

Estudio estructural de fallas tardipirenaicas y campos de esfuerzos asociados en el área de Escanilla-Abizanda (Huesca)



Víctor Alaminos Miranda

Director: José Luis Simón

2023

ÍNDICE

Resumen/Abstract.....	3
1. Planteamiento y antecedentes.....	3
2. Objetivos.....	5
3. Aspectos conceptuales y metodológicos.....	5
3.1. Estudio de fallas.....	5
3.2. Estudio de paleoesfuerzos.....	6
3.3. Metodología.....	6
4. Marco geográfico y geológico.....	7
5. Resultados.....	8
5.1. Estructura general de área de estudio.....	8
5.2. Geometría y cinemática de las fallas.....	11
5.2.1. Falla de Abizanda.....	11
5.2.2. Falla de La Trinidad.....	11
5.2.3. Falla de Samitier.....	12
5.2.4. Falla de El Entremón.....	13
5.3. Análisis de lineaciones de disolución.....	14
5.3.1. Área de Abizanda.....	14
5.3.2. Área de Samitier.....	18
5.3.3. Síntesis e interpretación de paleoesfuerzos.....	18
6. Interpretación y discusión general.....	19
6.1. Comparación de las direcciones de esfuerzos con la cinemática de las fallas.....	19
6.2. Discusión y comparación en el contexto regional.....	19
7. Conclusiones.....	22
Bibliografía.....	22

RESUMEN/ ABSTRACT

The faults of the Abizanda and Escanilla zone record some important stages of the late- and postorogenic tectonics in the central zone of the Pyrenees (Huesca province). These faults strike NNE-SSW to NE-SW and affect the Middle Eocene-Oligocene-Lower Miocene units, mainly the clastic Escanilla and Graus Formations. They have been studied by means of mapping, cross sections and paleostress analysis from solution lineations in conglomerate pebbles. The analysis of the kinematics combined with the study of the paleostresses indicate a stage of compression with an anomalous direction NE-SW to E-W, after the main compression N-S to NNE-SSW of the Pyrenean orogeny. This anomalous compression explains a dextral-reverse movement recorded by the NE-SW striking El Entremón Fault during the Oligocene. This could be related with the clockwise rotation of the thrusts system in the west of the South Pyrenean Unit, recorded in the Jaca and Ainsa basins, used to explain the origin of the N-S folds of Boltaña, Mediano and Buil, oblique with respect to the Pyrenean orogen. In the Early Miocene, a change in the tectonics of the area occurred, evolving into an extensional phase related to the rifting process that gives rise to the formation of a system of extensional basins in the eastern region of the Iberian Peninsula.

1. PLANTEAMIENTO Y ANTECEDENTES

La geología del Pirineo ha sido intensamente estudiada a lo largo de las últimas décadas. Los datos y conocimientos que se tienen a día de hoy del Pirineo son amplios y la bibliografía extensa, tanto en trabajos sobre tectónica como sobre estratigrafía y geología histórica.

La evolución tectónica del Pirineo durante la orogenia alpina está fuertemente controlada por una colisión oblicua entre Iberia y Europa y por un giro antihorario realizado por la Península Ibérica. La estructura interna de la cordillera está compuesta por una serie de cabalgamientos, que llevan asociadas varias cuencas sedimentarias de *piggy-back* llenas de materiales desde el Paleoceno hasta el Mioceno. Los estudios relacionados con la tectónica se centran en los materiales del Eoceno-Mioceno, que son globalmente sincrónicos con la orogenia, presentando disconformidades relacionadas con esas etapas orogénicas.

Nuestra área de estudio se sitúa en el extremo oeste de la Unidad Surpirenaica Central (Fig.1), donde hay una zona con unas fallas de dirección NNE-SSO y NE-SO, situadas entre las localidades de Abizanda y Escanilla, próximas al Embalse de El Grado, que cortan materiales desde el Eoceno medio hasta el Mioceno inferior.

En las áreas colindantes aparecen pliegues de dirección anómala respecto al Pirineo, como el anticlinal N-S de Mediano, al norte de la zona de estudio, cuyo mecanismo de deformación es controvertido. Unos lo interpretan como un pliegue de propagación vinculado a una falla oblicua (Farrell et al., 1987; Barnolas et al., 1991; Bentham et al., 1992), un pliegue por flexión (Martínez-Peña, 1991) o un pliegue de despegue sobre los materiales salinos del Triásico (Holl y Anastasio, 1993; Poblet et al., 1998).

Respecto a la evolución tectónica y sedimentaria de las zonas colindantes al área de estudio destacan los estudios de cinemática y estratigrafía de la cuenca de Aínsa y de los pliegues que la rodean (Boltaña y Mediano) (Santolaria et al., 2015; Gomis et al., 2012; Mochales et al., 2010). Estos se centran en el Eoceno medio, sobre todo en los sedimentos del Luteciense hasta el Bartoniente-Priaboniense, el tramo temporal en el que ocurrió la forma-

ción de los pliegues de la zona y cuando sucedió la formación de las fallas. Estudios paleomagnéticos de los sedimentos afectados por el pliegue de Boltaña, indican que experimentó una rotación horaria del eje vertical de 52° (Mochales et al., 2010; Oliva-Urcía, 2018; Crespo et al., 2014).

Martínez-Peña (1991) habla de la estructura geológica del límite occidental de la Unidad Surpirenaica, explicando que el anticlinal de Mediano es un pliegue con un núcleo perforado por los materiales evaporíticos del Triásico y que en su flanco oeste hay una discordancia estratigráfica de materiales del Eoceno sobre el Cretácico. Según sus datos, el anticlinal se formó de forma simultánea a la sedimentación y durante el Mioceno se formaron fracturas de carácter distensivo, como las que afectan nuestra zona de estudio.

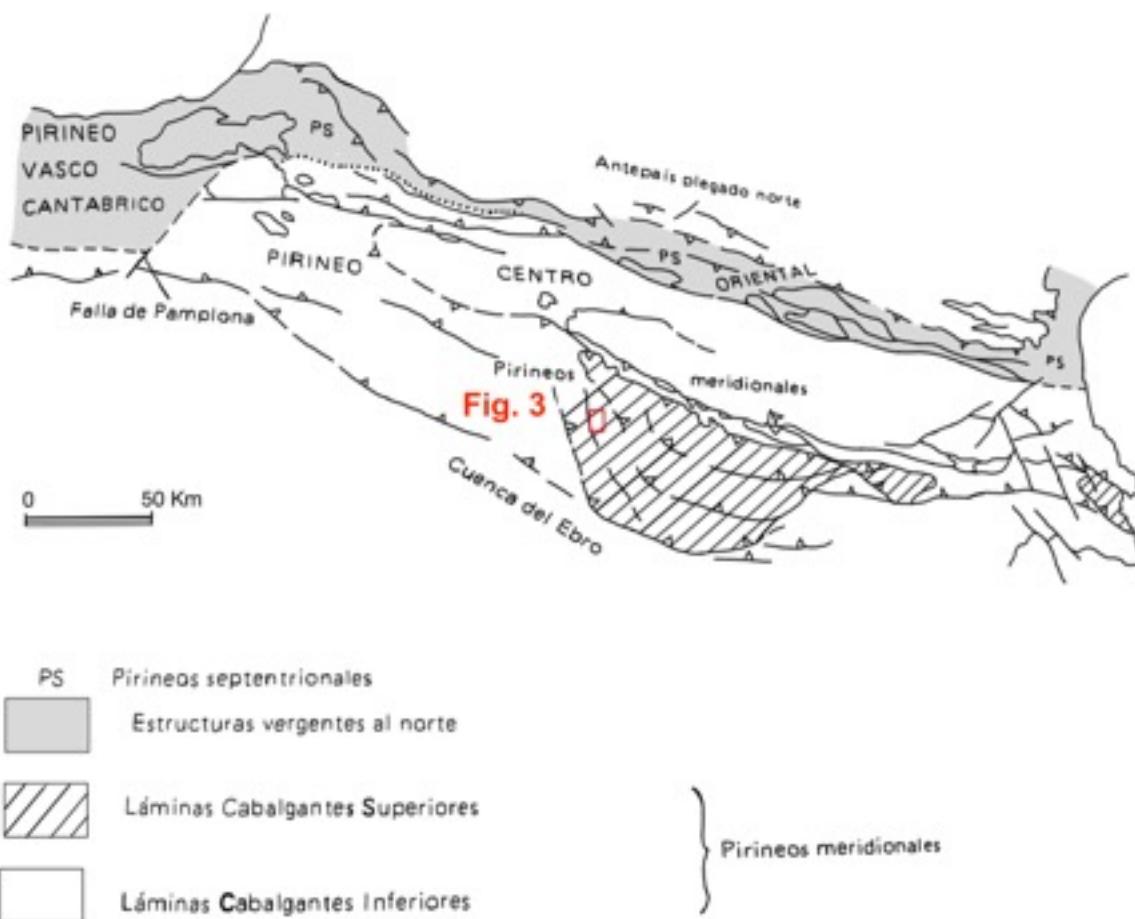


Figura 1: Estructura esquemática del Pirineo y la localización de la zona de estudio (Fig. 3). Mapa tomado de Muñoz et al. (1983).

Existen estudios del diapirismo de la cadena pirenaica, como el diapiro de Clamosa al sur del anticlinal de Mediano, formado por materiales triásicos y relacionado con un nivel de despegue por la migración de los niveles salinos discordantes bajo los materiales del Eoceno (Teixell et al., 2016; Poblet et al., 1998).

Las fallas en las que se centra este trabajo afectan principalmente a la Fm. Escanilla, del Eoceno medio-Oligoceno inferior, y en parte también a sedimentos continentales del Oligoceno-Mioceno inferior separados por una ligera discordancia, y en los que predominan conglomerados poligénicos de procedencia septentrional (Teixell et al., 2016).

Para averiguar cómo se formaron estas fallas se van a estudiar sus planos y las estrías que indiquen su cinemática. También hemos de interpretar la dirección de los paleoesfuerzos que incidieron sobre los materiales y su relación entre las fallas. Todo ello contribuirá a explicar la evolución tectónica de la zona durante las etapas finales de la orogenia alpina y posterior a ellas, sucedida en el Pirineo.

