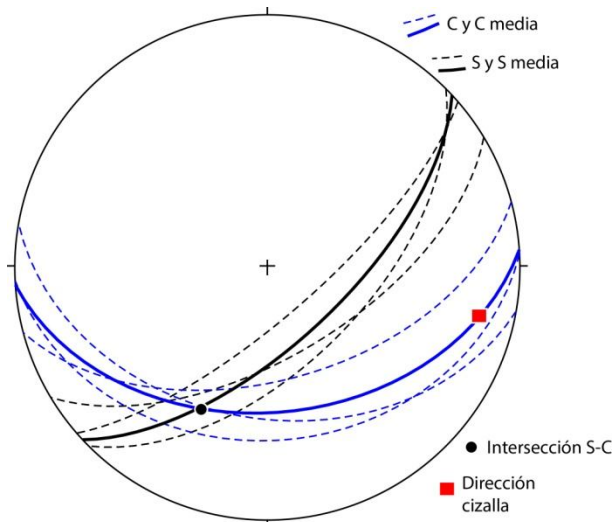


Fig. 28. Proyección estereográfica de los planos que conforman la S-C, así como de su intersección y de la dirección de cizalla extraída.

Así, asociada a uno de los dos planos que marcan la dirección de la banda, se puede observar una estructura S-C claramente indicativa de cizalla dextral (Fig. 28). Los planos de cizalla C son paralelos a la dirección principal de la banda, es decir, E-W (plano medio: 082, 46S), mientras que los planos de foliación S son oblicuos a los C (plano medio: 051, 64SW). La intersección entre ambos planos permite obtener la dirección del movimiento (103, 15E), compatible con un movimiento de desgarre dextro.

Por otra parte, en el entorno de la banda, hacia el S, donde las cuarcitas y pizarras ordovícicas cabalgan a la unidad de brechas blancas cuarcíticas, se pueden observar dos estructuras no relacionadas entre si aparentemente, pero ambas indicativas de cizalla dextral. Una de ellas es un pliegue apretado de arrastre, un pequeño gancho, con fuerte inmersión hacia el SW, asociado a una falla de desgarre vertical (Fig. 29). La otra es una estructura frágil en dominó, que afecta a dos bloques de cuarcitas en una zona en la que dominan las pizarras, las cuales no aparentan haber sufrido la fracturación.

Las fracturas que generan el desplazamiento en las cuarcitas muestran direcciones E-W y planos verticales, y no suelen presentar estrías (su desplazamiento no supera los 6-7cm), y cuando lo hacen son prácticamente horizontales. La orientación de los planos y las estrías indican por tanto su compatibilidad con un desgarre dextro.

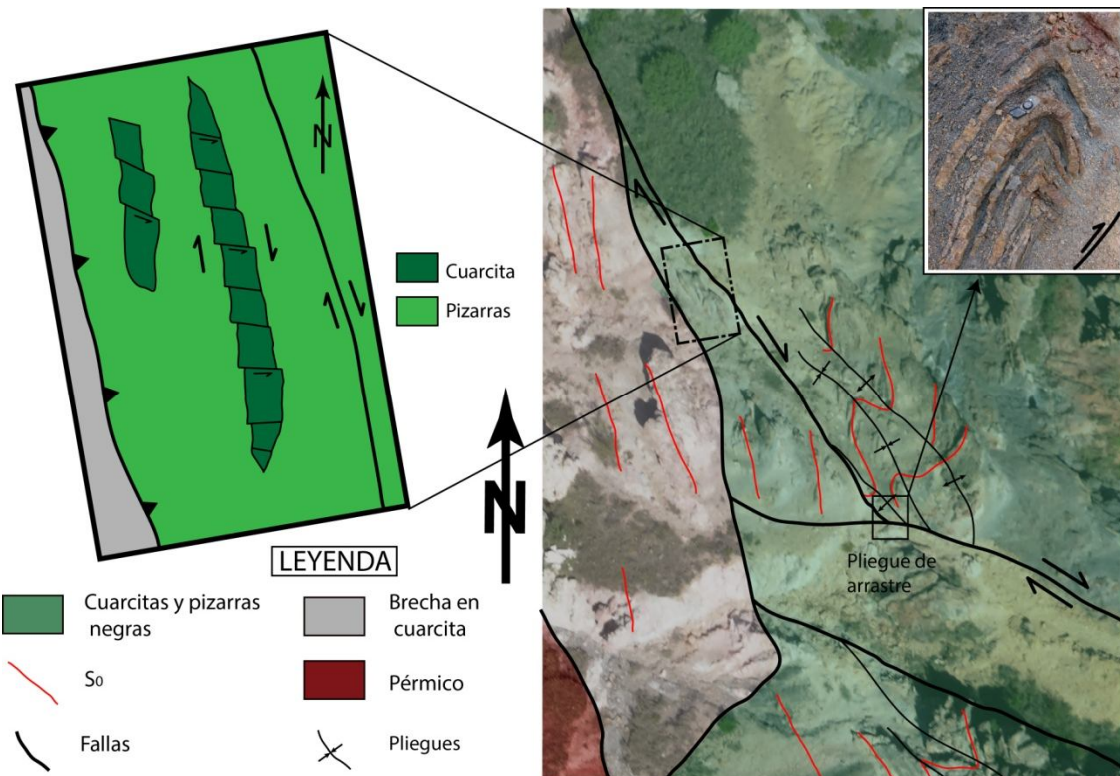


Fig. 29. Mapa geológico del entorno de la banda de cizalla dextra. A la derecha, esquema de la estructura en dominó observada en bloque cuarcítico. A la izquierda arriba, imagen del pliegue de arrastre asociado al plano de desgarre dextro.

Cabe destacar que las mismas fracturas que se observan en los bloques de cuarcitas también son observables las zonas adyacentes, inclusive en la zona del pliegue de arrastre. Las fracturas no se ven afectadas por el plegamiento, por lo que son claramente posteriores a la formación de los pliegues.

MICROESTRUCTURA

El análisis microestructural se realiza a partir del estudio de 12 láminas delgadas obtenidas en diferentes tipos de rocas asociadas a la zona de falla de Río Grío. Se han realizado las láminas a partir de las muestras obtenidas en un trabajo previo del grupo de investigación Geotransfer sobre la utilización de técnicas paleomagnéticas y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) a rocas de fallas realizado en Los Abuelos, así como dos muestras de mano (4 láminas) recogidas en campo y orientadas. Las ubicaciones de las diferentes láminas pueden observarse en la Fig. 30. Las estaciones RG1, 2 y 3, se corresponden con las barras cuarcíticas brechoides; RG4 y 8 con el Pérmico; RG5 y 5b con un plano de falla entre el Pérmico y una lámina de Ordovícico; RG9 con la zona de la banda de cizalla.