2. OBJETIVOS

Los objetivos del presente trabajo son:

- Caracterizar la estructura y cinemática de las fallas de dirección NNE-SSO que cortan las unidades del Eoceno medio-Mioceno inferior en el área de Abizanda-Escanilla.
- Caracterizar los sistemas de paleoesfuerzos relacionados con la actividad de las fallas.
- Enmarcar la actividad de las fallas dentro de la evolución tardía del Pirineo.

3. ASPECTOS CONCEPTUALES Y METODOLÓGICOS

El tema del trabajo requiere estudiar las fallas desde el punto de vista geométrico, cinemática y dinámico (esfuerzos). Los métodos empleados para ello son la cartografía y los cortes geológicos, el estudio de los elementos estructurales sobre la superficie de las fallas para interpretar su cinemática, y el análisis de paleoesfuerzos. Para analizar la cinemática y el tipo de régimen tectónico que han experimentado las fallas, ha sido preciso observar en el campo las superficies de estas para ver las marcas de fricción sobre las rocas, interpretando la dirección y el sentido de movimiento relativo entre los bloques, así como el tipo de falla (normal, inversa o direccional). Para reconstruir la tectónica de paleoesfuerzos ha sido realizado el estudio y registro de picos estílolíticos y lineaciones de disolución en calizas y cantos calcáreos de conglomerados del Cenozoico. Estas indican la dirección de compresión a la que estuvieron sometidos los materiales.

3.1. ESTUDIO DE FALLAS

“Una falla es una discontinuidad planar entre bloques rocosos que han sido desplazados el uno sobre el otro, en dirección paralela a la discontinuidad” (Hobbs et al., 1976). Cualquier marcador de referencia previo a la falla (estratificación, otros contactos...) actúa como indicador de desplazamiento de los bloques (cuando hay un desplazamiento y no solo ruptura) y la edad a los estratos indica si es una falla normal o inversa.

Una falla normal es una falla en la que el bloque superior ha sido desplazado a favor del buzamiento del plano de falla, donde el esfuerzo máximo (σ_1) ha sido la gravedad (aproximadamente vertical), mientras que en una inversa el bloque se desplaza en contra del buzamiento y el esfuerzo σ_1 es subhorizontal. Pero también hay fallas en las que el desplazamiento se da en la horizontal (fallas de desgarre); en estas el esfuerzo σ_1 es oblicuo a la dirección del plano de falla.

Los elementos indicadores del desplazamiento de los bloques pueden ser las estrías de fricción o las fibras escalonadas alineadas que crecen en los escalones de recristalización. Estos últimos son mejores porque crecen a favor del desplazamiento de la falla (al desplazarse los bloques dejan un hueco) indicando el sentido de movimiento.

Las fallas de *strike-slip* o de desgarre son fallas verticales que se han desplazado en la horizontal. Sus trazas en superficie pueden variar desde rectas a ligeramente curvadas, y su desplazamiento puede ser dextral o sinestral (Twiss y Moores, 1992). Las curvaturas en su traza pueden producir transtensiones y transpresiones. El desplazamiento produce una compleja zona de deformación, teniendo como resultado un *dúplex* de *strike-slip*, puede ser tanto extensional como contraccional. Si la componente de deslizamiento es normal, las fallas vistas en sección son cóncavas hacia arriba (lístricas) y en forma de flor negativa. Si la componente es inversa, son convexas y en flor positiva (Twiss y Moores, 1992). Estos criterios permiten identificar el movimiento y la tipología de la falla al observar las características vistas en la zona de estudio.

3.2. ESTUDIO DE PALEOESFUERZOS

Los esfuerzos bajo los que estuvieron sometidas las rocas han sido registrados por las propias estrías de falla y por lineaciones de disolución. Los planos de falla con estrías no han sido suficientemente numerosos para poder analizarlos. Las lineaciones de disolución indican la dirección de compresión, formando unas irregularidades o picos estilolíticos dentro de calizas o en las superficies de cantos calcáreos de conglomerados, que están alineadas estadísticamente en la dirección del esfuerzo σ_1 . Sobre la superficie de los cantos se han formado por la acción de los granos silíceos de la matriz, dejan unas incisiones al incrustarse en ellas.

3.3. METODOLOGÍA

Los datos recogidos en el campo han sido medidos por medio del uso de la brújula. Estos datos han sido registrados y numerados, identificando los elementos de la falla (planos, estrías y escalones de recristalización).

Para situarse sobre el terreno se ha usado el mapa topográfico y el geológico de la zona para localizar los planos de las fallas y afloramientos. Cuando se ha requerido más detalle sobre del terreno se han empleado imágenes de satélite impresas, sobre las que se han señalado las estaciones donde se han tomado medidas de la estructuras.

Una vez tomados los datos de campo, se usa el programa de Stereonet, realizando una proyección estereográfica para representar la orientación de los planos, estrías, lineaciones de disolución...etc, y calculando el eje de esfuerzo σ_1 empleando la opción de *Cylindrical Best Fit*. Una vez interpretada la cinemática y la dinámica de las es-



Figura 2: Localización de la zona de estudio en la comunidad autónoma de Aragón. Imagen satélite de la ubicación de la zona de estudio (Fig. 3).

tructuras, se ha tratado de elaborar un modelo cinemático y dinámico que encaje con la descripción.

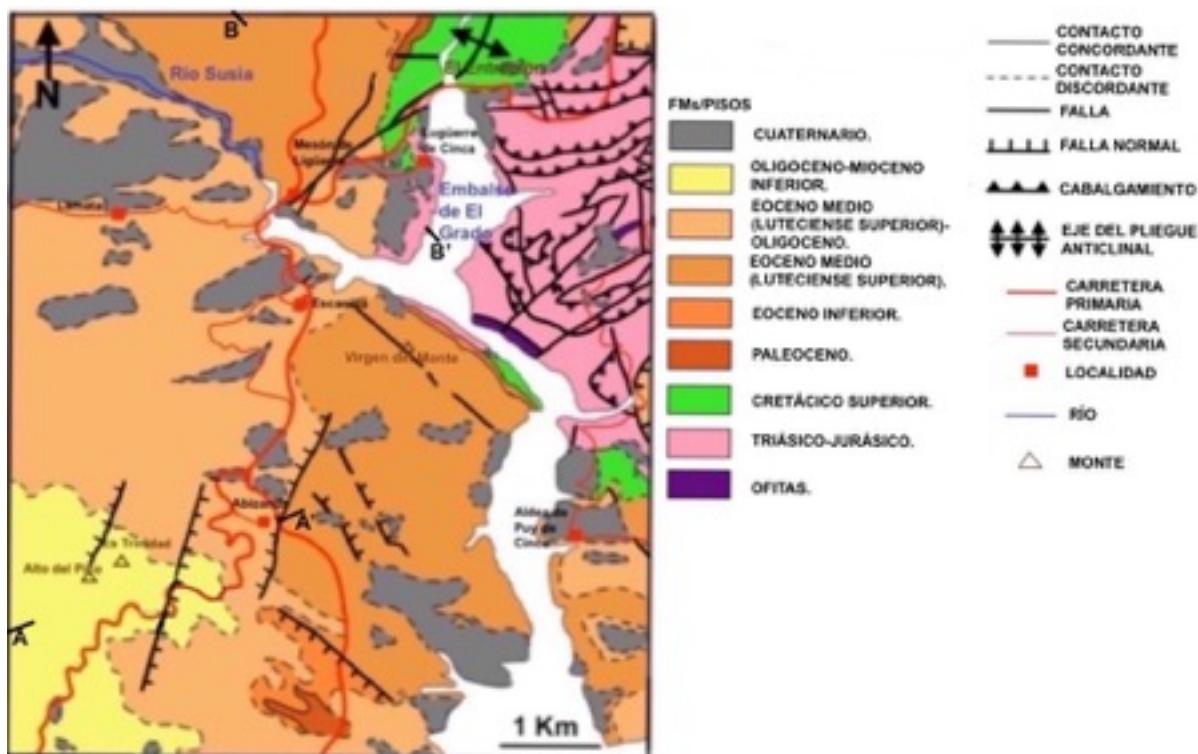


Figura 3: Mapa geológico de la zona de estudio mostrando las trazas (A-A' y B-B') de los cortes geológicos de las fallas de Abizanda y El Entremón respectivamente (Figs. 5A y 5B). Modificadas sobre el mapa de Teixell et al. (2016).

4. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

El área de estudio está situada en los Pirineos al noroeste de Graus y al sur de Aínsa, junto al embalse de El Grado, en la zona nororiental de la provincia de Huesca cercana al límite de la comunidad autónoma de Cataluña (provincia de Lérida). Esta zona se encuentra en la hoja nº250 (Graus) del Mapa Topográfico Nacional (Fig. 2).

Su situación geológica es la vertiente sur del Pirineo Central, al sur de la Zona Axial del Pirineo y de la cuenca de Aínsa, al oeste de las Sierras Marginales catalanas, al este de la cuenca de Jaca y al norte de la cuenca del Ebro (Fig. 1). Forma parte de la Unidad Surpirenaica; corresponde al sector situado entre la estructura del Segre y los afloramientos del Mesozoico y el Cenozoico, constituyendo el límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central (Teixell et al., 2016; Capote et al., 2002; Barnolas y Pujalte, 2004). Presenta láminas cabalgantes de orientación oblicua al Pirineo, siendo las más altas del Pirineo Central, formadas por grandes series del Mesozoico-Cenozoico. Está situada cerca del límite de la lámina de cabalgamiento del Montsec formada por un sistema de cabalgamientos de dirección aproximada de O-E, que cambian de dirección a aproximadamente N-S, conformando las Sierras de Montsec situadas hacia el norte. Hacia el oeste su dirección de traza cambia a NO-SE, desplazadas sobre un nivel de despegue de evaporitas del Triásico superior. Asociadas a estas láminas cabalgantes se encuentran numerosas fallas, tanto normales como inversas, que han desplazado las unidades geológicas.

ciada a esta estructura está la cuenca de *piggy-back* de Tremp-Graus, rellena de sedimentos del Paleoceno-Eoceno superior.