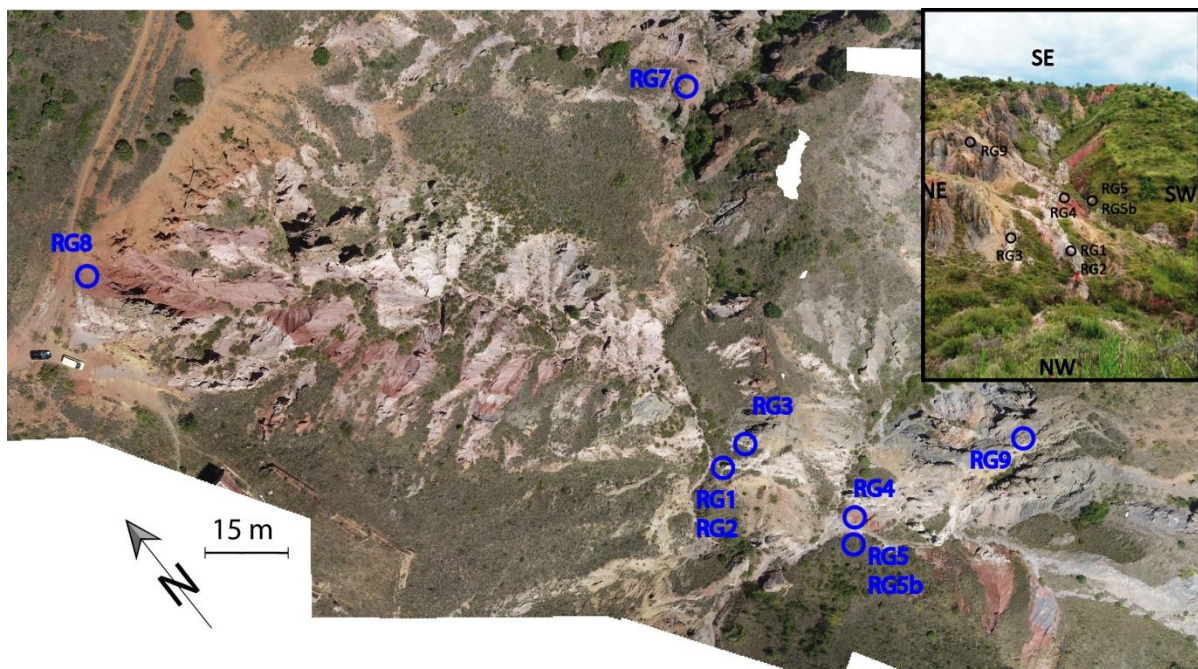


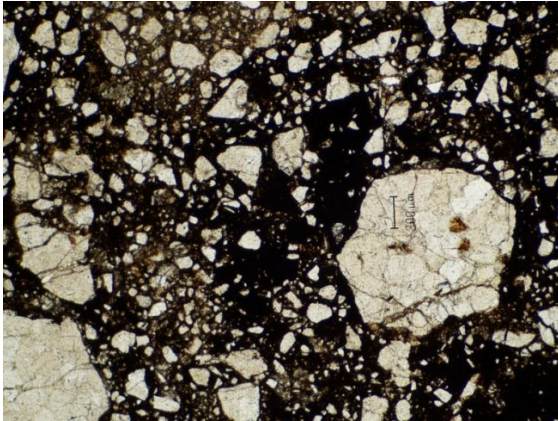
Fig. 30. Ubicación de las muestras seleccionadas para el estudio microestructural.

Las muestras para el estudio paleomagnético se han obtenido en su mayor parte de harinas y rocas de falla (*fault gouges*), por lo que tienden a presentar una intensa deformación. Se observan tanto estructuras de deformación frágil como dúctil, aunque no se observan ambas estructuras en una misma lámina. En global, no parece dominar un comportamiento sobre otro, aunque sí es cierto que existe cierto control litológico, al menos en el Pérmico, ya que presenta estructuras miloníticas y una casi total ausencia de fracturación frágil.

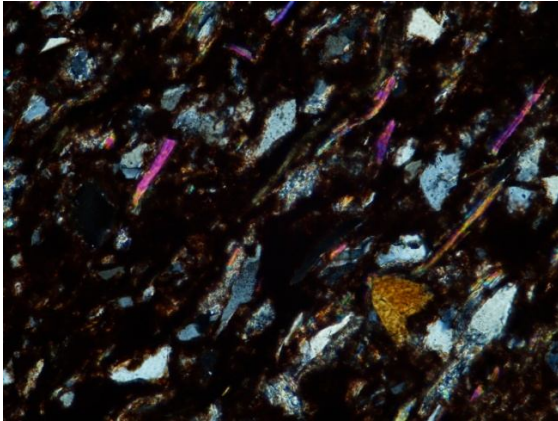
Si atendemos a la clasificación (según Passchier y Trouw, 2005) de las muestras, podemos diferenciar dos grandes grupos, en función de la deformación que presentan: 1) Harinas y brechas de falla (Fig. 31a). Se consideran harinas cuando presentan más de un 30% de matriz y brechas cuando el contenido en matriz es menor del

30% Únicamente muestran estructuras frágiles, con o sin orientación de las fracturas en función de la menor o mayor deformación, respectivamente. 2) Milonita s.l. (Fig.

a)



b)



c)



Fig. 31. Diferentes texturas observadas en lámina delgada. a) Textura brechoide, con cantos angulosos y cemento ferruginoso. Obj. X2. b) Textura foliada en arenisca pérmica. Foliación planar de las moscovitas. Obj. X20 c) Textura milonítica en cuarcita. Granos de cuarzo totalmente elongados, con indicios de disolución por presión, deformación lamelar, etc. Obj. X10.

31c): protomilonitas (<10% de matriz) y milonitas s.e. (10-90% de matriz), con evidencias de deformación cristalina y foliación.

No obstante existe un tercer tipo de rocas, no clasificadas como rocas de falla, pero si en clara relación a procesos de deformación: rocas foliadas, con orientación preferente de los filossilicatos, pero sin deformación en los granos de cuarzo (Fig. 31b).

La porosidad abierta por la fracturación es cementada casi en exclusiva por cemento ferruginoso (Fig. 31a), que algunas ocasiones supera el 50% de la muestra especialmente en rocas del Pérmico, y por matriz, conformada por pequeños fragmentos del encajante. Además, de forma minoritaria pero generalizada, existe una porosidad de fractura rellena por cemento carbonatado, el cuál puede verse afectado por la deformación (Fig. 34). Por último, algunas láminas presentan fracturas abiertas con cemento silíceo coetáneo a la apertura (Fig. 32).

En cuanto a las brechas y harinas, el tamaño estándar de los fragmentos depende de la muestra, presentando tamaños medios de entre 0.8mm en las menos fragmentadas y 0.03mm en las que presentan mayor deformación, aunque los fragmentos de mayor tamaño superan el centímetro holgadamente en casi todas las láminas. En algunas láminas la brechificación es generalizada, mientras que en otras queda restringida a los planos de rotura. En láminas menos brechificadas suelen dominar los fragmentos policristalinos (de varios granos

de cuarzo), mientras que en las más deformadas dominan los monocristalinos, de tamaño lógicamente mucho menor. En las cuarcitas es frecuente que en el interior

de la matriz de granos de cuarzo hayan precipitado óxidos de hierro, otorgando a las muestras un aspecto moteado (Fig. 33).