Hacia el noreste de la zona hay un pliegue compuesto por materiales del Cretácico y del Paleógeno (Paleoceno-Eoceno). Es el anticlinal de Mediano, un pliegue de escala kilométrica, de geometría concéntrica y carácter cilíndrico, presentando una charnela de orientación NNE-SSO y flancos con fuerte vergencia hacia el este, y limitado al sur por una falla normal. Los materiales triásicos forman un afloramiento de geometría dómica que aflora al noreste de la zona (Domo Triásico de Clamosa; Teixell et al., 2016). Están fuertemente afectados por un sistema de fallas (normales e inversas). Al noroeste está el anticlinal de Boltaña (N-S) limitando la cuenca de Jaca-Pamplona y la cuenca de Aínsa, y formado por materiales sedimentarios del Eoceno medio (Alarcón y Cunha, 2019).

La zona de estudio está compuesta por materiales desde el Triásico hasta el Oligoceno Superior-Mioceno y algunas pocas ofitas intrusivas de edad desconocida (Fig. 3):

- Los materiales del periodo Triásico son facies Muschelkalk y Keuper (calizas grises y lutitas yesíferas), con una ligera franja del Jurásico compuesta por dolomías negras.
- El Cretácico superior (Santonense-Maastrichtiense) según su orden cronológico son calizas bioclásticas, calcarenitas con cuarzo y areniscas cuarzosas de la Fm. Areny, y una unidad lateral de calizas bioclásticas y arenosas.
- El Paleoceno son lutitas versicolores, areniscas con paleocanales y calizas micríticas, algunas con silicificaciones (facies Garum).
- El Eoceno inferior (Ilerdiense-Cuisiense), son calizas bioclásticas con alveolinas, areniscas, margas, calizas margosas y lutitas.
- El Eoceno medio (Luteciense) son en su mayoría lutitas y calizas bioclásticas, areniscas, lutitas y margas, y calizas arrecifales de la Fm. Grustán.
- El tramo desde finales del Eoceno medio hasta mediados del Oligoceno lo forman calizas micríticas, lutitas rojas y anaranjadas, areniscas y conglomerados de la Fm. Escanilla, junto con estratos de conglomerados poligénicos y brechas calcáreas.
- Le suceden conglomerados, lutitas rojas y areniscas de la Fm. Graus, pertenecientes al Oligoceno medio-Mioceno inferior.
- Finalmente, se encuentran terrazas aluviales formadas mayoritariamente por cantos y gravas del Cuaternario.

5. RESULTADOS

Una vez ordenados y analizados los datos obtenidos en el campo, vamos a exponer los resultados y su interpretación, para llegar a reconstruir la evolución tectónica de la zona.

5.1. ESTRUCTURA GENERAL DE LA ZONA DE ESTUDIO

La formación Escanilla ocupa una gran parte de la zona de estudio, estando muy presente sobre todo



Figura 4: Estratos de areniscas y lutitas de la Fm. Escanilla, con buzamiento hacia el NO.

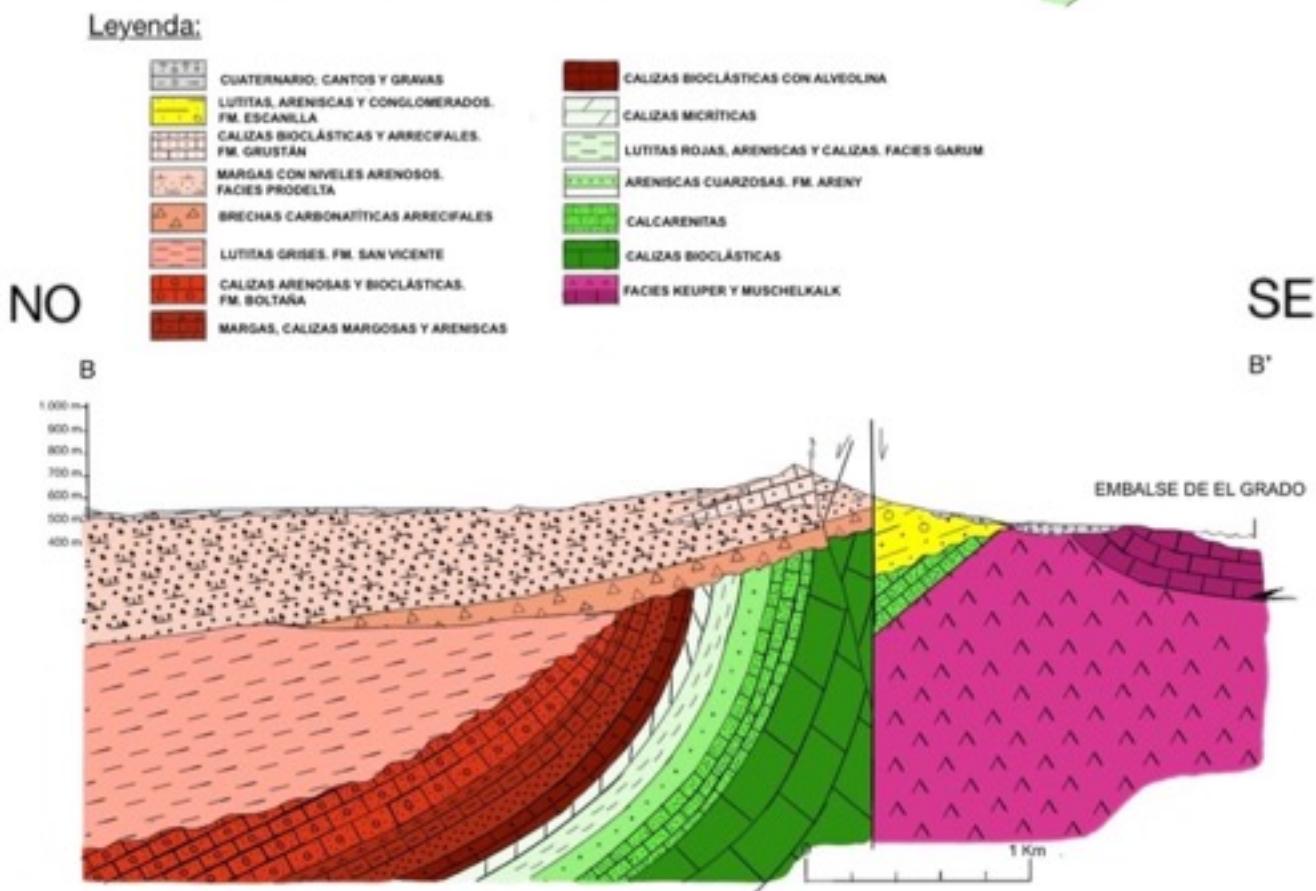
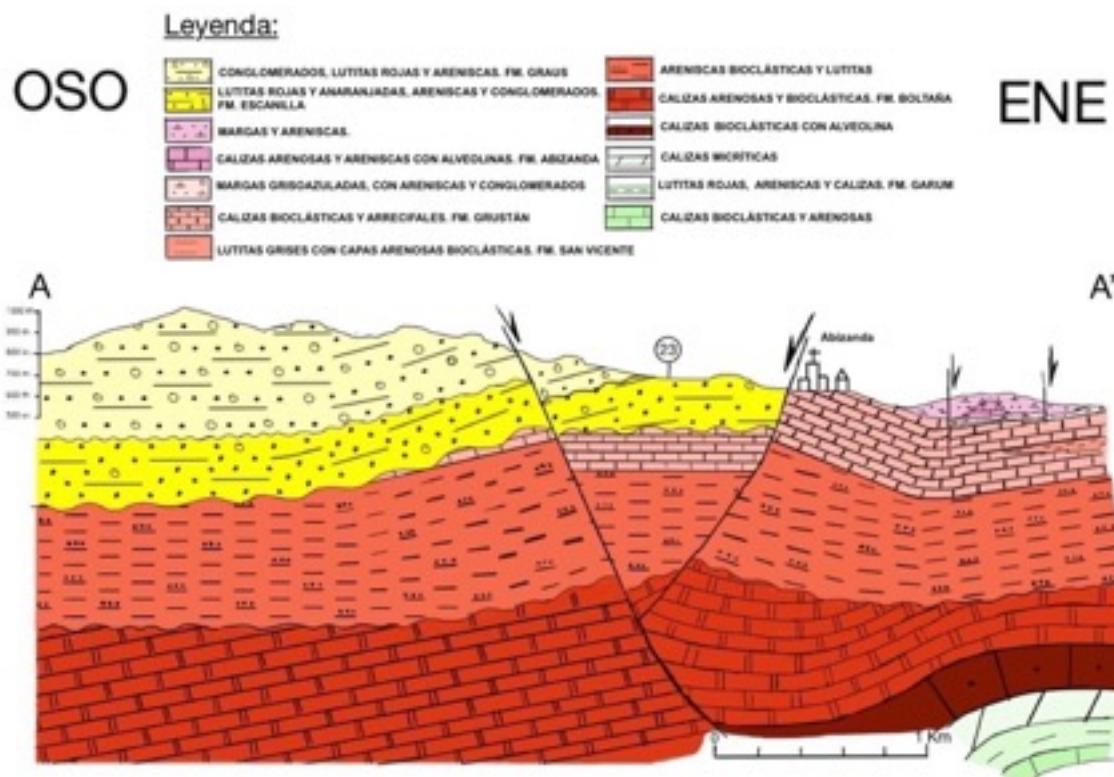


Figura 5: Cortes geológicos de la zona de estudio: A-A') Fallas del área de Abizanda. B-B') Falla de El Entremón.

en la parte oeste. Está discordante sobre los estratos del Eoceno medio (Luteciense), las facies triásicas y del Cretácico, y está también discordante bajo el Mioceno inferior (Fig. 3). Analizando los estratos a la entrada del pueblo de Escanilla, tienen una dirección NNE-SSO y buzamiento O con un valor medio aproximado de 45° (Estaciones 4, 11 y 13; Fig. 4 y 13B). Los estratos están formados por areniscas y lutitas de espesor métrico. Los estratos situados entre las fallas descritas a continuación (Estaciones 23 y 24) presentan una dirección aproximada NO-SE y buzamiento suave al SO.

En el área de Abizanda hay un conjunto de tres fallas extensionales con dirección NNE-SSO. El mapa geológico 1:50.000 (Teixell et al., 2016) muestra dos fallas situadas hacia el oeste (falla de Alto del Pico y falla de La Trinidad; Fig. 3), representadas por una traza de falla normal, poniendo en contacto los estratos del Mioceno inferior con la Fm. Escanilla. La última falla, que atraviesa el pueblo (falla de Abizanda), es representada con una traza que sitúa los materiales de la Fm. Escanilla en contacto mecánico con los del Eoceno medio. La falla de La Trinidad, de acuerdo con las observaciones de campo y la representación en el corte geológico, muestran un buzamiento que es en realidad hacia el E. Por ello la cartografía ha sido modificada, poniendo un área reducida de la unidad del Mioceno inferior sobre el bloque hundido, cuyos estratos buzan hacia el O contra el plano de falla (Fig. 5A). Esta posición de materiales modernos sobre los más antiguos es propia de un sistema de fallas normales.

Hacia el norte de la zona está el anticlinal de Mediano (NE-SO), cuyo núcleo está formado por las unidades del Cretácico y Paleógeno inferior (Paleoceno-Eoceno inferior), con un buzamiento en el flanco oeste de entre 45° y 55° al NO, que son atravesados por el río Cinca en el barranco de El Entremón. Sobre esas unidades están los sedimentos del Luteciense inferior, formando una discordancia angular, que van acuñándose lateralmente contra los sedimentos subyacentes del anticlinal. Al lado hay un diapiro formado por materiales triásicos y con abundantes fallas inversas. Aquí también se encuentra una falla de dirección NE-SO que atraviesa el anticlinal por su extremo sur (falla de El Entremón), esta falla está localizada al norte del embalse de El Grado, tiene una extensión kilométrica, y presenta una geometría ligeramente curvada con un buzamiento muy

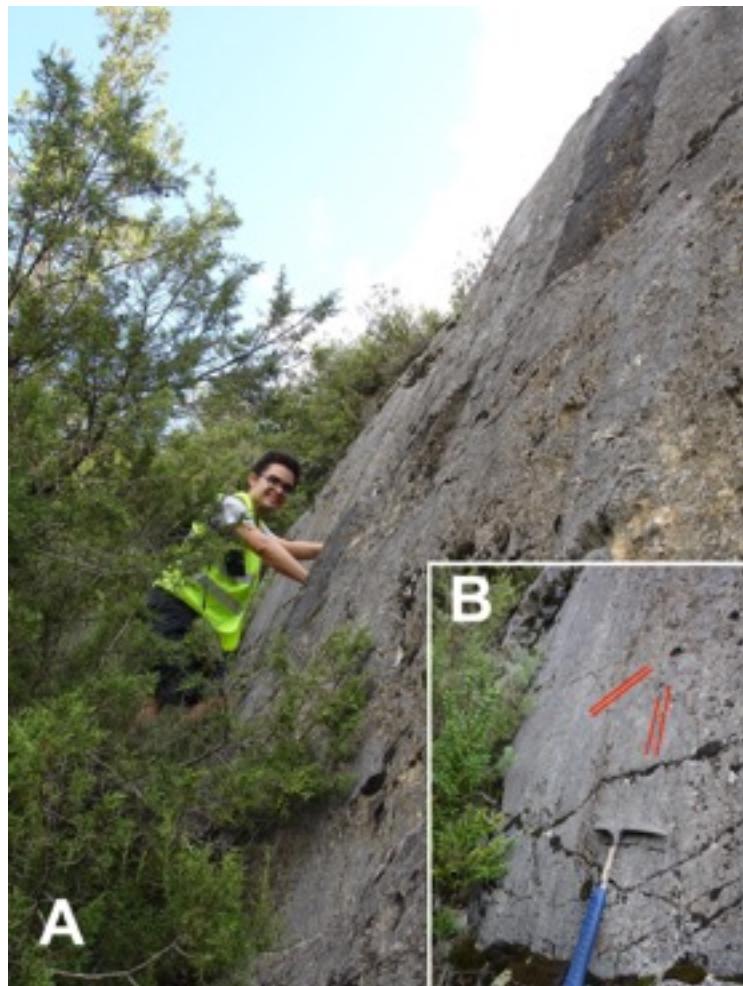


Figura 6: A: Plano de la falla de Abizanda en las calizas bioclásticas. B: Estrías mostrando una cinemática de falla normal.

vertical (Figs. 3 y 5B). Está representada en el mapa con una traza que en ambos extremos muestra una bifurcación. La más llamativa es aquella del extremo NE, donde aparecen materiales del Triásico en contacto con los del Cretácico en el barranco de El Entremón.

5.2. GEOMETRÍA Y CINEMÁTICA DE LAS FALLAS

Las fallas objeto de estudio han sido exploradas en detalle en afloramientos donde han podido reconocerse sus planos y se han observado las estrías de fricción en su superficie. Son capaces de indicar el tipo de movimiento, así como su sentido de desplazamiento.

5.2.1. Falla de Abizanda

Esta falla está situada junto a la localidad de Abizanda, afectando a calizas bioclásticas y arrecifales equivalentes a la Fm. Grustán del Eoceno medio (Luteciense). Estas calizas son de color grisáceo o blanco, masivas y duras, presentan abundantes fósiles calcíticos de Nummulites e invertebrados marinos, con una estratificación nodulosa de superficies anastomosadas. Los estratos tienen una dirección N-S y buzamiento $\sim 20^\circ$ hacia el E. Los materiales aflorantes en la carretera pertenecientes al bloque inferior de la falla presentan una estructura fracturada. Las discontinuidades son tanto horizontales como verticales, algunas son superficies de disolución (juntas estitolíticas) estratiformes pero con muy pocos picos, muy irregulares. También hay superficies de recristalización, juntas de extensión en drusa con un relleno compuesto por calcita, que presentan una dirección E-O y un buzamiento hacia el sur.

El plano de falla principal presenta una dirección N-S y buzamiento de 70° hacia el O (Fig. 6A). Las estrías de fricción tienen en su mayoría un cabeceo muy alto, algunas muestran un cabeceo norte y solo unas pocas un cabeceo sur (Estación 5; Fig. 6B y 13A). Estas estrías de falla están sobre una superficie pulida algo irregular, mostrando ligeras evidencias de escalones de recristalización, pero muy erosionados. Observando su cabeceo y el sentido de las estrías, estas indican un movimiento normal-dextral.

5.2.2. Falla de La Trinidad

Esta falla afecta a los conglomerados poligénicos de la Fm. Escanilla. El extremo norte (Estaciones 33, 34 y 35;

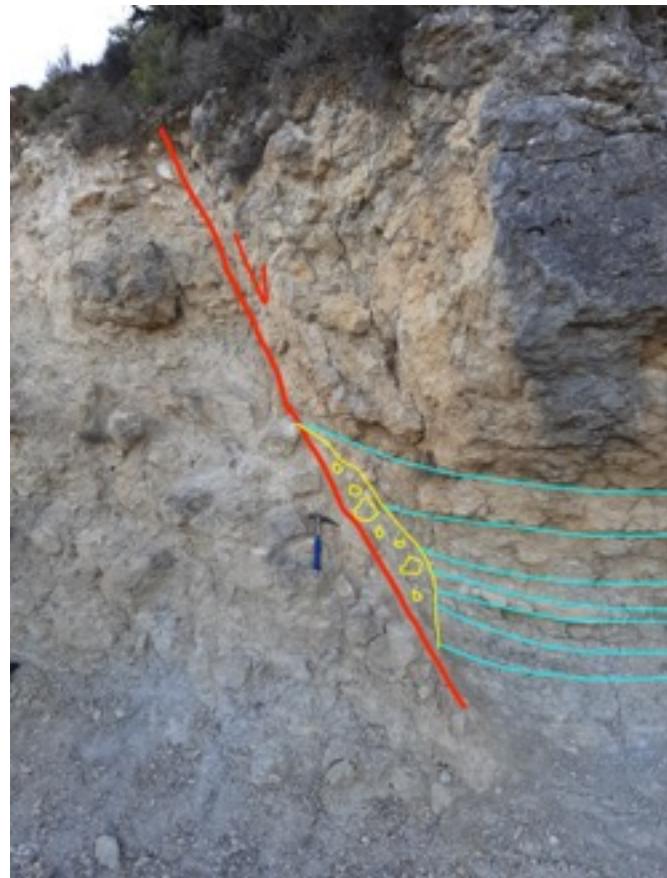


Figura 7: Extremo norte de la falla de Samitier mostrando una deformación en los estratos, indicando un movimiento de falla normal. Rojo: plano de falla. Amarillo: materiales brechificados. Azul: margas.

Fig. 13A) corta arcillas y areniscas con buzamiento SO. Hacia la parte central, la traza de la falla forma un contacto neto entre los conglomerados de la Fm. Graus del Mioceno y la Fm. Escanilla (Fig. 11). Estos presentan una dirección ONO-ESE con buzamientos muy pequeños tanto hacia al N como hacia el S. El plano de falla muestra una dirección N-S con buzamiento de entre 60 y 85° hacia el E y unas estrías con cabeceo cercano a 90°, mostrando un movimiento de falla normal con una muy leve componente de desgarre sinistral (Estación 2 y 6; Figs. 11 y 13A).

5.2.3. Falla Samitier

Esta falla afecta a las unidades del Eoceno medio, formados por margas arenosas, calizas bioclásticas de la Fm. Grustán. La estratificación indica una dirección ESE con buzamiento S; 072/18S. La falla presenta una traza irregular, sinuosa (Fig. 14). Está dividida en dos segmentos: uno es un segmento más largo con una longitud de ~500 m a través de las calizas, mientras que el segundo segmento, de ~200 m, es, en realidad, una zona de falla con múltiples superficies anastomosadas (Figs. 14A y 14B). Tienen dirección NO-SE y N-S, respectivamente y buzamientos de 80 y 69° al E, presentando un cabeceo S (Estaciones 14 y 18; Fig. 14A).