Las milonitas se generan tanto en las cuarcitas como en las areniscas pérmicas, aunque en estas últimas dominan las fábricas foliadas. Las milonitas en las cuarcitas presentan ejes de cuarzo elongados en una dirección constante, con morfologías pseudo-rómbicas frecuentes (Fig. 31c y Fig. 33).

Tanto en milonitas como en brechas o harinas, el cuarzo presenta extinción ondulante que interpreto, en principio, como el resultado de la deformación previa generada en la Orogenia Varisca y ajena por tanto a la etapa principal en la Falla de Río Grío, si bien no es descartable que, ante la elevada deformación registrada, la actividad de la falla haya generado esta deformación cristalina plástica.

Una vez clasificadas de forma general las láminas, se procede a describir estructuras de deformación indicativas del sentido de movimiento de la cizalla registrada. Antes conviene aclarar que, a pesar de que las láminas están orientadas, las direcciones observadas en ellas son aparentes, por lo que se desconoce con precisión su orientación, que requeriría la medida de orientaciones de ejes cristalográficos, objetivo que supera los del presente trabajo y que se abordará en el futuro. No todas las láminas muestran este tipo de estructuras, y tampoco se ha observado un patrón claro entre la orientación de las láminas y la presencia de las estructuras.

Las estructuras indicativas del movimiento son tanto dúctiles (S-C y S-C', con deformación interna de los granos dando lugar a clastos sigmoidales y clastos en forma de *mineral fish*), como frágiles (correlacionables con las fracturas de Riedel).

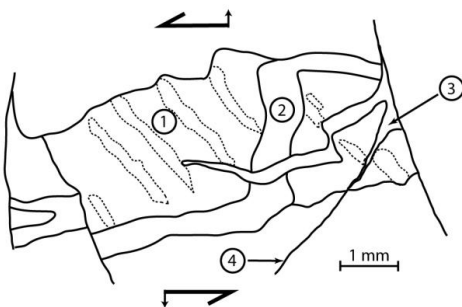


Fig. 32. Interpretación de la lámina RG5-1. Presencia de 4 familias de fracturas (3 abiertas), y sus relaciones de corte.

La lámina RG5-1 (Orientación de la lámina: 030, 75E) presenta un conjunto de fracturas abiertas con claras relaciones de corte entre ellas (Fig. 32). La primera en generarse presenta un llamativo relleno silíceo (Fig. 32, 1), con cristales en hábito alargado (vena ataxial). La elongación de los cristales indica un movimiento aparente sinistro sobre la fotografía, pero teniendo en cuenta la orientación de la lámina es realmente un movimiento en dip-slip a lo largo de un plano prácticamente vertical tratándose, del relleno del hueco dejado en algún escalón del plano de

movimiento. Las zonas adyacentes en la lámina no lo esclarecen.

Seccionando al relleno silíceo existen dos familias de venas abiertas (Fig. 31, 2 y 3), las cuales parecen haberse formado bajo un estado de esfuerzos muy similar, o a menos así indica el desplazamiento de sus paredes. La familia 2 es un relleno calcítico en mosaico, mientras que la familia 3 es una fractura abierta y rellena por fragmentos del encajante (cuarzo y carbonato de la familia anterior). Por último, se observa una fracturación, sin estar abierta (Fig. 31, 4) que secciona todas las demás familias.

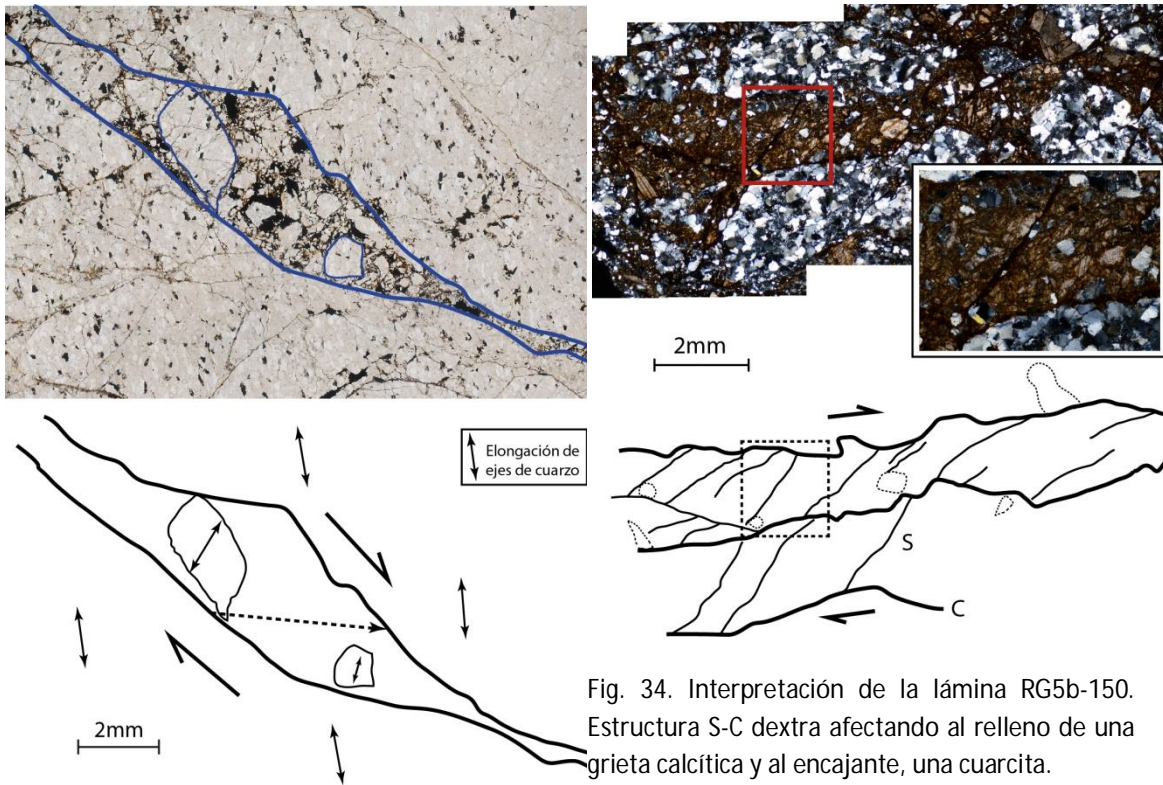


Fig. 34. Interpretación de la lámina RG5b-150. Estructura S-C dextra afectando al relleno de una grieta calcítica y al encajante, una cuarcita.



Fig. 33. Interpretación de la lámina GR3-3. Presenta una fractura dextra en una cuarcita milonitizada, con fragmentos de cuarcita rotados horariamente en el interior de la fractura abierta, indicando el sentido de movimiento.

La lámina GR3-3 (090, 45S; Fig. 33) muestra una fractura abierta, con relleno de fragmentos del encajante y óxidos ferruginosos como cemento. La roca encajante es una cuarcita milonitizada, con los granos de cuarzo claramente elongados abarcando el conjunto de la muestra.

Tanto la apertura de la fractura, como la rotación de los fragmentos indican que se formó bajo cizalla dextra. Además, existe una fracturación (no señalada en Fig. 33) que se corresponde con las fracturas R' de acuerdo con el modelo de Riedel, indicando también un movimiento dextro de la banda principal.

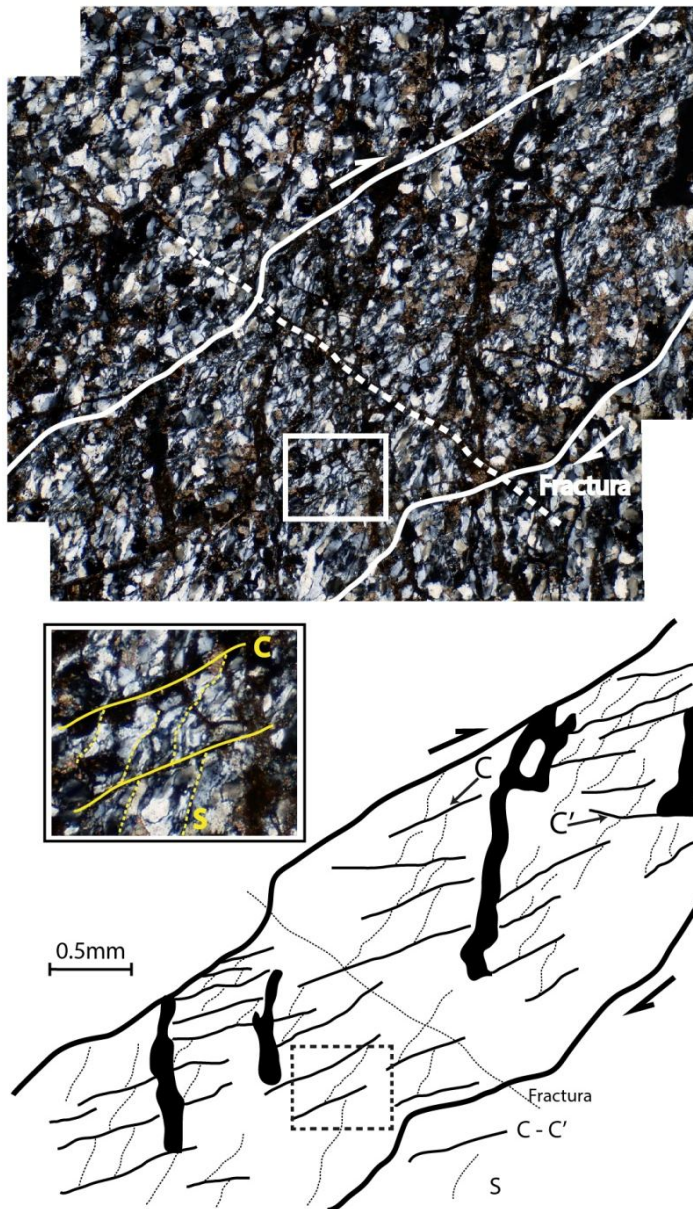


Fig. 35. Interpretación de la lámina RG-9. Estructura S-C (+C') de sentido dextro. La diferencia entre C y C' está en su oblicuidad respecto a los planos de cizalla (los C' son más oblicuos).

Por último, la lámina RG4-13b (160, 45 S, Fig. 36) presenta de nuevo una estructura S-C dextra y textura milonítica, pero esta vez desarrollada en unas areniscas pérmicas. Destaca la presencia de abundantes óxidos de Fe entre los planos S. A favor de éstos planos quedan orientados cristales de moscovita, de hábito planar. Por otra parte, cabe destacar la presencia de un clasto rico en cuarzo (Fig.36, zona centro superior) con una clara rotación horaria, indicativo de una rotación por cizalla dextra. La matriz que rodea al clasto se adapta a la rotación, fácilmente visible en la zona superior del clasto.

La lámina RG5b-150 (estructura paralela al lado corto de la lámina, dirección 150, 20SE; Fig. 34) muestra una estructura S-C, claramente dextra, afectando a una grieta rellena de calcita y al encajante, una cuarcita débilmente milonitizada (cuarzo orientado). Observada en aumento, destaca la deformación a favor de los planos S de los cristales de calcita, mientras que en los granos de cuarzo la deformación parece menor.

La lámina RG-9 (060, 65S, Fig. 35) presenta una estructura S-C, con la particularidad de que muestra además algunos planos C', oblicuos y sintéticos al plano de cizalla. Esta lámina se corresponde con una muestra obtenida en las inmediaciones de la estructura S-C dextra observada en la banda de cizalla. Los granos de cuarzo del entorno de la banda S-C no muestran evidencias de milonitización.

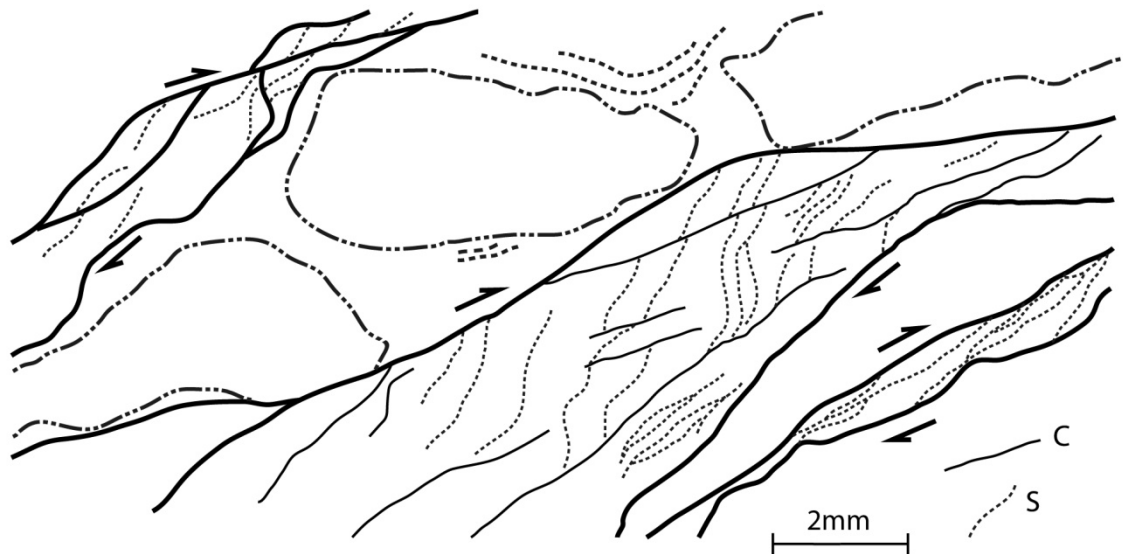
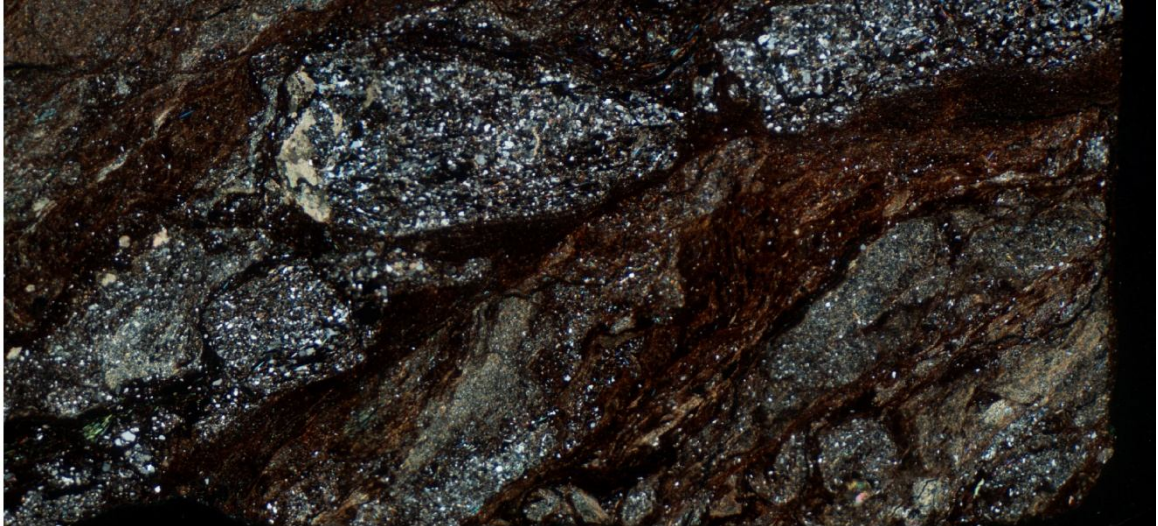