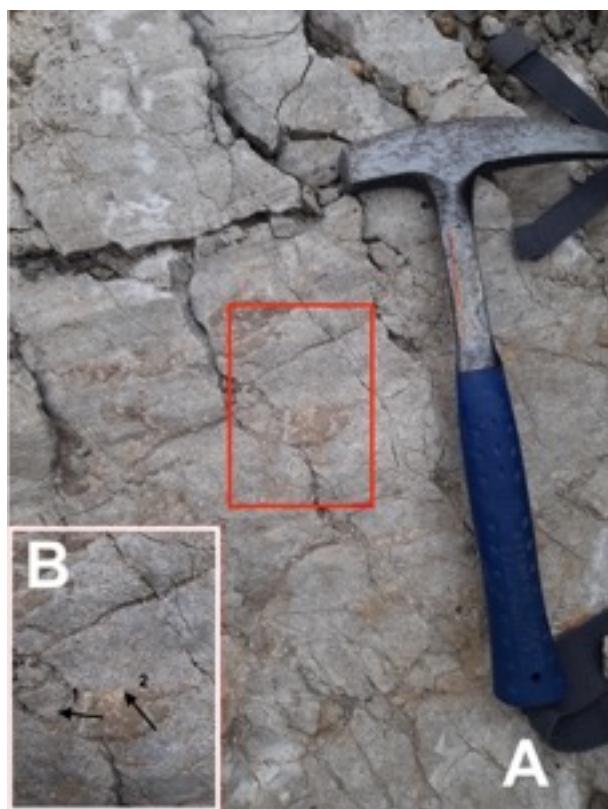
Según las medidas obtenidas y los aspectos observados, esta falla parece haber experimentado varios tipos de movimientos diferentes. Por un lado, la geometría sinuosa y anastomosada de la traza, sugiere que puede ser una falla de desgarre. Pero en algunos afloramientos se podría deducir un movimiento de falla inversa indicado por unos posibles escalones de recristalización y estrías de fricción (Estaciones 14 y 16; Fig. 14A). Del mismo modo se podría deducir una componente inversa en la estación 19, pero los datos son menos claros.



Figura 8: Panorámica de la falla de El Entremón. Rojo: plano de falla. Amarillo: Unidades del Paleoceno y Paleógeno inferior. Verde: Estratos de calizas del Cretácico Superior.

De todos modos, el afloramiento con mayor claridad está en el extremo norte de la traza junto al sendero. Hay un plano de falla de dirección N-S y buzamiento de 69° O, que aflora en una altura de varios metros (Fig. 7). El bloque superior presenta un pliegue de arrastre definido por las margas y arenas, indicando un movimiento de falla normal cuya estratificación presenta una dirección NO-SE y buzamiento de 19° O. Sobre el plano hay dos líneas de falla indicando un movimiento de falla normal-dextral (Fig. 14; Estación 22).

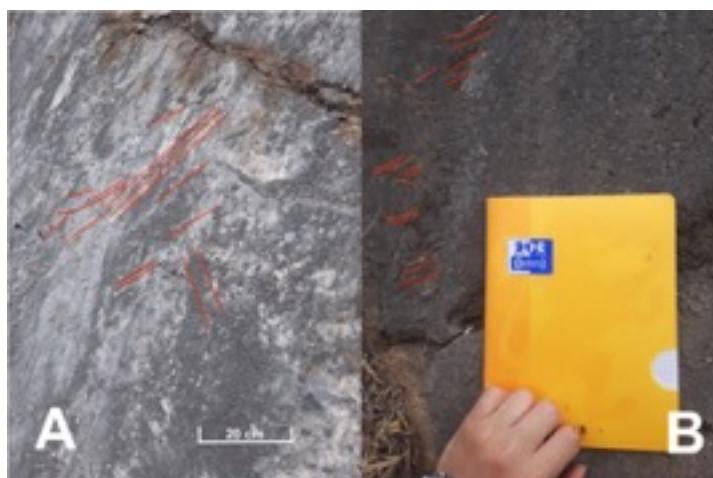
5.2.4. Falla de El Entremón



Figuras 9: Secuencia de escalones de recristalización la superficie de la falla de El Entremón, mostrando el orden en que sucedió el movimiento.

La falla de El Entremón (Figs. 3 y 8) corta las calizas cretácicas grises compuestas por fósiles marinos de la unidad de calizas bioclásticas (Santonense-Campanense) y las separa de la unidad de calcarenitas (Campanense-Maastrichtense), junto con una emersión en forma de triángulo de evaporitas del Triásico entre estas por el extremo norte, trazando una ligera curvatura cercana al estrecho de El Entremón. Esta falla corta también a los estratos de la Fm. Escanilla estando en contacto con las calizas de la Fm. Grustán (margas y calizas arrecifales del Eoceno medio) por el extremo sur (Fig. 3). El plano de falla tiene dirección NE-SO y un buzamiento de unos 62° E (Estación 9). Sobre su superficie hay una amplia cantidad de estrías capaces de indicar el sentido de desplazamiento de los bloques y la dirección de movimiento. Las estrías dan información de una secuencia de dos movimientos, porque unas están superpuestas sobre otras.

Hay dos familias de estrías y escalones, según su cabeceo y la morfología de los escalones. Unas tienen cabeceo norte (movimiento de falla dextral-inversa), no son muy frecuentes y presentan un cabeceo muy bajo, aproximadamente de entre 10 y 30° N; estas estrías fueron las que marcaron primero la superficie. Dentro de ellas, en la Estación 10, hay dos escalones superpuestos que muestran la secuencia de movimientos (Fig. 9B). El primer movimiento de la falla presenta un cabeceo muy bajo de 10° y el segundo indica que después hubo un



Figuras 10: Escalones de recristalización sobre el plano, mostrando una cinemática de falla normal.

aumento en la inclinación hasta alcanzar un cabeceo de 30°.

La segunda familia es mucho más frecuente y muestra un cabeceo generalmente de 30-40°S y sentido normal-dextral. Algunas tienen un cabeceo mayor, de unos 60° o 70°S (Estaciones 26, 27, 29 y 36; Figs. 10A, 10B y 15), cortando las demás estrías de fricción. De este modo, la secuencia general de movimiento indica que la falla fue adquiriendo cada vez una componente normal mayor.

5.3. ANÁLISIS DE LINEACIONES DE DISOLUCIÓN

La superficie de los cantes de los conglomerados del Oligoceno-Mioceno inferior presentan lineaciones de disolución formadas por los esfuerzos que actuaron en la zona. Su desarrollo está favorecido por el predominio de cantes calcáreos solubles rodeados por una matriz rica en granos de cuarzo. La medición de sus orientaciones va a permitirnos interpretar las direcciones de compresión tectónica, además de la secuencia temporal.



Figura 11: Plano de la falla de La Trinidad mostrando cantes rodados con superficies de disolución, producidas por una compresión vertical.

5.3.1. Área de Abizanda

En el área de Abizanda se han observado lineaciones de disolución de dirección NNE-SSO, con inclinaciones muy bajas, la mayoría <10°. También hay una numerosa familia de líneas de disolución con una dirección O-E y casi horizontal (inclinación 20°-30°). También hay lineaciones con una inclinación algo más vertical al E (Estaciones 2, 7, 8, 23, 24 y 25; Figs. 11 y 13A). En unos cantes rodados del Mioceno inferior al oeste (Estación 3; Fig. 13A), las líneas tienen unas direcciones N y SE. Los pocos picos estilolíticos o líneas de disolución encontrados al norte de la falla de La Trinidad muestran una dirección predominante NNO-SSE junto con otros E y SE (Estación 34; Fig. 13A).



Figura 12: Superficie de disolución con picos estilolíticos subhorizontales en las calizas de la falla de Samitier.