Fig. 36. Interpretación de la lámina RG4-13b. Estructura S-C dextra desarrollada en areniscas pérmicas. Presencia de un clasto (de contenido elevado en cuarzo, zona centro superior) rotado horariamente.

5. INTERPRETACIÓN

De la misma forma que se describían los resultados partiendo de la escala cartográfica y abordando después las estructuras a escala de afloramiento y microscópica, considero oportuno interpretar los resultados en esa misma secuencia. Por tanto, se interpretarán las Unidades de Badules y Herrera (en la medida de lo posible) y la relación entre la Falla de Datos y la Falla de Río Grío, para posteriormente analizar la deformación asociada a la Falla de Río Grío, objetivo final del presente trabajo.

La Unidad de Badules, en la zona de estudio, constituye el bloque superior de la Falla de Datos, al cabalgar sobre la Unidad de Herrera. La disposición de las capas, con un buzamiento constante hacia el SW, se ha interpretado como el flanco SW de un anticlinal asimétrico de bloque superior asociado a la Falla de Datos. En la propia geometría del cabalgamiento varisco se desarrolla un sistema en láminas imbricadas con vergencia hacia el NE, de buzamientos en torno a 60° , que se suponen paralelas al plano principal de la falla.

Estas pequeñas láminas del sistema imbricado afectan fundamentalmente a la Cuarcita de Bámbola, que cabalgan sobre una serie de areniscas y pizarras de fuertes buzamientos hacia el N, cuya correlación con las formaciones observadas en campo es un tanto comprometida, aunque lo más probable es que se correspondan con la Formación Embid. Por otra parte, asociados a los pequeños cabalgamientos, aparecen trenes de pliegues asimétricos y apretados (en relación a la amplitud hectométrica de los pliegues característicos de la unidad), que posiblemente se deban a una intensificación de la deformación asociada a las láminas.

Lo limitado de la zona de estudio, los precarios afloramientos y los escasos datos obtenidos en la unidad impiden correlacionar y/o interpretar éstos últimos con otras zonas ya estudiadas en la unidad.

La Unidad de Herrera presenta una deformación más complicada de interpretar en relación a lo observado en la Unidad de Badules. Los pliegues muestran vergencias hacia el NE, con los flancos SW con menor buzamiento que los NE (Fig. 12b y 3), y la estratificación en polaridad normal, siendo los flancos invertidos (flancos NW) muy puntuales. Esta estructura es muy similar a la descrita (en una zona situada 10km al S de la zona de estudio) por Calvin-Ballester y Casas (2014) como la segunda fase de deformación en la Unidad de Herrera, asociada al cabalgamiento de Datos. No obstante, la amplitud de la zona de estudio es limitada, por lo que las interpretaciones a escala de la propia Unidad de Herrera deben tomarse con la debida precaución.

Por otra parte, la Falla de Río Grío ha sido interpretada (Vílchez, 1986) como una estructura tardi-hercínica asociada a la Falla de Datos, aunque no se han observado

evidencias de actividad durante este periodo, aunque es factible, teniendo en cuenta que es una zona de debilidad estructural y de orientación propicia (NW-SE).

La zona de estudio se sitúa en la unión entre las dos grandes estructuras, las fallas de Datos y Río Grío, interpretándose que la segunda, hacia el centro y S, tiende a converger uniéndose o aprovechando la traza de la Falla de Datos. Además, la zona de Tobed coincide con la aparente zona de relevo entre las dos trazas de la falla de Río Grío. La elevada inclinación de la Falla de Datos en su zona central, hecho plasmado por varios autores (Vílchez, 1986; Calvín-Ballester y Casas, 2014), puede entonces interpretarse en esta zona como: propiamente una falla con un ángulo elevado a causa de un plegamiento (varisco o alpino), o bien como la intersección de la Falla de Río Grío con la Falla de Datos, sin presentar ésta en realidad una inclinación tan elevada, siendo tan solo aparente. Tampoco ambas hipótesis serían excluyentes.

Si hacia el S las trazas de las fallas convergen, hacia el N tienden a diverger, siguiendo la Falla de Río Grío una dirección NNW, paralela al Río homónimo, mientras que la Falla de Datos mantiene una dirección NW-SE, siguiendo el pie de la Sierra de Vicor hacia las localidades de Inogés-El Frasnó. Hacia el NNW (a unos 15km), la Falla de Río Grío pone en contacto materiales del Ordovícico en el bloque W con materiales triásicos (en facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper) en el bloque E, indicando a su vez su posible actividad extensional, al menos, en las primeras etapas extensivas del Rifting Ibérico, ya que son las propias estructuras tardi-hercínicas las que controlan tanto la subsidencia como la inversión de las cuencas. En este sentido, la presencia de láminas de material pérmico-triásico en la propia zona de falla (Los Abuelos) quedaría justificada.

En esta misma zona con afloramientos de materiales triásicos al NNW, pueden observarse numerosos pliegues afectados por fallas oblicuas en relación con la Falla de Río Grío, que provocan una rotación de eje vertical o de disposición en relevo de los ejes de los pliegues alpinos, indicando movimientos de *strike slip* dextros durante la Orogenia Alpina. La orientación de los pliegues también es coherente con una cizalla dextra.