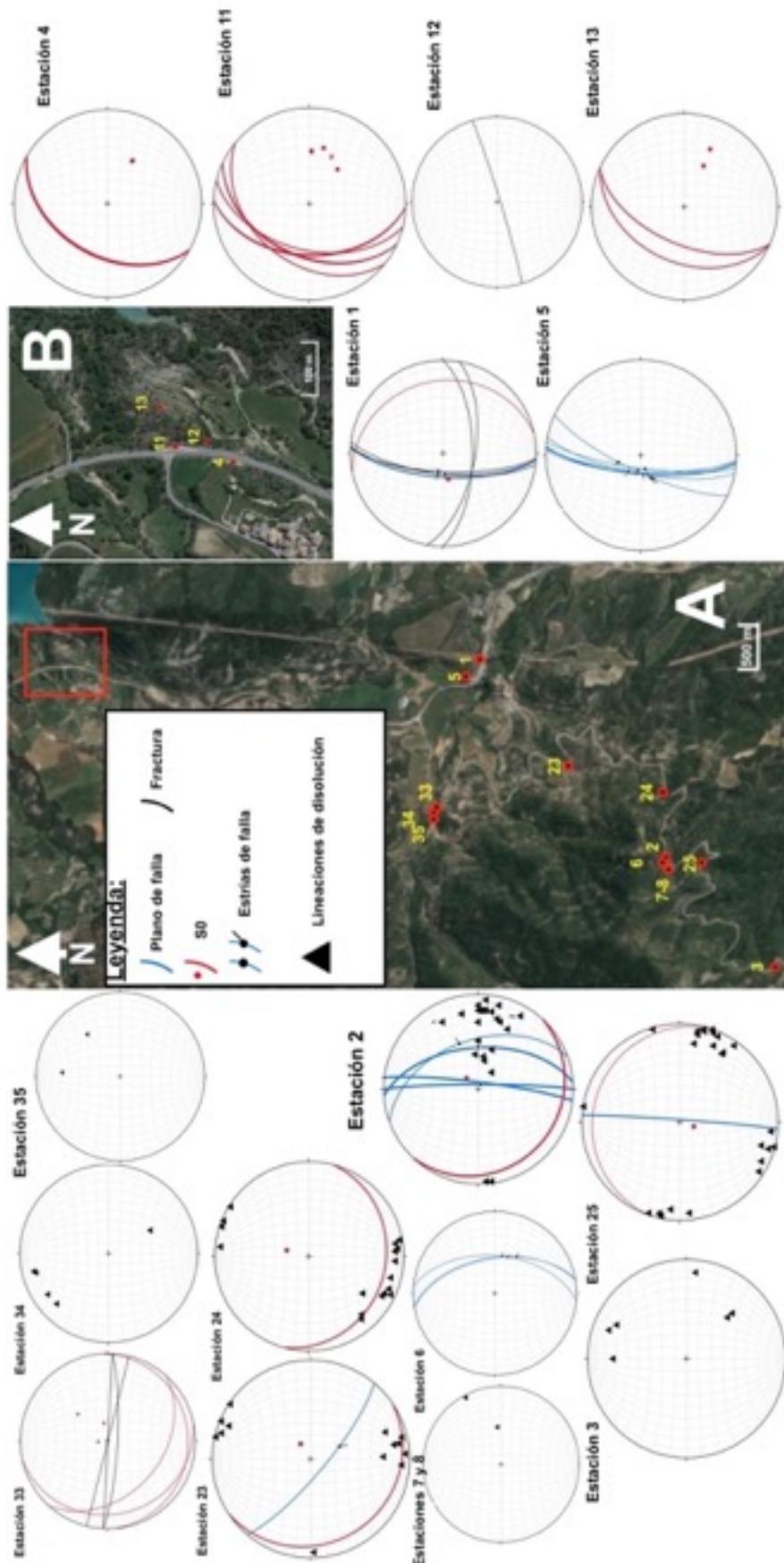
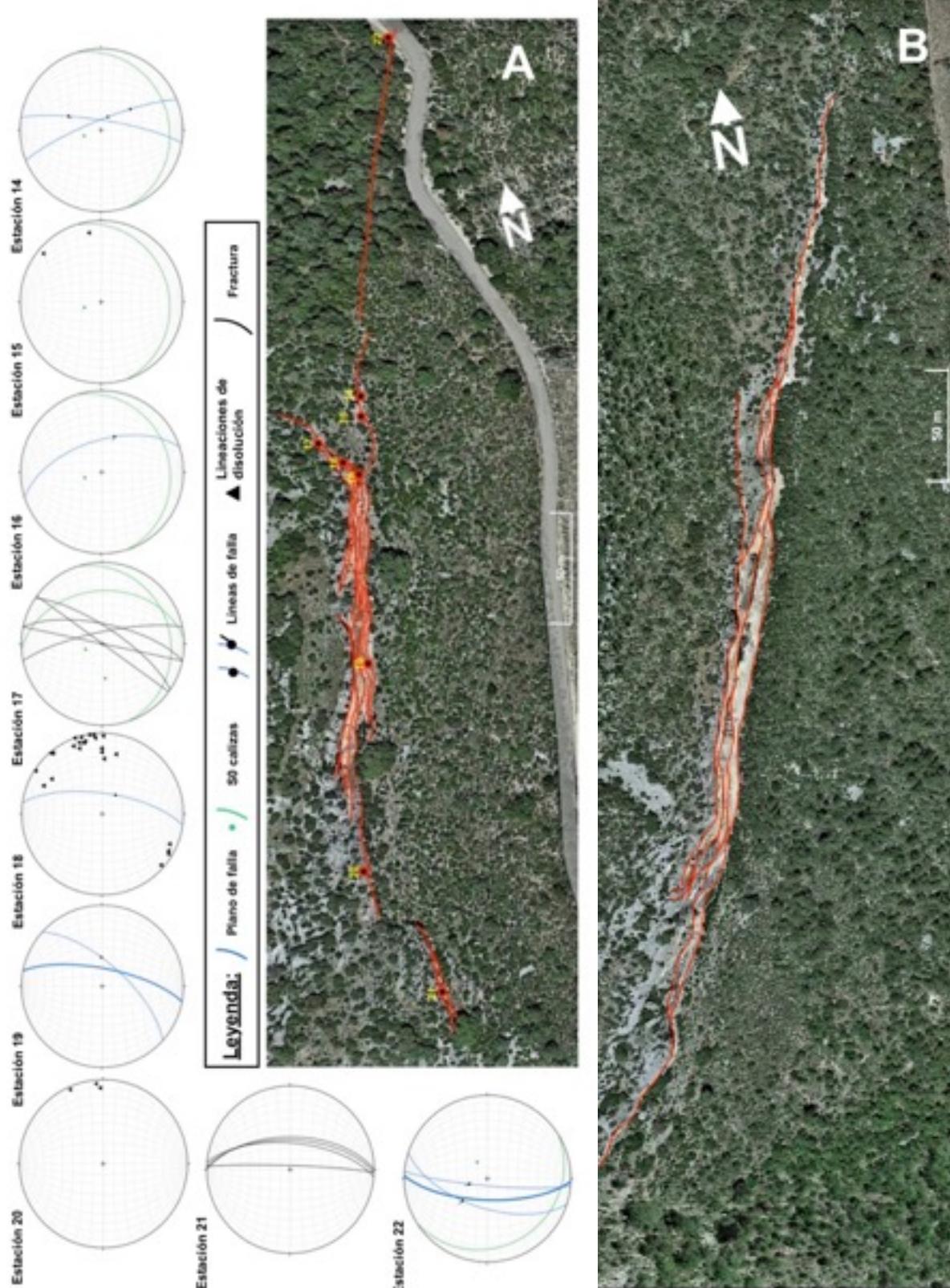


Figura 13: Imágenes satélite indicando la posición de las estaciones donde se han tomado las medidas, también las representaciones estereográfica de los datos obtenidos. Áreas de las localidades de Abizanda (A) y Escanilla (B).



Figuras 14: Imágenes satélite indicando la posición de las estaciones donde se han tomado las medidas, también las representaciones estereográfica de los datos obtenidos. Las trazas (líneas en rojo), A) El sector NE del plano de la falla y B) El sector SO.

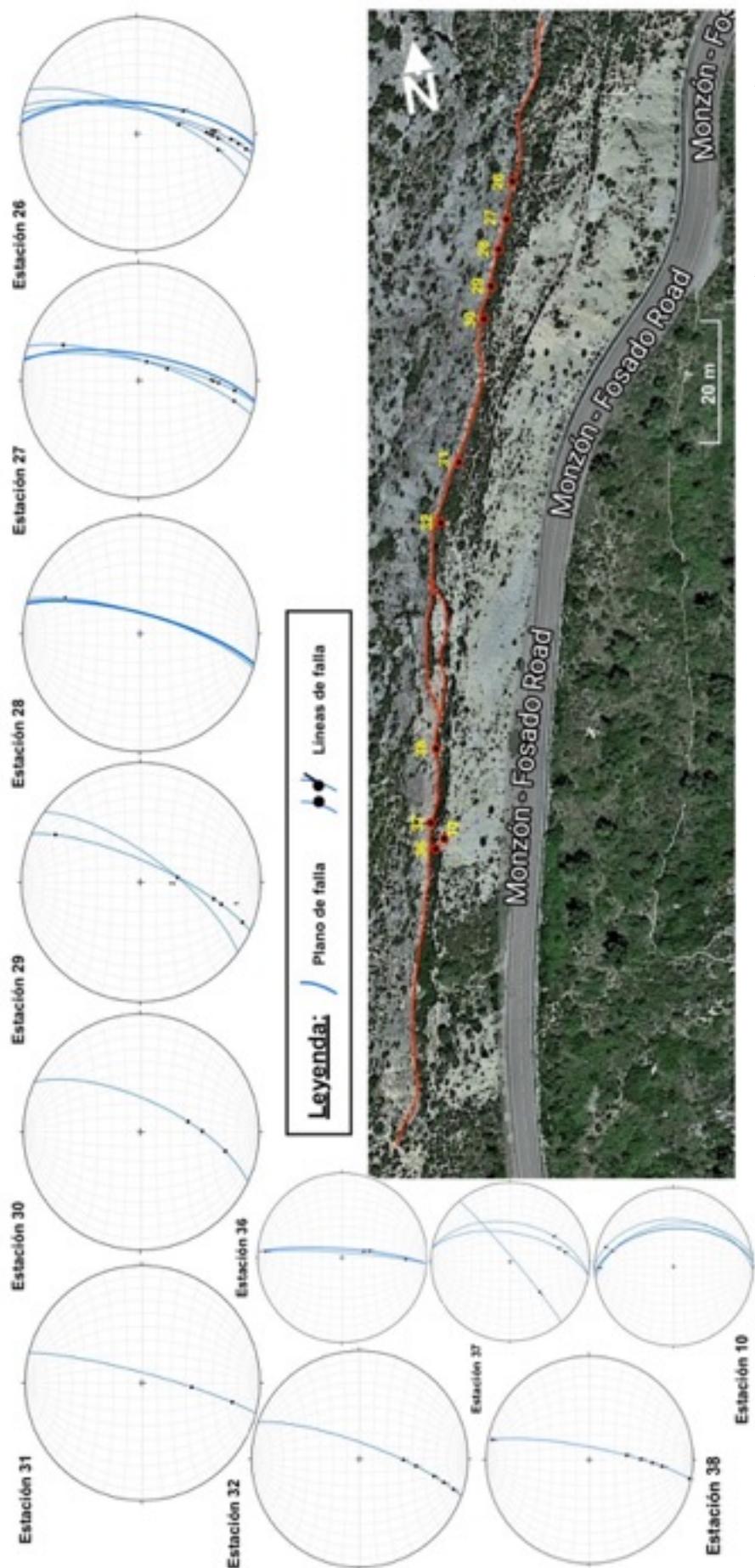


Figura 15: Imagen satélite indicando la posición de las estaciones donde se han tomado las medidas, también las representaciones estereográfica de los datos obtenidos. El plano de la falla de El Entremón.

5.3.2. Área de Samitier

En esta área se han encontrado estilolitos en la unidad de calizas bioclásticas y arrecifales junto a la traza de la falla de Samitier. Sobre todo en la Estación 18 hay una alta concentración de estilolitos, que indican dos direcciones de paleoesfuerzos, una compresión NE-SO y otra E-O (Fig. 12).

5.3.3. Síntesis e interpretación de paleoesfuerzos

La proyección estereográfica sintética (Fig. 16) y la representación espacial obtenida de todas las direcciones de compresión (Fig. 17) muestran una división en tres familias independientes entre sí, indicando tres direcciones de compresión subhorizontales.

La principal dirección de compresión es N-S a NNE-SSO, con un rango de 170-030° de dirección. La siguiente dirección es NE-SO, representada por lineaciones mucho más minoritarias debido a su bajo número y dispersión. Están dispuestas dentro de un rango de 040-060°. La última dirección es E-O, muy abundantes pero con una gran dispersión, con lineaciones dispuestas en un amplio rango de aproximadamente 060-120°.

Observando la superficie en algunos cantes rodados del área de Abizanda, se observan superposiciones de las líneas de disolución. En un canto rodado de la Fm. Escanilla, una línea de dirección 120 corta a una de dirección 062. Del mismo modo sucede en un canto de la unidad del Mioceno inferior, en el que una línea de disolución de dirección 096 corta a una de dirección 020 (Estaciones 2 y 3). La secuencia muestra que la primera compresión actuó fue una componente N-S y después las orientadas NE-SO y E-O.