Por otra parte, si analizamos los datos estructurales obtenidos en la Falla de Río Grío, observamos a grandes rasgos 2 tipos de movimientos: uno de *strike slip* y otro de *dip strike*. Los movimientos de *strike slip* (casi todos dextros) quedan evidenciados por: 1) Verticalidad de los planos de falla o de cizalla que limitan lenticulas alargadas (con dimensiones incluso hectométricas *along-strike*) en dirección paralela a los planos de cizalla y delgadas (apenas 15-20m como máximo), muchas veces con formas sigmoidales y planos alabeados. 2) Planos de estratificación verticalizados, con mayor buzamiento que lo observado en conjunto en la Unidad de Herrera, junto a la presencia de pliegues con ejes verticalizados y planos axiales con tendencia al paralelismo respecto los planos de las fallas que limitan las unidades que los contienen, es decir, verticales. 3) Presencia de fallas con estrías sub-horizontales. 4)

Elementos propios de esfuerzos de desgarre, tanto frágiles como dúctiles y a diferentes escalas: rotación vertical de bloques decamétricos, estructuras S-C o en dominó, etc... tanto a escala de observación en campo como en lámina delgada.

Por otra parte, se han observado los siguientes criterios de movimiento *Dip Slip*: 1) Presencia de planos de falla más tendidos que los anteriores y cabalgantes sobre otras unidades, mostrando claras vergencias NE o retro-vergencias SW, menos marcadas. 2) Presencia en estas unidades de pliegues de eje horizontal y planos axiales inclinados. 3) Fallas con estrías verticales que, a pesar de su gran dispersión, en campo son fácilmente reconocibles. 4) En lámina delgada se han observado estructuras claramente indicativas de *dip slip*, si bien es cierto que no puede reconocerse si son normales o inversas.

Si se analizan las estructuras en detalle, la mayor parte de ellas aportan no solo el tipo de movimiento (*strike slip* o *dip slip*), sino también el sentido de dicho movimiento. En este sentido, considero que los pliegues son la estructura que mejor muestra el sentido de movimiento. Su dirección es un tanto oblicua a los planos de falla o de cizalla (120-130° por 140-150° respectivamente) y muestran ejes con inclinaciones elevadas hacia el NW. Teniendo en cuenta que la vergencia de las fallas, pese a ser casi verticales, tiende ligeramente hacia el NE, el sentido de movimiento interpretado es dextro, con cierta componente inversa.

Existen dos zonas "anómalas" respecto a la disposición general de los pliegues. La primera de ellas se corresponde con una lámina que presenta una clara componente inversa (*dip-slip*), con pliegues de eje horizontal y vergencias hacia el NE y SW (la lámina está limitada por fallas con dos vergencias opuestas). La segunda se corresponde con la banda de cizalla observada en la zona centro-Sur del afloramiento de Los Abuelos. Es una estructura de cizalla dextra en dirección E-W, evidenciada por su orientación en relación a los planos principales y por presentar estructuras S-C dexas, observables tanto en campo como en microscopio, así como dos familias de pliegues (Fig. 24). Las interpretaciones deducidas para estos pliegues se resumen en: 1) Los pliegues con direcciones E-W (en torno a N100-120°E) se corresponden con el movimiento asociado a los planos de la cizalla E-W, mientras que los que presentan direcciones más norteadas y planos axiales NW-SE se corresponden con la dirección típica de las fracturas sintéticas de Riedel (fracturas R). 2) Las dos familias de pliegues se corresponden con fases de movimiento de la cizalla E-W diferentes, de tal forma que los N-S son rotados desde una posición original similar a los E-W, a través de una rotación horaria, coherente con la cizalla dextra que genera los propios pliegues E-W. Indistintamente de la interpretación, los pliegues indican un movimiento de *strike slip* dextro con ligera componente normal.

Las fallas y las estrías en ellas observadas presentan el problema de la elevada dispersión (Fig. 25). En las fallas de desgarre observadas se intuye la existencia de un

sistema conjugado dextro, pero se desconoce el sentido de movimiento de la familia NW-SE, por lo que no aportan información concluyente.

La presencia de bloques rotados antihorariamente (ejes de rotación vertical), también es indicativa de movimiento de *strike slip*, aunque en este caso sinistro (Fig. 16). Esta rotación se observa principalmente en la zona de menor deformación del afloramiento de Los Abuelos. Las fallas de desgarre sinistro, de dirección 120-130N, son oblicuas a la dirección principal de la cizalla (140-150°). El movimiento sinistro podría entenderse dentro de una cizalla general si estuviera en relación a fracturas antitéticas R' descritas por Riedel. Sin embargo, la diferencia de oblicuidad entre éstas y la dirección de la cizalla no es compatible con fracturas R'. Por tanto, las interpretaciones que pueden aventurarse para estas estructuras son: 1) Una fase tectónica diferente a la que genera la cizalla dextra; 2) Que las fracturas sinistras se correspondan con fracturas en dominó, de forma similar a lo observado a menor escala en la Fig. 29). Ver capítulo de Discusiones.

En los materiales ordovícicos la foliación observada se ha interpretado como una estructura heredada de la orogenia varisca, y que por tanto la compresión alpina ha deformado como un elemento pasivo. No obstante, y de forma muy local, se puede observar una foliación (o pizarrosidad) plegada en los materiales pérmicos, lo que permite deducir la deformación alpina, sin el posible enmascaramiento de la deformación varisca. Esta foliación muestra unas características similares a lo observado en los materiales ordovícicos: pliegue apretado, de dirección NW-SE con ejes en torno a 50-60° (Fig. 27). Indicaría por tanto que la deformación observada en los materiales ordovícicos no es varisca, sino alpina, o al menos compatible con ella.

La deformación en lámina delgada representa una cinemática muy similar a lo observado en escalas mayores: estructuras tanto frágiles como dúctiles indicativas de *strike slip* dextro, y de forma minoritaria de *dip slip*, que aunque no se pueda precisar si son normales o inversas. No obstante, a escalas mayores no se han observado estructuras extensionales en el afloramiento de Los Abuelos. Por otra parte, las deformaciones con mecanismo frágil y dúctil aparecen indistintamente en un mismo tipo de roca, sin existir control litológico, y tan solo en las litutas pérmicas parece no observarse deformación frágil.

En cuanto a la relación de esfuerzos en la Falla de Río Grío, destaca que no se observen conjuntamente, ni en campo ni en lámina delgada, estructuras indicativas de *strike slip* y *dip slip*. Es decir, que no se han observado, por ejemplo, planos de falla con las dos estrías o que en una misma unidad no aparecen pliegues de eje vertical y horizontal conjuntamente. Se interpretan dos posibles causas a este hecho: 1) Que sean dos etapas de deformación separadas en el tiempo, de tal forma que generen estructuras diferentes y que la segunda etapa o bien no reactive estructuras previas o bien oblitere por completo las evidencias de la primera etapa. 2) Que se deba a un proceso de partición de la deformación (*strain partitioning*), de tal forma que unos planos o

unidades asuman el esfuerzo relacionado con el *strike slip* y otros asuman el *dip slip*.
Teniendo en cuenta la distribución geométrica de las estructuras, considero más
coherente esta segunda opción.

DISCUSIONES

En este apartado intentaré resolver o al menos ampliar, algunas de las cuestiones que no terminan de discutirse completamente en el apartado de interpretaciones.

En cuanto a estudios de análisis estructural en zonas de falla en la Cadena Ibérica, la bibliografía es relativamente escasa. Sin embargo, existe un estudio estructural y morfológico preliminar del afloramiento de Los Abuelos (Lahoz et al. 2009). La estructura detallada en este artículo es, a grandes rasgos, similar a la descrita en el presente trabajo. Destaca la existencia de grandes bloques o bandas, con material más o menos cohesivo, incluyendo la presencia de *fault gouges*. La estratificación presenta una orientación relativamente constante 135, 70SW. En el interior de los bloques, observan fallas de dirección aproximada 140, 60NE, con estrías indicativas de movimiento inverso, aunque comentan que el sentido de desplazamiento no siempre es evidente. En el afloramiento (de 200m de espesor), distinguen una zona o banda de mayor deformación, coincidente con la mencionada en este trabajo. El contexto tectónico al que atribuyen la deformación observada en Los Abuelos también coincide con movimientos transpresivos dextros.

La principal diferencia entre la interpretación de Lahoz et al. (2009) y la obtenida en este trabajo reside en el sentido de movimiento mayoritario analizado: mientras que en Lahoz et al. (2009) observan una dominancia del comportamiento inverso, en este trabajo se observa una componente de cizalla dextra dominante respecto a la inversa, o al menos en proporciones similares. No obstante, se trata de impresiones cualitativas, al menos por la parte que corresponde a este trabajo, puesto que no se maneja información cuantitativa al respecto. En un futuro proyecto se pretende aplicar la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) a la zona de falla para estimar de forma cuantitativa el grado de deformación de las distintas láminas, así como la determinación de la dirección de movimiento en cada una de las lenticulas.

Si comparamos la estructura observada en la Falla de Río Grío con la observada en otras zonas de falla, un buen análogo es el estudio realizado por Awdal et al. (2014), en fallas normales. Describen dos morfologías típicas: *lozanges* y *lenses*. La primera la definen como pequeños bloques (centimétricos a decimétricos) de roca poco deformada ubicadas entre bandas de deformación (planos de movimiento discreto), mientras que la segunda la definen como bloques de formas romboidales limitadas por planos de deslizamiento mayores. El material que constituye la *lense* puede ser roca intacta, roca deformada de forma plástica o frágil o rocas de falla (*fault gouges*). El desarrollo de las estructuras queda condicionado por: orientación de los planos de falla y su desplazamiento, la litología, la presión de fluidos y la magnitud de los esfuerzos principales y los mecanismos de deformación que actúen en el proceso.

Las *lenses* presentan longitudes (eje x, paralelo al strike del plano de falla) y alturas (eje y, paralelo al dip del plano de falla) considerables, mientras que el espesor (eje z, perpendicular al plano de falla) presenta una magnitud mucho menor. Las longitudes de las *lenses* descritas es de unos 40m en este trabajo. Por otra parte, las relaciones entre los tres ejes descritas por Awdal et al. (2014) es de 1:4:7 (z,y,x), si bien otros autores (Bastesen et al., 2009) reflejan ratios muy diferentes: 1:32:19 (z,y,x) para *lenses* de mayor dimensión.

En la zona de estudio, las *lenses* en las unidades descritas en Los Abuelos, presentan evidentes similitudes geométricas con las descritas por Awdal et al. (2014). Sin embargo, las dimensiones de las *lenses* observadas en Río Grío son mayores que las observadas en Awdal et al. (2014) y menores que en Bastesen et al., (2009). Como promedio, atribuyo a las *lenses* observadas longitudes de 100m, alturas (muy estimativas puesto que las desconocemos) de 40m y espesores de 8m, por lo que la relación de los ejes de las *lenses* de los abuelos es de 1:5:12.5. La relación entre longitud y altura guarda más similitud con lo observado en Awdal et al. (2014). No se han observado estructuras tipo *lozenge* en la Falla de Río Grío.

Ahora se procede a analizar aquellas cuestiones que quedaban por aclarar o profundizar; un ejemplo de ello es la presencia de las fracturas sinistras que desplazaban bloques en sentido anti-horario. Una posible interpretación es la presencia de un contexto tectónico que permitiese un movimiento de *strike slip* sinistro en esas fracturas de orientación 120-130°. Para ello, σ_1 debería situarse en una dirección aproximada ENE. Un contexto tectónico similar en la Cadena Ibérica es reconocido en Simón (2006), el cual queda definido como Campo Pirenaico - Ibérico (Oligoceno), previo a la mayor compresión registrada, la ya mencionada NNE (Campo Pirenaico, Mioceno inferior). Por otra parte, las fallas sinistras también pueden ser explicadas por una fracturación en dominó, con estructuras antitéticas al movimiento general de cizalla y en relación a una etapa de compresión NNE, que generaría el movimiento de *strike slip* dextro en la Falla de Río Grío.

Teniendo en cuenta la elevada deformación asociada a la etapa de compresión "Pirenaica" y la orientación de las estructuras sinistras, considero que deberían haber sido reactivadas como fallas inversas con componente *strike slip* dextro, y sin embargo no hay evidencias de reactivación (ausencia de estrías de fallas en planos, pliegues etc). Siguiendo la segunda hipótesis, la deformación queda explicada por una sola etapa de deformación, coherente con la compresión NNE principal. Por ello, considero más lógica esta segunda hipótesis.

Por otra parte, estos movimientos sinistros, indistintamente a como se hayan originado, podrían haber rotado antihorariamente los filones de baritina. Éstos presentan, a grandes rasgos, direcciones NE-SW en la zona de estudio, mientras que en el resto de la Unidad de Herrera presentan dirección E-W (Pocoví et al. (1990). Esta

rotación local sería coherente con el movimiento sinistro asociado a estas estructuras, las cuales son más abundantes hacia la zona de mayor densidad de filones, en contacto con el límite NE de la Falla de Río Grío. Se plantea como hipótesis, sin negar que la dirección NE-SW se deba a otras causas, entre otras, a una dirección de extensión local diferente a la observada en la Unidad de Herrera.

Otro de los aspectos a aclarar considero que es la presencia de pliegues con vergencias S y SE en la banda de cizalla dextra E-W, indicativos de componente normal, aunque muy minoritaria respecto al *strike slip* (ejes en torno a 70-80° de inmersión). Considero que la existencia de planos aislados (solo se ha encontrado este tipo de estructuras en la banda de cizalla) con movimiento normal no es incompatible o descartable en una zona en donde la tendencia generalizada (el sumatorio del movimiento de los diferentes planos) sea compresiva o transpresiva.