Las lineaciones E-O con una inclinación mayor (Estación 2), casi subvertical, indican que el esfuerzo σ_1 actuó en la vertical, indicando un cambio en la tectónica de la zona pasando de una etapa compresiva a una extensiva.

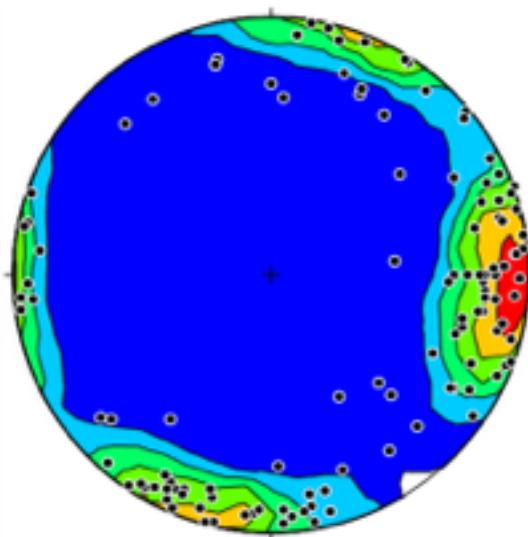


Figura 16: Representación estereográfica sintética de todas las lineaciones de disolución medidas.

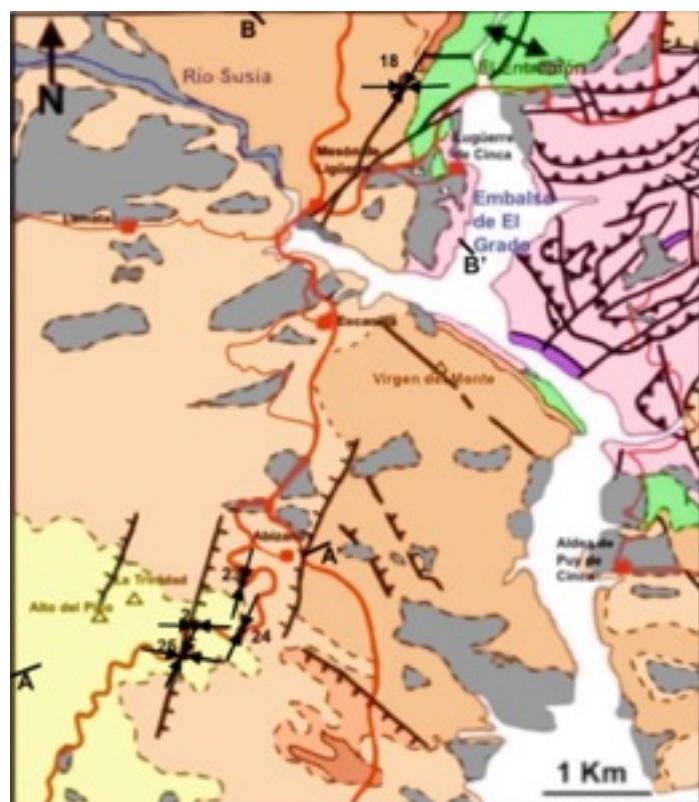


Figura 17: Mapa indicando las direcciones de compresión (flechas) en las estaciones de medida.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN GENERAL

He expuesto los resultados obtenidos del campo y los modelos propuestos para el movimiento de las fallas de la zona de Abizanda-Escanilla y para la evolución de los esfuerzos tectónicos. Ahora hemos de tratar de averiguar su origen y la compatibilidad entre fallas y esfuerzos. La información obtenida debe ser contrastada con los estudios del Pirineo, algunos de los cuales presentan datos semejantes o complementarios con los obtenidos en este informe. Se trata de valorar si mi modelo tectónico encaja en el contexto geológico regional.

6.1. COMPARACIÓN DE LAS DIRECCIONES DE ESFUERZOS CON LA CINEMÁTICA DE LAS FALLAS

El primer sistema de esfuerzos en actuar fue la compresión pirenaica N-S a NNE-SSO, sucedida durante el Eoceno-Oligoceno, formando la familia de lineaciones de disolución N-S a NNE-SSO. En la falla de Samitier (Estación 16; Fig. 14) hay una ligera evidencia de la acción compresiva de esta fase, donde una estría de fricción muestra un posible movimiento de falla inversa-sinestral. Es muy curioso que, siendo la compresión más importante, no haya evidencias claras en esta falla y más cuando su orientación resulta compatible.

Según el desplazamiento dominante en la falla de El Entremón, con una componente dextral-inversa, sería la compresión NE-SO a E-O la que activó la falla. El esfuerzo principal (σ_1) formaría las lineaciones de disolución NE-SO y en mayor medida las E-O, que predominan en la Fm. Escanilla. Se habría producido un cambio del eje de compresión, y su orden cronológico lo indica la superposición de algunas lineaciones de disolución E-O sobre otras N-S. Esta compresión se dio de forma general durante el Oligoceno. El cambio de la dirección de compresión en la cordillera pirenaica es un hecho anómalo dentro del contexto de su formación (compresión y acortamiento dominante N-S a NNE-SSO), pero el sentido de movimiento de la falla de El Entremón indica que hubo una compresión E-O en las etapas tardías de la orogenia alpina, a escala regional (Fig. 17).

Las otras lineaciones más minoritarias, que muestran una inclinación mayor (algunas subverticales) (Estación 33; Fig. 13A) se interpretan como producto de una etapa extensional (σ_1 subvertical). Por tanto la dinámica cambió de compresiva a extensiva, que tendría un esfuerzo σ_1 vertical y uno de extensión (σ_3) ONO-ESE. Sería entonces cuando se formaron las fallas normales con una componente casi pura (durante o después del Mioceno inferior) en la zona de Abizanda (Figs. 17 y 18).

El cambio de régimen tectónico debió de producirse de forma progresiva. Observando los escalones de recristalización de la falla de El Entremón, junto con las estrías de alta inclinación en la falla de La Trinidad y de Abizanda, muestran un cambio a tectónica extensiva. Los primeros indican que la falla de El Entremón pasó de tener una componente dextral-inversa a una normal-dextral, con cabeceos de hasta 60-70°, lo cual es coherente con un cambio de esfuerzos compresivos a extensionales. Luego se formaron las fallas de Abizanda y La Trinidad, con estrías que presentan un cabeceo de fallas normales casi puras.

6.2. DISCUSIÓN Y COMPARACIÓN EN EL CONTEXTO REGIONAL

La compresión posterior NE-SO a E-O supone un cambio en la dirección de compresión que resulta anómala dentro del contexto del Pirineo, porque normalmente es N-S con una ligera tendencia NNE, pero es la única capaz de explicar el movimiento dextral de la falla de desgarre de El Entremón. Comparando estos resultados dentro del contexto tectónico, in-

terpretamos que las lineaciones de disolución de dirección N-S a NNE-SSO dan registro del movimiento compresivo ocurrido a finales del Eoceno y principios del Oligoceno, y reflejan por tanto la compresión pirenaica principal.

La orogenia del Pirineo fue un proceso relacionado con la convergencia oblicua de Iberia con Europa. Esta convergencia sucedió desde el Cretácico superior comenzando por la parte oriental, propagándose de este a oeste de forma diacrónica y gradual, hasta el Mioceno medio. Esta generó un empuje N-S, cuyos movimientos de compresión más intensos se produjeron durante el Ilerdiense inferior y manteniéndose hasta mediados del Luteciense (Capote et al., 2002).

De acuerdo con su situación geológica, al estar cerca de la cuenca de *piggy-back* de Tremp-Graus, Esta área se vería afectada por su sistema de cabalgamientos, formada desde el Santoniense hasta el Mioceno. Análisis sedimentarios de las cuencas de Tremp-Graus y Aínsa y Jaca (ESE-ONO) dan fe de que a mediados del Eoceno el frente de cabalgamiento se propagó hacia el sur, correlacionado con el emplazamiento del cabalgamiento de Gavarnie-Sierras Exteriores y la formación más o menos contemporánea de los pliegues N-S (Mediano, Buil, Olsón y Boltaña) (Gomis et al., 2012; Muñoz et al., online). El acortamiento es de ~60 Km que disminuye gradualmente hacia el oeste (Eoceno-Oligoceno) (Cámara y Klimowitz, 1985). El eje de esfuerzo σ_1 N-S a NNE-SSO es coherente con la propagación del frente de cabalgamiento, registrado por las lineaciones de disolución sobre las calizas del Eoceno (Luteciense). Esto indica que la orogenia pirenaica fue la primera en actuar en la zona de estudio, siendo probablemente el origen de la falla de Samitier.

El cambio de dirección de la compresión a NE-SO y E-O podría estar ligado a la formación del anticlinal de Mediano y Boltaña. Ambos son de dirección oblicua respecto al Pirineo, cercana a N-S frente a la dirección dominante ONO-ESE. El anticlinal de Mediano comenzó según los datos de Bentham et al. (1992) y Holl y Anastasio (1993), entre 47,2 y 51 Ma. El modelo de deformación para explicar su origen ha sido un pliegue de despegue asimétrico, según su estructura general y la geometría de los estratos (Poblet et al., 1998). Una discordancia angular (Luteciense) dispuesta sobre la serie del Cretácico superior-Cuisiense, a ambos flancos del pliegue pero de mayor buzamiento (~70-75°) en su flanco este, se propone que es anterior al anticlinal según su geometría en *onlap* ~ 30° hacia el ONO, al truncar niveles más antiguos hacia el sur (Teixell et al., 2016). La formación del anticlinal de Boltaña sucedió también durante el Luteciense Superior. El pliegue presenta un cabalgamiento ciego en su núcleo y un nivel de despegue sobre evaporitas triásicas (Mochales et al., 2010). Ambos pliegues son de origen tardío con respecto a las estructuras principales, en una secuencia que puede correlacionarse con los esfuerzos de compresión registrada en las lineaciones de disolución.

El periodo de tiempo del Eoceno inferior al Mioceno inferior, muestra una progresión hacia el S y O del sistema de cabalgamientos formando estructuras oblicuas de dirección aproximada NO-SE (Barnolas y Pujalte. 2004), lo que podría indicar que la compresión durante la colisión podría haber evolucionado hacia NE-SO. La diferencia de acortamiento entre la Unidad Surpirenaica Central, con mayor traslación hacia el sur, y los sectores más al O, menos acortados, es el mecanismo principal que se propone para explicar los pliegues N-S. Estos se formarían primero con una dirección OSO-ESE y luego el acortamiento diferencial produciría una rotación horaria hasta pasar a N-S. Un estudio de la zona oblicua de Aínsa calcula una rotación horaria de ~70° provocada por el desplazamiento entre el Pirineo Central y Occidental desde el Luteciense hasta el Oligoceno (Garcés et al., 2020). El proceso

estaría favorecido por la distribución de las evaporitas bajo los estratos del Eoceno (Crespo et al., 2014).

Sin embargo, dados mis resultados, también hay que tener en cuenta la posibilidad de una compresión regional cercana a E-O, dentro del contexto de una compresión oblicua (transpresión), que habría favorecido también la formación de los pliegues N-S. Esta compresión NE-SO a E-O sucedería sobre todo en el Oligoceno, cuando sucedió la disminución de las fuerzas orogénicas de forma asincrónica desde la zona oriental (Oligoceno medio) hasta la zona occidental (Mioceno medio) (Lacan y Ortuño, 2012). Esto ocurrió al mismo tiempo que ocurría la compresión principal de esa dirección en la Cordillera Ibérica (Liesa y Simón, 2009). El movimiento de la placa ibérica indicado por los campos de esfuerzos compresivos, muestra, desde la Dorsal Atlántica hacia el E daría lugar a una convergencia en los Pirineos de dirección NE-SO, que es coherente con la dirección de esfuerzos de compresivos.

Luego, en el Mioceno, sucede la formación de la Cordillera Bética, producida por el empuje de África. Un estudio realizado en la región oriental de la Cadena Ibérica muestra que durante el Mioceno inferior-medio sucedió una compresión SSE-NNO relacionada con esa convergencia (*compresión Bética Tardía*) y también NNE-SSO (*compresión Tardipirenaica*) (Liesa y Simón, 2009).

La última etapa tectónica en la zona de estudio está relacionada con el cambio a la dinámica de distensión. Evidencias en la cordillera Ibérica oriental muestran que la compresión finaliza en el Mioceno inferior-medio dando paso a una etapa distensiva formando los sistemas de fosas de Teruel, Jiloca y Maestrazgo oriental. En toda la costa oriental de España, desde las Catalánides hasta las Béticas, sucedió el desarrollo de fallas normales paralelas y de cuencas extensionales desde el Mioceno al Plioceno, relacionado con la formación del Surco de Valencia por *rifting* (Babault y Teixell, 2007). Las direcciones de extensión de los grabens en el este del Maestrazgo y Teruel coinciden con las fallas de Abizanda (Simón, 1986; Alvaro et al., 1979; Carrillo et al., 2020).

El tránsito de la compresivo a la extensión en la Cordillera Ibérica oriental se produce de forma progresiva; las fallas NNE-SSO van pasando de sinestrales puras a sinestral-normales y finalmente a normales puras (Simón, 1986), de modo muy similar a lo que hemos observado en la evolución cinemática de la falla de El Entremón. La extensión del Mioceno causó seguramente la formación de las fallas normales de Abizanda de dirección NNE-SSO.



Figura 18: Modelo de formación de las fallas de Abizanda y El Entremón.

7. Conclusions

The main tectonic process that occurred in the study area was the Pyrenean compression, which began with a N-S direction compression during the middle Eocene. Afterwards, there was a clockwise rotation of the direction of compression, demonstrated by the dextral kinematics of the NE-SW faults of Samitier and El Entremon, which could be correlated with the formation of the N-S trending Boltaña, Mediano and Buil folds. This compression occurred mainly during the Oligocene. Finally, the dynamics of the zone changed from a compressive to an extensional regime in the early-middle Miocene, correlated with the extensive activity occurred in the Eastern Pyrenees, forming the Abizanda normal faults system and changing the kinematic of the El Entremon fault.

BIBLIOGRAFÍA

- Alarcón, J. C. B., Cunha, P. P. (2019): *The Geology of Iberia: A Geodinamic Approach Volume 4: Cenozoic Basins*. En: Quesada, C. y Oliviera, J. T. (eds.): *Regional Geology Reviews*. Springer, 195.
- Alvaro, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un Modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris*, 14, 172-177.
- Babault, J. y Teixell, A. (2007): El Relieve de los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(2), 135-150.
- Barnolas, A., Samsó, J.M; Teixell, A; Tosquella, J y Zamorano, M (1991): Evolución sedimentaria entre la cuenca Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona. I Congreso del Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión n° 1, 123.
- Barnolas, A., Pujalte, V. (2004): La Cordillera Pirenaica. Definición, límites y división. En: Vera, J. A. (ed.): *Geología de España*. Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 233-241.
- Bentham, P. A.; Burbank, D. W. y Puigdefabregas, C. (1992): Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: late Eocene Escanilla formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. *Basin Research*, 4, 335-352.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación Geodinámica de la Vertiente Centro-Occidental Surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios geológicos*, 41, 391-404.
- Capote, R., Muñoz, J. A., Simón, J. L., Liesa, C. L., Arlegui, L. E. (2002). Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (eds), *Geology of Spain*. The Geological Society, London, 367-400.

Carrillo, E., Guinea, A., Casas, A., Rivero, L., Cox, N. y Vázquez-Taset, Y. M. (2020): Tectono-sedimentary evolution of transverse extensional faults in a foreland basin: Response to changes of tectonic plate processes. *Bain Research*, 32 (6), 1388-1412.

Crespo, L. A., Cortinas, A. B., Ribas, A. B., Sainz, A. C., del Río Bermejo, P., Lasanta, C. G., Garbi, H. G., Imaz, A. G., Sanchez, M. A., Llavall, E. I., Jimenez, J. L., Carrera, C. L., Martínez Peña, M. B., Garrido, H. Millán, Lopez, T. M., Urcia, B. O., Bielsa, C. P., Anchuela, O. P., Pueyo Morer, E. L., Cordero, J. R., Ramón Ortiga, M. J., Pintó, A. R., Berdiel, T. R., Ballesster, P. C., Sams Escolà, J. M., Otín, P. S., Kiel, J. S., Simón Gomez, J. L. y Soto Marín, R. (2014). *Panorámicas para ilustrar un corte de la vertiente surpirenaica en la zona oblicua de pliegues y cabalgamientos de Aínsa*. Sociedad Geológica de España. XXVI Reunión de la Comisión de Tectónica. Parque Geológico de los Pirineos Sobrarbe Geoparque. Sociedad Geológica de España. I.C.O.G. Aragón. Universidad de Zaragoza, 63 pp.

Farrell, S. G.; Williams, G. D. y Atkinson, C. D. (1987): Constraints on the age of movement of the Montserch and Cotilla Thrusts, south central Pyrenees, Spain. *Journal of the Geological Society*, 144, 907-914.

Garcés, M., Lopez-Blanco, M., Valero, L., Beamud, E., Muñoz, J. A., Olivia-Urcia, B., Vinyoles, A., Arbués, P., Cabello, P. y Cabrera, L. (2020): Paleogeographic and Sedimentary Evolution of the South-Pyrenean foreland Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 14-19.

Gomis, L. E., Lopez-Blanco, M., Vidal, I. y Serra-Kiel, J. (2012): *Arquitectura y distribución de sedimentos marinos someros y de talud influenciadas por el crecimiento de pliegues sin-sedimentarios. (Abizanda, Luteciense medio, Zona Surpirenaica Central)*. Geotemas, 13, 226-229.

Hobbs, B. E., Means, W.D. Y Williams, P.F. (1976): *An Outline of Structural Geology*. Wiley International Edition, 571 pp.

Holl, J. E. y Anastasio, D. J. (1993): Paleomagnetically derived folding rates, southern Pyrenees, Spain. *Geology*. 21(3), 271-274.

Lacan, P. y Ortuño, M. (2012): Active Tectonics of the Pyrenees: A Review. Revisión de la tectónica activa de los Pirineos. *Journal of Iberian Geology* 38 (1): 9-30.

Liesa, C. y Simón, J. L.(2009): Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain). *Tectonophysics*, 474, 144-159.

Martínez-Peña, B. (1991): *La Estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central. Volumen 1*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza, 379 p.

Mochales, T., Pueyo, E. L., Casas, A. M. y Barnolas, A. (2010): *Kinematic approach by means of AmS study in the Boltaña anticline*. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, (30): 87-95.

Muñoz, J. A., Arbués, P. y van Hoorn, B.. *Tectonostratigraphic Evolution of the South-Central Pyrenean Foreland Basins: A Natural Laboratory for Play-Based Exploration*. Digital Geology. Basin Scale. 18pp. Disponible en: https://www.researchgate.net/profile/Berend-Van-Hoorn/publication/347950500_Tectonostratigraphic_Evolution_of_the_South_Central_Pyrenean_Foreland_Basins_A_Natural_Laboratory_for_Play-Based_Exploration/links/5fea376a299bf14088563532 (fecha de consulta: 25/02/22).

Muñoz, J. A., Puigdefábregas, C., Fontboté, J. M. (1983). El Pirineo. Introducción. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 161-168.

Oliva-Urcia, B. (2018): Thirty Years (1988-2018) of advances in the knowledge of the Structural Evolution of the South-Central Pyrenees during the Cenozoic Collision, a Summary. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 31 (2). 51-68.

Poblet, J., Muñoz, J. A., Travé, A., & Serra-Kiel, J. (1998): Quantifying the kinematics of detachment folds using three-dimensional geometry: Application to the Mediano anticline (Pyrenees, Spain). *Geological Society of American Bulletin*, 110 (1), 111-125.

Santolaria, P., Mochales, T., Casas, A. y Soto, R. (2015): Análisis de la fracturación en una cuenca de antepaís: el caso de la Fm. Escanilla (Cuenca de Aínsa, Zona Surpirenaica). *Geogaceta*, 58, 87-90.

Simón, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (Example from the Eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124, 37-53.

Teixell, A., Cáceres, M.Z., Merino, J.R., Juli, J.J.N., Santisteban, R.R., Castaño, R.M.A, Leyva, F., Ramirez del Pozo, J., Aguilar, P., Moreno, A.R. (2016): *Mapa Geológico de España (Escala 1:50.000), Hoja nº 250 (Graus)*, IGME, Madrid.

Twiss, R. J. y Moores, E. M. (1992): *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, University of California at Davis, 498 pp.