La evolución cenozoica de la zona de estudio también puede ser objeto de debate. La presencia de depósitos cenozoicos rellenando la zona central del valle, con espesores engrosados localmente hace pensar en la posibilidad de que la zona haya actuado como un graben o semigraben en este periodo. Los depósitos alcanzan espesores de hasta 90m, y tienden a cubrir una paleo-relieve muy irregular (Gutiérrez *et al.*, 2013). Los rellenos aluviales tienden a arrancar desde posiciones alineadas en paralelo a las estructuras principales, coincidiendo con escarpes que presentan cierta similitud con facetas triangulares de ladera. No obstante, el inicio de estos escarpes tiende a coincidir con la base de la Formación Bámbola, por lo que puede tratarse de una faceta mixta con componentes tectónico y litológico. Por otra parte, se han observado depósitos, de posible edad cuaternaria, que tienen aspecto de haber sido afectados por tectónica extensiva, si bien son muy puntuales y no debe interpretarse, al menos hasta que se realicen estudios más detallados, una tectónica extensional generalizada en la Falla de Río Grío durante el Cuaternario, sino como movimientos locales.

CONCLUSIONES

La Falla de Río Grío tiene un origen tardi-hercínico, y es interpretada como una estructura secundaria asociada a la actividad de la Falla de Datos durante este periodo. Hacia el S de la zona de estudio, ambas fallas se entroncan. Las deficientes condiciones de afloramiento de la Falla de Datos impiden establecer con mayor claridad la relación entre ambas.

La Falla de Río Grío presenta actividad extensiva durante el Rifting Ibérico, al menos en la primera etapa (Pérmico Superior-Hettagiense). Posteriormente, es reactivada durante la Orogenia Alpina como falla transcurrente dextra, con importante componente inversa.

La cinemática de las estructuras observadas en la zona de falla indican dos tipos de movimientos mayoritarios: *strike slip* dextro y *dip slip* inverso, con aparente dominancia del primero. Ambos estarían en relación a la compresión principal alpina NNW en la Cadena Ibérica, y su distribución en la zona de falla puede explicarse por la partición de la deformación (*strain partitioning*).

Las principales características de la zona de falla pueden resumirse en: 1) Estructuras principales NW-SE, con débiles vergencias, en general, hacia el NE. 2) Morfologías (en paralelo a las estructuras) lenticulares, con secciones tendentes a formas sigmoidales. 3) Estratificación orientada NW-SE, y buzamientos elevados (60-90°), preferentemente hacia el SW. 4) Pliegues NW-SE, con ejes de elevada inmersión hacia el NW y pliegues NW-SE, con ejes horizontales y vergencias variables NE y SW. 5) Estructuras que representan movimientos de *strike slip* dextros (S-C, fallas, pliegues, etc). 6) Relevantes espesores de rocas de falla, tanto brechas como harinas.

A nivel microestructural, se han observado 3 tipos de rocas en función de la deformación que presentan: brechas y harinas de falla (*fault gouges*), milonitas y rocas con foliación pizarrosa (Pérmico). Las estructuras muestran movimientos de *strike slip* dextro y de *dip slip*, posiblemente de sentido inverso.

BIBLIOGRAFÍA

Álvarez (1991). Memoria explicativa y mapa geológico de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa Geológico de España 1:200.000 (1ª serie) ITGE, Madrid.

Arthaud y Matte, 1974). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. Tectonophysics Volume 25, Issues 1–2 Pag. 139-141,145-171.

Awdal A., D. Healy, G. I. Alsop (2014). Geometrical analysis of deformation band lozenges and their scaling relationships to fault lenses. Journal of Structural Geology 66 (2014) 11-23.

Bastesen, E., Braathen, A., Nøttveit, H., Gabrielsen, R.H., Skar, T., 2009. Extensional fault cores in micritic carbonate - Case studies from the Gulf of Corinth, Greece. J. Struct. Geol. 31, 403-420.

Calvín-Ballester y Casas (2014). Folded Variscan thrusts in the Herrera Unit of the Iberian Range (NE Spain). Geological Society, London, Special Publications, 394, 39–52.

Capote, R.; Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Llorens, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): "Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera". En: The Geology of Spain. W. Gibbons y T. Moreno, eds., The Geological Society London: 384-397.

Carls, P.(1983). La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. Libro Jubilar J. M Ríos. I.G.M.E., 3, 11-32.

Casas, A.M., Casas, A., Pérez, A., Tena, S., Barrier, L., Gapais, D. y Nalpas, Th. (2000): Syn tectonic sedimentation and thrust-and-fold kinematics at the intra-mountain Montalbán Basin (northern Iberian Chain, Spain). Geodinamica Acta, 1: 1-17.

Cortes y Casas, 1996. Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde N de la C. Ibérica (Cubeta de Azuara-Sierra de Herrera). Revista de la Sociedad Geológica de España, 9, 51-66.

Gozalo y Liñán (1988), Los materiales hercínicos de la C. Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. Estudios geol., 44: 399-404 (1988).

Gutiérrez; Lucha, P.; Jordá, L., 2013. The Río Grío depression (Iberian Chain, NE Spain). Neotectonic graben vs. fluvial valley. Cuaternario y geomorfología (2013), 27 (3-4), 5-32

Julivert y Martínez (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. Geología de España. Libro Jubilar J. M. Ríos. IGME, 1,612–630.

Lahoz Gimeno, M. C. Osácar Soriano y A. Pocoví, **2009**. El singular paraje de “Los Abuelos” (Tobed, provincia de Zaragoza) y su relación con la falla de Datos (Cadena Ibérica Oriental, NE de España). *Geo-temas* 12, VIII Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico, 2009. Pag. 147-150.

Liesa y Casas, 1994). Reactivación alpina de pliegues y fallas del

Liesa, C.L. (2000): Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular. Tesis doctoral, Univ. de Zaragoza, 611p.

Liñán (1983) Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica. V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Resúmenes, 283.

Lotze, 1929. Lotze. F. (1929) Stratigraphie und tcktoni k des Keltiherischen Grundgerhirges (Spanien). *Abh. (Ges. Wiss. Gott. Math/fhys..-Phv.I. K 1 (N. Ser) 14 (2)*, 1-320.

Oliveira, J. T.; García-Alcalde, J. L.; Liñán, E. & de Truyols, J.(1986). The Famennian of the Iberian Peninsula. *Ann. Soc. Geol.. Belg.*, 109, 159-174.

Osácar, 1989. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, inédita.

Passchier y Trouwn, 2005; *Micro-Tectonics*. Ed. Springer. 365 páginas.

Pocoví, A., J. Basteiro, M.C. Osácar, J. González, M. Lago (1990). Análisis estructural de las mineralización de baritina de la Unidad de Herrera (C. Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 8, 1990.

Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007): “Tectonic subsidence v. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain)”. *Geol. Mag.*, 144 (1): 127-141.

Salas, R. & Casas, A. 1993. Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33–55.

Simón, 2006. El registro de la compresión intraplaca en los conglomerados de la Cuenca Terciaria de Aliaga (Teruel, C. Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(3-4), 2006.

Tejero y Capote (1987). Tejero,R.&Capote, R. 1987. La deformación Hercínica en los materiales paleozoicos nororientales de la Cordillera Ibérica. *Estudios geológicos*, 43,425–434.

Vilchez, J. F. 1986. Rasgos geológicos y estructurales de la Unidad de Herrera (Cadena Ibérica). Resúmenes tesinas: curso 1983–1984. Zaragoza University, Spain.